



27-й  
МЕЖДУНАРОДНЫЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОНГРЕСС

ТЕКТОНИКА

Секция С.07

Доклады

Том 7



СССР

Москва 4-14 августа 1984

27-й  
МЕЖДУНАРОДНЫЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОНГРЕСС



18662

# ТЕКТОНИКА

Секция С.07

Доклады

Том 7

СССР  
Москва  
4-14 августа 1984



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1984





В сборнике рассматриваются вопросы тектонического районирования континентов, строение переходных зон между континентами и океанами, тектоника складчатых поясов, рифтовые структуры океанов и континентов, а также процессы деформации горных пород и влияние глубинных неоднородностей верхней мантии на структуру и динамику земной коры.

Редакционная коллегия:

А.В. ПЕЙВЕ (отв. редактор), А.А. БЕЛОВ, Л.П. ЗОНЕНШАЙН,  
А.Л. КНИППЕР, Ю.Г. ЛЕОНОВ, А.В. ЛУКЬЯНОВ, Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ,  
С.В. РУЖЕНЦЕВ, В.Е. ХАИН, А.В. ЧЕКУНОВ

## ТЕКТОНИКА

27-й МГК, С.07

*Утверждено к печати*

*Организационным комитетом 27-го Международного геологического конгресса*

Редактор В.П. Цетлин. Редакторы издательства Н.М. Митяшова, М.А. Яценко  
Художник Ф.Н. Буданов. Художественный редактор И.Ю. Нестерова  
Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор И.Г. Мартынова

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

Подписано к печати 29.05.84. Т-09170. Формат 70 × 100<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага для глубокой печати  
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,6+1,2 вкл. Усл. кр.-отт. 17,0. Уч.-изд. л. 21,3  
Тираж 2000 экз. Тип. зак. 1451. Цена 1 р. 40 к. Заказное

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
190034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

# ТЕМА С.07.1.1. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТОВ

УДК 551.24 + 551.73/.78

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ФАНЕРОЗОЕ (к проблеме тектонического районирования материков)

А.В. ПЕЙВЕ, А.Л. КНИППЕР, М.С. МАРКОВ, А.А. МОССАКОВСКИЙ,  
А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, Н.А. ШТРЕЙС

*Геологический институт АН СССР, Москва, СССР*

Начиная с 70-х годов в Геологическом институте АН СССР разрабатывается новое направление в теоретической тектонике, возникшее в связи с выявлением в структуре складчатых сооружений континентов остатков океанической коры геологического прошлого и изучением тех структурных и вещественных преобразований, которые океаническая кора испытала в ходе геосинклинального развития и последующих тектонических процессов, обусловивших ее превращение в земную кору континентального типа. Это направление синтезирует мобилистские идеи в тектонике, достижения в области континентальной геологии, новейшие данные о глубинном строении земных геосфер, полученные как геофизическими, так и петрологическими методами и, наконец, важнейшие результаты геологических исследований дна современных океанов.

Основное внимание было сосредоточено на разработке двух важнейших и тесно между собой связанных проблем, одна из которых касалась офиолитов континентов (их строения, состава и структурного положения в складчатых сооружениях), а другая — тектонической эволюции земной коры, ее стадийности и направленности.

Проблема офиолитов разрабатывалась путем геологического и петрологического изучения офиолитовой ассоциации в различных складчатых областях Евразии — на Урале, в Средиземноморье, на Кавказе, в Иране, Саянах, Монголии, на Северо-Востоке СССР, а также на Кубе, в Италии, в Аппалачах и в ряде других мест. В качестве сравнительного привлекался материал по породам дна океанов и океанических островов, для чего проводились специальные морские экспедиции. В результате этих исследований было установлено, что офиолитовый комплекс, образованный характерным набором магматических и осадочных пород, закономерно повторяется в одной и той же последовательности в различных по возрасту складчатых зонах: кайнозойских, мезозойских, палеозойских и даже протерозойских.

Нижняя часть офиолитового комплекса, так называемый меланократовый фундамент, внизу сложена сильно деформированными гипербазитами: дунит-гарцбургитами и лерцолитами. Выше отмечается частая перемежаемость оливиновых и оливин-пироксеновых габбро с пироксенитами, верлитами, дунитами и анортозитами, широко известная под названием полосчатого комплекса, который, в свою очередь, вверх по разрезу сменяется габброидами, содержащими жилы, дайки и тела тоналитов, диоритов и кварцевых тоналитов. Наконец, самые верхние горизонты габброидов прорваны дайками базальтов, диабазов, долеритов и иногда лампрофиоров, нередко превращенных в амфиболиты, которые образуют так называемый комплекс параллельных даек.

Верхняя часть офиолитового комплекса сложена толеитовыми базальтами, спилитами, диабазами, радиоляритами, фтанитами, кремнисто-терригенными, пелагическими карбонатными породами и черными сланцами, коррелируемыми с низами разреза отложений эвгеосинклинальных зон.

Выяснилось, что офиолитовый комплекс не одновозрастен, как это предполагалось ранее, а формируется в несколько этапов, которые часто разделены эпохами тектонических деформаций. В результате изучения соотношения пород внутри офиолитового комплекса было показано, что его нижняя часть, сложенная дунитами и гарцбургитами, тектонизирована и метаморфизована намного сильнее и сложнее, чем вышележащий по-



лосчатый комплекс. В свою очередь, верхняя вулканогенно-осадочная часть офиолитового комплекса местами залегает с перерывом на габброидах или даже на ультрабази-тах.

Современное структурное положение офиолитовых комплексов в складчатых сооруже-ниях, как правило, не соответствует их первичному залеганию в разрезе земной ко-ры. В подавляющем большинстве случаев в результате интенсивных горизонтальных движений офиолитовые комплексы континентов находятся в тектонически перемещен-ном (аллохтонном) состоянии и при этом они подверглись процессам тектонического раздавливания, расслаивания и скупчивания.

Сравнительное изучение офиолитовых комплексов континентов и пород дна современ-ных океанов показало их сходство как по составу, так и по строению разрезов. Ниж-няя ультрабазитовая часть разреза офиолитовых комплексов складчатых зон континен-тов сопоставляется с породами верхней мантии под океанами, полосчатый комплекс — с третьим слоем океанической коры, подушечные толеитовые базальты и диабазы — со вторым слоем, а яшмы и другие осадочные породы — с первым слоем коры океанов. Эти сравнения подтверждаются находками глубоководных органических форм в оса-дочных породах верхов офиолитовых ассоциаций континентов. Следовательно, имеют-ся все основания считать, что офиолитовые комплексы континентов представляют со-бой реликты, фрагменты той древней океанической коры, на которой развивались эв-геосинклинали.

Этот фундаментальный вывод породил мобилистскую трактовку палеотектоники эв-геосинклиналильных областей и стал основополагающим при разработке новых представ-лений о закономерностях формирования континентальной земной коры, которые на-шли отражение на Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000 и ряде более крупномасштабных карт отдельных регионов (Урал, Казахстан, Восток СССР), составленных по совершенно новым принципам [1—8].

Проблема тектонической эволюции земной коры складчатых зон континентов, ее направленности, стадийности и роли в этой эволюции геосинклиналиного процесса воз-никла как сопряженная с проблемой офиолитов. Разрабатывая и обосновывая новые принципиальные положения о том, что все эвгеосинклинали геологического прошлого закладывались на океанической коре, необходимо было в историческом аспекте рас-смотреть и изучить те разнообразные геологические процессы, которые в ходе развития эвгеосинклиналильных областей вызвали преобразование океанической коры в континен-тальную, поскольку в современной структуре все складчатые сооружения континентов, как известно, обладают континентальным типом земной коры.

Решая эту проблему, мы опирались на многолетний опыт и достижения континенталь-ной геологии, в ходе развития которой методами структурно-формационного анализа, петрологии, литологии и исторической геологии были выяснены важные черты геоло-гического развития складчатых зон континентов. В первую очередь надо указать на из-вестные закономерности эволюции магматических и метаморфических процессов в складчатых геосинклиналильных зонах фанерозоя, вертикальные и латеральные форма-ционные ряды в таких зонах, общие особенности развития геосинклиналильных зон и превращения их в складчатые сооружения, существенные пространственные и хроноло-гические закономерности формирования складчатых зон и поясов.

Одновременно были использованы и некоторые положения концепции тектоники ли-тосферных плит, особенно свойственный ей актуалистический подход при выделении и интерпретации основных структурных элементов и геодинамических и седиментацион-ных обстановок геологического прошлого.

Была выполнена большая работа по пересмотру с мобилистских позиций тектониче-ской структуры многих складчатых сооружений Северной Евразии и прежде всего Ура-ла, Кавказа и сопредельных частей Альпийского пояса, палеозоид Сибири, Монголии, мезозоид Северо-Востока СССР. Анализ образующих их структурно-формационных комплексов с позиций актуализма показал, что в современной сложной покровно-складчатой структуре разных по возрасту складчатых сооружений присутствуют комп-лексы осадочных и магматических пород, близкие по составу и строению не только со-временным океаническим образованиям (о чем уже говорилось выше), но и комплексам пород современных островных ду и окраинных морей, лежащих в зонах перехода от океана к континенту. При этом последние в пределах складчатых зон всегда оказываются моложе океанических образований.



Наряду с такими комплексами были диагностированы терригенные комплексы, аналогичные образованиям континентального склона и подножья, карбонатные шельфовые отложения, свойственные пассивным континентальным окраинам, а также протяженные вулканоплутонические пояса орогенного типа — аналоги многих современных активных континентальных окраин. Развитие складчатых зон во всех случаях завершилось эпохами тектонических деформаций, массового проявления калиевого гранитного магматизма и накоплением в орогенных условиях континентальных моласс. Такие условия на современном этапе свойственны только континентам.

Таким образом, возникло представление о стадийности единого направленного процесса формирования земной коры континентов путем последовательного преобразования земной коры океанического типа в переходную, а затем в континентальную. Комплексы горных пород, сформировавшиеся на этих стадиях, по особенностям своего строения, состава и метаморфической переработке отражают соответственно разные этапы и разную степень этого сложного и длительного процесса.

Концепция стадийности развития земной коры, проходящей в процессе своего формирования через океаническую, переходную и континентальную стадии, породила новый подход к тектоническому районированию континентов — в зависимости от времени становления зрелой коры континентального типа, а там, где она еще не сформировалась — времени возникновения гранитно-метаморфических слоев.

К комплексам океанической стадии относятся такие осадочные и магматические формации, которые образовались в палеобассейнах с корой океанического типа. Они ассоциируются с породами меланократового океанического фундамента и часто подстилаются ими. Важно подчеркнуть, что в современной структуре складчатых сооружений эти комплексы, как и фрагменты меланократового фундамента, практически всегда слагают тектонические покровы, надвинутые на геологические формации совсем другой природы — островодужные или эпиконтинентальные. Тектоническое совмещение комплексов пород, образовавшихся в совершенно различных обстановках, создает обманчивое впечатление первичной близости областей их накопления, что часто вводит в заблуждение исследователей. Геодинамические обстановки океанической стадии характеризуются преобладанием общего растяжения, на фоне которого возникали локальные зоны тектонического сжатия.

Типичны для этой стадии недифференцированные или слабо дифференцированные толеит-базальтовые вулканы вместе с радиоларитами, яшмами, фтанитами, микритовыми известняками и сланцами, относящимися к верхней части офиолитового комплекса. Однако по латерали они местами сменяются породами щелочно-базальтовой формации и даже контрастной, но существенно натровой вулканогенной ассоциации, включающей наряду с базальтами альбитофиры и кварцевые кератофиры, а также карбонатными рифовыми породами, свойственными внутриокеаническим поднятиям и гайотам. Эти комплексы пород обычно выделяются на континентах в качестве спилито-диабазовой, спилито-кератофировой, фтанитовой, карбонатно-кремнистой рифовой формации. С комплексами океанической стадии, как показывает изучение складчатых зон континентов, связаны интрузии габбро-норитов, плагиогранитов и метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации.

Специальные исследования, проведенные на Урале, в Альпийском поясе и на Северо-Востоке СССР, показали, что многие палеоокеанические структуры, выявляемые в пределах этих складчатых областей, формировались в связи с процессами внутриконтинентального раздвига, происходившими по разным тектоническим поверхностям внутри литосферы. В таких случаях океанической стадии предшествует рифтогенная, во время которой сначала накапливаются грубообломочные толщи, состоящие из продуктов разрыва раздвигающихся континентальных массивов, и сопровождающие их субщелочные вулканы и лишь затем по мере разрастания новообразованного океанического бассейна появляются породы офиолитового комплекса. Вместе с тем несомненно и то, что во многих других случаях, особенно в таких складчатых поясах, как палеозойды Сибири и Центральной Азии, которые отличались длительным растянутым во времени развитием, часто начинавшимся еще в рифее, океаническая стадия развития могла быть унаследована от древнего Мирового океана.

В переходную стадию, когда земная кора отличается исключительно сложным строением, сочетанием разных типов коры с базальтовым слоем изменчивой мощности с локальным развитием гранитно-метаморфического слоя, с резкими колебаниями мощ-



ности вулканогенно-осадочного чехла, формируются столь же разнообразные по составу и строению комплексы осадочных и магматических пород, характеризующиеся большой латеральной изменчивостью.

В современной структуре земной коры этой стадии развития отвечают структуры типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов, геодинамическая обстановка существования которых, как сейчас установлено, определяется преобладанием неравномерного и неповсеместного тектонического сжатия и скучивания, особенно нарастающего к концу стадии. На фоне общего сжатия возникают кратковременные зоны вторичного растяжения, обуславливающие формирование котловин окраинных морей.

Именно с этой стадией связана тектоническая дифференциация палеоокеанических областей или их крупных частей и обособление структурно-формационных зон со специфическими вертикальными рядами формаций и последовательное их превращение в складчатые сооружения, что уже давно хорошо изучено в процессе разработки геосинклинальной теории.

Один из основных типов структурно-формационных зон, свойственных переходной стадии, характеризует палеостроводужные структуры, в пределах которых комплексы пород океанической стадии надстраиваются мощными накоплениями вулканитов контрастной серии, либо высокоглиноземистыми базальтами, сложно сочетающимися с граувакками, реже с известняками. Выше по разрезу они сменяются вулканитами дифференцированной известково-щелочной серии, скученные и смятые накопления которых перекрываются нижнемолассовыми формациями. В глубоких корневых частях таких зон происходят процессы зонального метаморфизма и плагиогранитизация вулканогенно-осадочных пород с образованием разнообразных плагиогнейсов и существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев в ассоциации с автохтонными и параавтохтонными плутонами плагиогранитов, гранодиоритов, а также плутонов пестрого габбро-диорит-гранодиоритового состава. Эти породы слагают линзы, своеобразные "зародыши" новообразованного гранитно-метаморфического слоя, который фиксируется геофизическими методами в основании большинства современных островных дуг.

Здесь, вероятно, будет уместно напомнить, что в результате петрологического и геохимического изучения метаморфических пород фанерозойских складчатых зон, как впрочем и докембрийских, уже давно было установлено, что подавляющая масса метаморфических (и магматических) пород, которые по своему составу и геофизическим характеристикам отвечают гранитно-метаморфическому слою континентов, претерпела в своей истории не менее двух этапов разнотипной региональной гранитизации: более раннюю плагиогранитизацию и более позднюю калиевую гранитизацию. Первая обусловила образование разнообразных плагиогнейсов и плагиоклазовых кристаллосланцев, плагиогранитов и гранодиоритов, вторая, обычно наложенная на первую, привела к формированию основной гаммы микроклиновых, реже ортоклазовых гнейсов и плутонов калиевых гранитов разного типа гранитно-щелочногранитной формации.

Эти же процессы захватывают и обломки (фрагменты, микроконтиненты) более древней континентальной коры, включенные в состав переходных зон. Однако здесь эти процессы накладываются на существенно иной субстрат.

Другой важнейший тип структурно-формационных зон отвечает котловинам краевых морей. Свойственный ему формационный ряд представлен туфогенно-кремнисто-граувакковой, собственно граувакковой, аспидной и рядом других терригенных формаций, в которых содержатся прослои вулканических пород основного и среднего состава. Встречаются пачки и толщи дикого флиша и олистостром. Вверх по разрезу названные формации сменяются флишевыми и флишоидными, а затем нижними, преимущественно морскими молассами. Этот тип структурно-формационных зон в традиционной трактовке выделялся под названием терригенных геосинклиналей.

Среди формаций переходной стадии нередко распознаются также образования, свойственные шельфам, континентальным склонам и их подножиям. Это в основном карбонатные и терригенные комплексы, содержащие иногда и глубоководные отложения. Таким образом, в течение переходной стадии развития коры происходит тектоническая дифференциация палеоокеанических областей и оформление сложной, свойственной геосинклинальным областям, структурно-фациальной зональности, контролировавшей процессы седиментации, магматизма, метаморфизма и складчатости (включая и тектоническое скучивание горных масс). Складчатость, последовательно охваты-



вая все новые площади, постепенно превращала палеоокеанические области в складчатые сооружения. Параллельно и в прямой генетической связи с перечисленными явлениями шел фундаментальный процесс зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя путем длительного эволюционного вещественного и структурного преобразования пород вулканогенно-осадочной оболочки так называемого базальтового слоя, вероятно, и мантии.

Этот процесс сопровождался повышенными неравномерными тепловыми потоками и привнесом и выносом вещества в результате осадочной и метаморфической дифференциации и метасоматоза вследствие магматических внедрений и особенно благодаря поступлению жидких и газообразных флюидов. О результатах и пространственно-временных закономерностях этого процесса мы можем судить как по прямым наблюдениям над составом и возрастом метаморфических пород в ядрах островных дуг, так и по тем проявлениям магматизма и метаморфизма, которые по своему возрасту и положению в разрезах складчатых зон отвечают переходной стадии их развития. Это — плагиогнейсы, другие признаки плагиогранитизации пород, автохтонные и параавтохтонные плутоны габбро-плагиогранит-диоритовой формации и диорит-плагиогранитной, которые вместе с нижними молассаами, фиксирующими время формирования складчатых зон, мы рассматриваем как комплексы-показатели становления в складчатых зонах гранитно-метаморфического слоя.

Анализ строения и истории развития многих складчатых сооружений показал, что образование гранитно-метаморфического слоя было процессом длительным и, главное, разновременным в разных зонах даже одной складчатой области, не говоря уже о складчатых поясах в целом. Подобный способ образования гранитно-метаморфической оболочки, свойственный, например, палеозоидам Сибири, Казахстана, Западной Европы, мы называем автохтонным, противопоставляя его аллохтонному способу, когда формирование гранитно-метаморфической оболочки происходило вследствие крупномасштабных горизонтальных перемещений, скупивания и ремобилизации древних докембрийских континентальных масс. Именно таким путем формировалась континентальная кора в линейных складчатых поясах — Уральском, Альпийском и др. Обычно в истории развития любой складчатой области сосуществуют оба способа формирования континентальной коры при преобладании одного из них.

Итак, если судить по геофизическим параметрам, к концу переходной стадии земная кора в пределах складчатых сооружений приобретает черты, свойственные коре континентального типа, т.е. повсеместно или почти повсеместно состоит из трех основных слоев: осадочно-вулканогенного, гранитно-метаморфического и базальтового. Но это только по геофизическим характеристикам. На самом деле и вещественный состав этих слоев, и их строение характеризуются большой латеральной изменчивостью, сильно отличаясь от того, с чем мы сталкиваемся в современной континентальной коре. Прежде всего это касается, как уже отмечалось, гранитно-метаморфического слоя существенно плагиогнейсового в переходной коре и гранито-гнейсового — в континентальной.

Однако имеются серьезные основания думать, что это в равной мере относится и к базальтовому слою. Те данные, которыми располагает современная геология, указывают на существенные различия в составе пород базальтового слоя переходной и континентальной коры. В первой из них он представлен габбро-амфиболитами, сильно тектонизированными и метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, которые мало отличаются от базальтового слоя океанической коры. В континентальной же коре, где геофизический базальтовый слой доступен для геологического изучения только на докембрийских щитах, он образован основными кристаллосланцами и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами, либо даже более кислыми гнейсами и кристаллическими сланцами (если опираться на предварительные результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины).

Таким образом выясняется, что по вещественному составу основных слоев земной коры существуют серьезные различия между корой переходного типа и континентальной корой. Из этого следует, что для того, чтобы образовалась настоящая зрелая континентальная кора, та, которая свойственна современным континентам, требуются дополнительные фундаментальные преобразования, которые должны затронуть практически весь разрез коры переходного типа.

Естественно возникает вопрос — в какой историко-геологический момент происхо-



дит это важное преобразование вещественных и, добавим, структурных свойств основных слоев земной коры в процессе ее превращения из переходной в континентальную?

Ответ на этот вопрос дает хорошо изученная ныне этапность развития складчатых геосинклинальных зон континентов.

Эти преобразования происходили в те самые глобальные эпохи тектоно-магматической орогенной активности земной коры в пределах складчатых зон континентов и прилежащих частей древних платформ, которые завершают крупные тектонические циклы — альпийский, варисцидский, каледонский и др. В отношении этих глобальных эпох в предшествующие годы, особенно в 60-х годах, велись бурные и часто формальные дискуссии о том, являются ли они орогенным этапом геосинклинальных областей, или относятся к совершенно независимому явлению — повторному орогенезу (дейтеро-орогенезу), или они должны рассматриваться как проявления автономной или отраженной активизации и т.п. Работа над тектонической картой Северной Евразии показала, что таких глобальных эпох, с которыми мы связываем завершение образования новых массивов континентальной коры, в истории континента было семь<sup>1</sup>: 1) альпийская (олигоцен, миоцен, начало плиоцена), 2) позднемезозойская (поздний мел), 3) раннемезозойская (конец триаса—начало юры), 4) позднепалеозойская (середина карбона—ранняя пермь), 5) ранне-среднедевонская, 6) позднерифейская и 7) карельская (в конце раннего протерозоя).

Огромная роль этих эпох в эволюции коры континентов вытекает из следующего. С этими глобальными эпохами была связана структурная перестройка геосинклинальных складчатых областей (альпид, мезозоид, варисцид, каледонид и т.д.) и прилежащих частей древних платформ, в результате которой возникла новая система структур — сводово-глыбовые поднятия, внутренние впадины и краевые прогибы, несогласно наложенные на структуры складчатых областей.

Во время этих эпох в тех же областях орогенной активизации произошли одновременно массовые проявления калиевой гранитизации (микроклинизации, альбитизации) пород предшествующих стадий развития, в том числе и более древних плагиогнейсов и столь же массово проявился генетически тесно связанный с ней гранитно-щелочногранитный магматизм. Все это свидетельствует о значительных вещественных преобразованиях в гранитно-метаморфической оболочке. Важно подчеркнуть, что процессы гранитного однотипного магматизма и калиевой гранитизации практически одновременно затрагивали в пределах соответствующих складчатых областей зоны с разным возрастом складчатости, с разным временем образования гранитно-метаморфического слоя, что указывает на одновременность процессов гранитизации и гранитообразования на глубинных уровнях земной коры в пределах обширных, ранее гетерогенных складчатых областей.

С этими глобальными тектоническими эпохами совпадали эпохи массового орогенного наземного (так называемого субсеквентного) вулканизма, продукты которого формировали протяженные вулканические пояса, пространственно совпадавшие с областями тектонической активизации: Центрально-Казахстанский, Алтай-Минусино-Тувинский и Шотландский в девоне, Евразийский в позднем палеозое, Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский в мелу и т.д.

Наконец, эти глобальные эпохи знаменовались интенсивным горообразованием, о котором мы судим на основании мощных накоплений грубообломочных континентальных верхних моласс соответствующего возраста и которое свидетельствует о резком возрастании мощности земной коры в областях его проявления и образования глубоких сиалических корней, необходимых для изостатического поднятия.

Совершенно очевидно, что все эти разнообразные формы проявления тектоно-магматической активизации, совпадающие во времени и локализованные в пределах одних и тех же складчатых областей континентов, не могли не быть связанными с фундаментальными преобразованиями глубинных оболочек земной коры и мантии и прежде всего гранитно-метаморфической, после которых земная кора окончательно приобрела свои континентальные свойства. Именно поэтому первое проявление калиевой гранитизации, щелочногранитного магматизма, орогенного вулканизма и верхних континентальных моласс рассматривается нами как показатель окончательного становле-

<sup>1</sup> Эпохи континентального горообразования нельзя смешивать с эпохами складко- или горообразования. Например, для Востока СССР характерна крупная позднюрско-раннемеловая эпоха тектоногенеза, но она не сопровождалась ростом континентальных блоков.



ния и консолидации континентальной коры. В дальнейшем в процессе эволюции континентальной коры они могут неоднократно повторяться.

Таким образом, процесс формирования континентальной коры распадается в фанерозое на два основных этапа: 1) этап зарождения и роста участков гранитно-метаморфического слоя путем длительного эволюционного вещественного и структурного преобразования пород вулканогенно-осадочной оболочки и базальтового слоя на протяжении океанической, но главным образом переходной стадий развития земной коры; 2) этап глобальных, относительно кратковременных эпох резкой активизации тектонических движений, приводящих к тектоническому объединению, скучиванию ранее возникших гранитно-метаморфических слоев разного возраста, и также разрозненных до этого фрагментов древних континентальных кор в единые моноклитные массы — континенты или части континентов; при этом в результате метаморфических и магматических процессов происходит рост и увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя и его повторная существенно калиевая гранитизация, обуславливавшая вещественную консолидацию (цементацию) новообразованной континентальной коры.

Следствием всех этих метаморфических преобразований будет перемещение границ Конрада и Мохо на другие уровни, отвечающие новому распределению метаморфических пород соответствующей плотности, свойственному уже континентальному типу земной коры.

Выявленные закономерности процесса образования континентальной коры позволяют подойти к новому, более глубокому, генетическому пониманию сущности геосинклинали развития и определить его место и роль в формировании основных оболочек земной коры. С этих позиций геосинклинали развитие должно пониматься как совокупность тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих структурное и вещественное преобразование океанической коры в континентальную. В то же время в последние годы в геологии намечается отход от термина "геосинклиналь". Придерживаясь новой концепции о развитии земной коры, которую можно определить как аккреционно-деструктурную, авторы считают такой отход вполне правомерным и закономерным. Он отражает характерную особенность современной тектоники: смену классических представлений геосинклинали теории на новые идеи о тектогенезе Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Тектоника Казахстана: (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1982. 138 с.
2. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана: (Объяснительная записка к Тектонической карте Востока СССР и сопредельных стран масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1980. 285 с.
3. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 220 с.
4. Тектоника Урала: (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.
5. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных стран масштаба 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1979.
6. Тектоническая карта Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1981.
7. Тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. М.: Мингео СССР, 1980.
8. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000. М.: Мингео СССР, 1977.



## СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРИ НА ОСНОВЕ ПОЭТАЖНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

А.Л. ЯНШИН

*Институт литосферы АН СССР, Москва, СССР*

К.В. БОГОЛЕПОВ, А.К. БАШАРИН, Н.А. БЕРЗИН,

Ч.Б. БОРУКАЕВ, О.А. ВОТАХ, Б.М. ЧИКОВ

*Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, СССР*

Н.П. ЛАВЕРОВ

*Академия народного хозяйства, Москва, СССР*

В.С. СУРКОВ, В.С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии,  
геофизики и минерального сырья, Новосибирск, СССР*

Г.С. ФРАДКИН

*Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, Якутск, СССР*

А.П. ЩЕГЛОВ

*Дальневосточный геологический институт, ДВНЦ АН СССР,  
Владивосток, СССР*

Огромная, более 10 млн. км<sup>2</sup>, территория Сибири чрезвычайно разнообразна в тектоническом отношении. Она охватывает древнюю Сибирскую платформу, окаймляющие ее с юга палеозойские складчатые области Центрально-Азиатского пояса, мезозойские складчатые области Верхояно-Колымскую, Таймырскую и Монголо-Охотскую, сопряженный с последней мезозойский орогенный пояс и молодую Западно-Сибирскую платформу. В обобщающих тектонических исследованиях постоянно отмечалась некоторая специфика Сибири в сравнении с Европой. Напомним, что материалы по тектонике Сибири послужили основанием для прозорливого замечания В.И. Вернадского о дисимметрии Земли. Именно здесь, в Сибири, выделены байкальская и мезозойская складчатости, сравнительно слабые проявления которых лишь много позднее были обнаружены в Западной Европе.

Строение отдельных регионов Сибири (например, Западно-Сибирской плиты) изучается очень интенсивно. Но до сих пор не проводилось широких специальных тектонических исследований для получения характеристики объемной структуры всей площади Сибири, соотношений ее главных элементов. Создание такой трехмерной модели для подготовки фундаментальной основы в прогнозе размещения полезных ископаемых стало целью составления "Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири".

Эта огромная междудеятельная работа, входящая важным составным звеном в суперпрограмму „Сибирь“, проведена силами многочисленных научно-исследовательских организаций Сибирского отделения АН СССР, Министерств геологии СССР и РСФСР и др. Атлас включает 7 поэтажных и общую (сводную) тектонические карты, а также карты, отражающие современное строение и состояние земной коры, и 12 опорных геолого-геофизических профилей. Карты готовятся к изданию в масштабе 1:5000000, но авторские макеты составлялись в более детальных масштабах — от 1:1 000 000 до 1:2 500 000. За время работы синтезирован огромный материал по геологии Сибири, в том числе полученный при специальных целенаправленных исследованиях по составлению Атласа.

В основу составления Атласа положена разработанная в ИГиГ СО АН СССР методика тектонического районирования по структурно-вещественным признакам минеральных масс. Для того чтобы дать детальные характеристики глубинных зон коры, принят способ поэтажного районирования, или составления карт мегакомплексов. Существенное значение при этих построениях придавалось системе опорных профилей.

Мегакомплекс — это фациальный ряд различных по вещественному составу, строению и условиям образования тектонических комплексов (геосинклинальных, протозойских и дейтероорогенных, плитных), сформировавшихся в течение одной тектонической эры. Возрастные рубежи мегакомплексов определены приблизительно изохронными в соот-



ветствии с периодами основных тектонических перестроек земной коры, проявленных на территории Сибири. Сочетание мегакомплексов в пространстве дает представление о наиболее общих особенностях структуры континентальной коры и основных этапах и закономерностях ее образования. Последовательность мегакомплексов создает хронологический каркас Атласа.

Мегакомплексы подразделяются на тектонические комплексы. Это крупные геологические единицы, представляющие собой ассоциации формаций, которые получают на карте морфологическую (геометрическую) характеристику и тектоническую интерпретацию. Сочетание формаций определяет структуру комплекса. Наряду с традиционными геосинклинальными и плитными (платформенными) тектоническими комплексами фигурируют прото- и дейтероорогенные. Их выделение во многом принципиально ново.

В современных тектонических концепциях обращается внимание на преобразование океанической коры в континентальную в геосинклинальных областях. Момент такого преобразования фиксируется по появлению моласс — формаций протоорогенного класса. Последующая история складчатой области относится к континентальной стадии. Присущие ей тектонические формы обычно рассматриваются менее детально. Однако интервал между главной складчатостью и накоплением ортоплатформенного (плитного) чехла, часто очень продолжительный, весьма сложен. Кроме протоорогенных комплексов, тесно связанных в пространстве и времени с геосинклинальными, в это время формируются и дейтероорогенные, оторванные от указанных пространственно или отделенные от них длительным перерывом — обычно эпохой структурной перестройки.

Дейтероорогенные комплексы образуют как протяженные вулканические пояса, так и изолированные друг от друга тела осадочных и вулканогенных формаций значительной мощности при существенных градиентах ее изменения. В их составе преобладают континентальные, реже эпиконтинентальные морские осадочные и осадочно-вулканогенные молассы. Среди вулканитов доминируют лавы и пирокластиты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых. Широко развиты интрузивные массивы гранитов, сиенитов, а также рапакиви, габбро-анортозитов и т.д.

Дейтероорогенные комплексы располагаются на разновозрастном складчатом основании и даже на платформенных чехлах. Их выделение в качестве самостоятельных структурных элементов позволяет полнее отразить латеральные и вертикальные ряды тектонических структур, глубже вскрыть историю формирования коры. Дейтероорогенез не создает новой континентальной коры, но приводит к ее существенному преобразованию.

Каждый из выделенных тектонических комплексов подробно охарактеризован. Специальными знаками показаны его положение на глубине, состав и взаимоотношения входящих в него формаций и их ассоциаций, степень и характер дислоцированности пластов, проявления метаморфизма, полезные ископаемые и другие особенности.

Составление атласа позволило не только полно отразить структуру каждого мегакомплекса, но выявить новые особенности общего строения и эволюции земной коры Сибири.

Дорифейские образования, хотя по объему намного превышают один мегакомплекс, показаны на единой схеме, ибо площадь их выходов на поверхность мала, а закрытые территории еще недостаточно изучены.

В ходе работ над Атласом в изучение дорифейских толщ Сибири был внесен большой вклад. Геологи ЯФ СО АН СССР вычленили из алданского комплекса, ранее считавшегося единым и принявшего за эталон нижнего архея, гнейсовый комплекс инфраструктуры, по ряду признаков сходный с древнейшими серыми гнейсами других щитов. Методами детального структурного анализа доказано также предполагавшееся ранее геологами-съемщиками несогласие, разделяющее кварцит- и карбонатсодержащие части вышележащей супракрустальной толщи. Эти результаты позволили по-новому коррелировать кристаллические комплексы Алданского щита с древнейшими образованиями других щитов и интерпретировать его структуру. В частности, выяснилось, что многие грабены, наложенные на кристаллическое основание и выполненные слабометаморфизованными толщами, относятся к типу зеленокаменных поясов и имеют раннепротерозойский возраст. Однако эти результаты не позволяют пока провести однозначно возрастное расчленение кристаллического основания, на которое наложены слабометаморфизованные толщи, относящиеся к карельскому мегакомплексу. Есть основания полагать, что метаморфическая зональность наложена на структурную, а гранулитовая фация метаморфизма свойственна местами и нижнепротерозойским породам.



К карельскому мегакомплексу отнесены дорифейские толщи, метаморфизованные в условиях мезозоны. На Сибирской платформе они довольно хорошо распознаются, в складчатых областях обычно слиты с кристаллическим основанием и практически не отличимы от него. Никаких протяженных поясов карелид или сплошного покрова геосинклинальных толщ этого возраста на Сибирской платформе нет. Мегакомплекс залегает локально и в самых различных структурных обстановках — в сериях грабенов, в широких бассейнах типа синеклиз (подобная картина, кстати, характерна и для Русской платформы). Лишь в области Станового хребта можно предполагать широкое распространение мегакомплекса в виде пояса широтного простираения.

Интерпретация карельских образований в терминах учения о геосинклиналях — задача трудная. С одной стороны, формационные ряды их отвечают эв- и миогеосинклиналям, с другой — подавляющее большинство зон имеет внутриконтинентальное положение. Еще не ясна окончательно роль огромных надвиговых и шарьяжных перекрытий, нарушающих порядок зон, хотя признаки их несомненны. В силу этих причин районирование мегакомплекса и его основания проведено в отличие от других карт по принципу выделения структурно-формационных зон.

Внимательного рассмотрения заслуживает верхняя часть нижнего протерозоя, ранее выделявшаяся как средний протерозой. Это самостоятельный структурный этаж, залегающий на подстилающих толщах несогласно и представленный ассоциацией вулканогенных моласс и высокозрелых песчаников. Местами (Прибайкалье и др.) толщи образуют типичные вулканоплутонические пояса, для которых по аналогии с Андским поясом можно предполагать окраинно-континентальное положение. В глубь проконтинента вулканы исчезают. По принятой классификации этаж отнесен к дейтероорогенным комплексам. Он отвечает эпохе широко проявленной кратонизации, т. е. процесса становления фундамента Сибирской платформы и временной консолидации смежных с ней областей. В результате к началу рифея возник огромный Сибирский кратон.

Байкальский мегакомплекс выделен в рамках рифея, повсеместно (за очень редкими исключениями) залегает на подстилающих толщах несогласно. На Сибирской платформе мегакомплекс подразделяется на два этажа. Нижний сложен преимущественно континентальными кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, а в окраинных частях и высокоглиноземистыми сланцами. Его относят к нижнему рифею. Толщи залегают в узких грабенообразных прогибах, местами выходя на площади соседних блоков. Достоверно нижнерифейские образования установлены лишь на юго-востоке платформы, в Северном Прибайкалье, на востоке Анабарского массива, на Енисейском кряже. Однако не исключено, что с ними будут сопоставляться сходные по составу породы из некоторых скважин, пробуренных в пределах Западно-Сибирской плиты, часть толщ Алтае-Саянской области.

Второй этаж, датируемый средним и верхним рифеем, распространен много шире. В нем большую роль играют карбонатные формации, возникшие в условиях эпиконтинентальных морей. Нижняя граница этажа диахронна. Местами верхний рифей залегает прямо на фундаменте платформы. В этой части мегакомплекса обильны флишеидные формации, свидетельствующие об углублении бассейнов.

Сплошного рифейского чехла на платформе нет, а мегакомплекс залегает в платформенных и миогеосинклинальных прогибах, разделенных выступами основания, местами перекрытыми маломощным плащом. Такой тип строения присущ не только Сибирской платформе, но и значительной части Верхояно-Колымской области и, возможно, части Западно-Сибирской плиты. Все эти области объединяются в Сибирский кратон.

На юге кратона в перикратонных зонах, сопрягающихся с Центрально-Азиатским геосинклинальным поясом, мощность мегакомплекса постепенно увеличивается. Строение рифейских отложений в пределах пояса во многом не ясно. Часть исследователей выделяет здесь ряд эвгеосинклинальных зон, разделенных древними массивами, другие полагают, что на территории пояса преобладают неметаморфизованные плитные и миогеосинклинальные комплексы. Мы приняли первую точку зрения, хотя вопросы тектонической трактовки упираются в несовершенство и слабую обоснованность стратиграфических схем.

Каледонский мегакомплекс ограничен рамками венда (точнее, юдомия) и нижнего палеозоя. На Сибирской платформе он представлен сплошным, слабо дифференцированным чехлом, сложенным карбонатно-терригенными толщами. Полнота разреза и сте-



пень его насыщенности карбонатными породами возрастает в северном и северо-восточном направлениях. На Таймыре и в Верхоянской области плитный комплекс постепенно сменяется миогеосинклинальным. Последний выполняет прогибы, разделяющие относительно приподнятые блоки.

В северной, краевой части Центрально-Азиатского пояса в отдельных прогибах выделяются миогеосинклинальные комплексы, местами перекрытые протоорогенными. В глубь пояса они сливаются с рифейскими образованиями в единую толщу и слагают изометрические блоки, разделенные узкими прогибами с повышенным содержанием вулканитов. Далее расположена вулканогенная зона, внутренняя часть которой сложена офиолитовой, а периферийные — островодужными ассоциациями. Лежащие выше толщи представлены олистостромами, флишеидными и молласоидными образованиями. В Горном Алтае и Западном Саяне широко развиты песчано-сланцевые толщи, несогласно перекрытые терригенными и карбонатно-терригенными отложениями ордовика и силура.

Таким образом, от Сибирской платформы в глубь Центрально-Азиатского пояса наблюдается последовательный ряд комплексов, отвечающий современным зонам перехода от континента к океану. На границе между крупными блоками расположены островные дуги. Современная структура сильно осложнена шарьяжами и поздними сбросовыми дислокациями. В целом мегакомплекс более дифференцирован, чем рифейский, но структурные их связи несомненны.

Строение герцинского мегакомплекса отражено на двух картах: среднего палеозоя и верхнего палеозоя — нижнего триаса. На Сибирской платформе нижний из них представлен эпиконтинентальными толщами, часто красноцветными и соленосными, которые локализованы в крупных впадинах и синеклизах. Лишь на северо-востоке преобладают сероцветные образования. В Алтае-Саянской области и Казахстане широко распространены молассы, в том числе вулканогенные, перекрывающиеся субплатформенными карбонатными толщами.

В последнее время выяснено, что подобные толщи имеют площадное развитие и на территории Западно-Сибирской плиты. Здесь выделяется ряд крупных массивов, разделенных узкими офиолитовыми зонами сравнительно небольшой протяженности, слепо выклинивающимися по простиранию. Эти факты заставляют пересмотреть традиционную точку зрения об огромном и широком геосинклинальном поясе, проходившем в герцинскую эпоху через всю территорию плиты. Вероятно, большая часть массивов имеет докембрийский, если не дорифейский фундамент. Эвгеосинклинальные комплексы занимают лишь территорию сравнительно узкой Обь-Зайсанской области и ее продолжения — Сальмской ветви.

Верхний палеозой (местами с нижним триасом) во всех названных складчатых областях представлен орогенными комплексами — молассами, часто вулканогенными. Иначе построен он на Северо-Востоке СССР, где ему отвечают мощные миогеосинклинальные образования Верхояно-Колымской области. Восточнее они сменяются типичными эвгеосинклинальным комплексом, развитым на территории, ранее относившейся к Колымскому срединному массиву.

Наиболее характерной особенностью завершающего этапа формирования структуры мегакомплекса являются массовое излияние траппов на западе Сибирской платформы и Таймыре. В Западной Сибири базальтоиды локализуются в крупных грабенах субмеридионального и юго-восточного простирания.

Таким образом, строение мегакомплекса существенно различается по разные стороны Трансазиатского линеймента, возможно, являющегося границей Атлантического и Тихоокеанского сегментов планеты.

Эти различия еще отчетливее проявляются в строении мезозойского мегакомплекса. В западной части Центрально-Азиатского пояса в изолированных немногочисленных впадинах развиты осадочные молассы, тогда как в восточной фиксируются проявления мощного дейтероорогенеза, сопровождаемого интенсивным магматизмом. Латеральный ряд комплексов здесь намного разнообразнее, ибо в дейтероорогенную область вклиниваются эвгеосинклинальные образования Монголо-Охотской области. Дейтероорогенезом захватываются и значительные территории Сибирской платформы, в частности, большая часть Алданского щита. Очень широко представлены щелочные комплексы вулканитов, габбро и граниты (в том числе аляскистовые). По границе со стабильной частью Сибирской платформы протягивается цепочка предгорных прогибов.



На Западно-Сибирской плите повсеместно полого залегают плитный комплекс — главный нефтегазоносный резервуар Сибири. Отсюда он протягивается через Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы к устью р. Лены. Широко развит плитный комплекс также в Вилуйской синеклизе, где мощности несколько увеличиваются к Верхояно-Колымской области, что послужило основанием для выделения Предверхоанского краевого прогиба.

В Верхояно-Колымской области распространены мио- и эвгеосинклинальные комплексы. Первые характерны для Верхоянской зоны. В последнее время выяснено, что они интенсивно складчаты даже в областях так называемых „зон пологих дислокаций“, осложнены шарьяжами и по серии шарьяжей же с огромной суммарной амплитудой смещения надвинуты на край Сибирской платформы. Предверхоанского краевого прогиба либо не существует вообще, либо он полностью перекрыт этими шарьяжами.

Анализ структуры территории Сибири, по данным поэтажного районирования, позволяет высказать некоторые соображения по поводу эволюции земной коры на этой территории.

Континентальная кора гранодиоритового состава возникла еще в раннем архее, вероятно, на большей площади Сибири. Поздний архей знаменуется дроблением этой коры, возникновением зеленокаменных поясов и некоторым латеральным приростом площади платформенных, проявившимися глобально. В Сибири эта эпоха фиксируется неотчетливо ввиду слабой разработанности стратиграфии архея, измененного практически повсеместно в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В то же время новые данные о структуре архея существенно меняют прежние представления о пермобильном режиме эры.

Ранний протерозой характеризуется развитием преимущественно эпиконтинентальных (энсиалических) прогибов миогеосинклинального типа, которые, может быть, частично унаследованы от зеленокаменных поясов, но чаще наложены на кристаллическое основание. Отмечается общая регрессивная тенденция развития, которая ведет к широкому молассообразованию в конце этапа. Очень своеобразна эпоха формирования вулканоплутонических поясов на рубеже раннего протерозоя и рифея. В это время происходит коренная структурная перестройка континентальной коры, запечатывание древних структурных рисунков, расслоение коры, что можно связать со сливанием всех сиалических масс в единый суперконтинент.

В рифее начался распад суперконтинента и оформление платформ и геосинклинальных поясов. Сначала эти процессы протекали вяло, что выражено в платформенном или миогеосинклинальном характере нижнего рифея на всей территории. Но уже в среднем рифее в Центрально-Азиатском поясе появились рифтогенные прогибы, позже преобразовавшиеся в результате осевого спрединга в эвгеосинклинали. Активный спрединг на всей территории пояса начался в позднем рифее и продолжался вплоть до ордовика на отдельных его участках (Казахстан) и в апофизах (Урал). Спрединг сопровождался комплементарным сжатием в смежных зонах. Признаки этого улавливаются в широком распространении олистостром, складчатости и покровообразования в геосинклинальных зонах, проявлениях дейтероорогенеза в их обрамлении и срединных массивах. В результате Сибирская платформа на юге и Центрально-Казахстанский массив на северо-востоке периодически обрастали новообразованными складчатыми областями, а площадь геосинклинального пояса, их разделяющего, сокращалась. Такой процесс начался, видимо, в конце среднего рифея и завершился в раннем палеозое. В Таймырской и Верхояно-Колымской геосинклинальных областях в сравнительно спокойных условиях накапливались миогеосинклинальные толщи.

Герцинский этап начался новой крупной структурной перестройкой. В Обь-Зайсанской зоне интенсифицируется спрединг, а прилегающие рифейско-нижнепалеозойские складчатые области и южная часть Сибирской платформы охватываются мощным дейтероорогенезом. Здесь формируются наложенные впадины с интенсивным магматизмом. В конце девона намечается заложение Верхояно-Колымской геосинклинали. В позднем палеозое складчатость охватывает Обь-Зайсанскую зону, и образование пермской вулканоплутонической ассоциации и посткинematических алякситовых гранитов завершает развитие геосинклиналей в Центральной Азии. На Таймыре происходит складчатость и эпиплатформенный орогенез.

В мезозое на Сибирской платформе формируется ряд синеклиз. Западно-Сибирская



плита покрывается сплошным чехлом, в Центрально-Азиатском поясе господствуют процессы дейтероорогенеза, особенно интенсивные в его восточной части. Мезозойская складчатость, обусловившая небольшой латеральный прирост континентальной коры, возможно, была связана комплементарно с формированием океанических впадин. Такая связь предполагается, в частности, между складчатостью в Таймырской области и началом образования Северного Ледовитого океана.

Таким образом, послераннеархейская история представляется не в виде простого обрастания первичного континента разновозрастными складчатыми областями, но как процессы преобразования континентальной коры, ее взламывания, раздвижения сиалических блоков и их последующего сближения. Прирост континентальной коры за обозримое геологическое время (около 3,5 млрд. лет) был сравнительно невелик.

Геосинклинальные области в ходе истории эволюционируют. Среди нижнепротерозойских и ниже-среднерифейских толщ, пришедших на смену архейским зеленокаменным поясам, не обнаруживается типичных эвгеосинклинальных комплексов с офиолитовыми ассоциациями. Последние появляются только в позднем рифее. Вряд ли можно параллелизовать в полной мере бассейны с океанической корой того времени с современными океанами, хотя признаки сходства, несомненно, имеются.

Если существенное прибавление континентальной коры не устанавливается, то признаки ее переработки четко фиксируются на протяжении всей истории. Уже с рубежа архея и протерозоя отдельные сегменты охватываются процессами дейтероорогенеза, проявления которого, по-видимому, нарастают со временем. Особенно отчетливы они близ границы раннего протерозоя с рифеем и в первой половине мезозоя.

УДК 551.24

## НА ПОИСКИ КРИТЕРИЕВ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Ж. ОБУЭН

*Университет Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция*

Проблема тектонического районирования является основной проблемой при составлении тектонических карт континентов.

Решение ее могло казаться простым, когда считалось, что структура континентов является результатом последовательных орогенических циклов продолжительностью приблизительно в 200 млн. лет, по крайней мере для фанерозоя (каледонский, герцинский, альпийский циклы), так как в отношении докембрия договоренность еще далеко не достигнута. Проблема усложнилась, когда к этим накладывающимся друг на друга орогеническим циклам прибавилось представление о наложении тектонических процессов в пределах одного и того же цикла. Взять, например, альпийский цикл в Южной Европе: здесь было обнаружено последовательное наложение альпийской тектоники, поздне-неотектонических, затем неотектонических деформаций, которым в целом предшествовали не менее значительные палеотектонические события. Так, было установлено, что в Западном Средиземноморье первое надвигание самых внутренних офиолитовых покровов произошло в поздней юре и что они просто подверглись переработке в последующие тектонические фазы мелового и третичного периодов.

Здесь мы вновь встречаемся, с тектонической точки зрения, с проблемой столь же трудной в стратиграфическом отношении — с проблемой выделения единиц, обладающих некоей общностью.

Отправимся же на поиски критериев тектонического районирования.

Вероятно, только два типа явлений благодаря своему масштабу могут служить основанием для выделения единиц первого порядка как в океанах, так и на континентах: раскрытие и закрытие океанов; раскол и объединение континентов.

1. Эволюция альпийских цепей, возникших из Тетиса, является иллюстрацией первого критерия. Цепи формируются благодаря раскрытию океана в виде ножниц, разрезавших пермскую Пангею. Раскрытие постепенно развивается, начиная с триаса на востоке



(Южная Евразия) до юры на западе (Карибский район) и образует Тетис; затем следует закрытие океана, продолжающееся от мелового периода до третичной эры, в результате чего возникают альпийские цепи. Альпийский цикл в Южной Евразии и в Карибском районе охватывает период между раскрытием и закрытием Тетиса.

Но выделение этого цикла не так просто — закрытие Тетиса связано с раскрытием Атлантического океана, которое развивается с юга на север с поздней юры до третичного времени. Сдвигаясь на западе в западном и северном, а на востоке в восточном и северном направлениях, Южная Америка, с одной стороны, и континенты Гондваны, с другой, начинают сближаться с северным континентом (Северная Америка и Евразия), начиная с границы юры и мела, и вызывают тем самым закрытие Тетиса. Так осуществляется великая „революция конца юры“ в истории развития Тетиса, которая выражается в переходе от расширения к сжатию. Таким образом, цикл Тетиса и Атлантический цикл накладываются друг на друга, вместо того чтобы унаследованно сменять друг друга. Дополнительное осложнение вносило, вероятно, развитие Индийского океана с отделением Индии в юрском периоде и Австралии в меловом.

Итак, если мы сохраняем понятие альпийского цикла, то видим, что его определяет совокупность процессов раскрытия и закрытия океана.

Но подобный критерий приводит к необходимости определять различные циклы в их границах для каждого океана, ибо, как показывает пример Тетиса и Атлантического океана, раскрытия в одном океане сопровождаются закрытиями в другом. Кажущаяся отчетливость альпийского цикла на всем земном шаре идет, безусловно, оттого, что он является последним — его границы будут менее четкими, когда в будущем, как это можно предполагать, Атлантический океан, в свою очередь должен будет войти в стадию сжатия (см. ниже).

2. Образование Пангеи иллюстрирует второй критерий. Но в этом случае мы приходим к заключению, что в палеозойскую эру существовал только один орогенический цикл, а совсем не два, каледонский и герцинский, ибо Пангея образовалась лишь в результате обоих этих орогенезов. Альпийский же цикл как будто бы не закончен; следует ожидать, что все завершится соединением Южной Евразии и Австралии, с одной стороны, и повторным закрытием Атлантики и Антарктического бассейна, — с другой. В определенном смысле Атлантический океан занимает по отношению к альпийскому Тетису (Неотетису) то же положение, что герцинский Тетис (Палеотетис) по отношению к каледонскому океану Япетус.

Под этим углом зрения мы вынуждены признать тот факт, что в последовательности процессов раскрытия—закрытия океанов орогенический цикл точнее определяется именно закрытием, которое осуществляется в ходе такого количества эпизодов (подциклов) и в той мере, в какой существуют подлежащие закрытию океанические пространства. Каледонский и герцинский (варисский) циклы оказались бы таким образом, лишь подциклами истинного палеозойского цикла.

3. С этой точки зрения офиолитовые сутуры (швы) играют основную роль; будучи крупными рубцами, они маркируют закрытие океана.

Самым ярким примером является офиолитовый шов Южной Евразии, который указывает на последовательные коллизии между Евразией и континентами Гондваны. Однако, если говорить точно, этот шов не является простым ни во времени, ни в пространстве.

В пространстве: от Восточного Средиземноморья к востоку протягиваются, по крайней мере, два офиолитовых шва: один в Вардарской, другой — в Пиндской зоне; далее при переходе в Малую и затем в Южную Азию количество сутур увеличивается — в Афганистане и затем в Тибете их, вероятно, три.

Во времени: в Восточном Средиземноморье Вардарский шов имеет позднеюрский возраст, в то время как Пиндский — раннетретичный. По мере продвижения на восток появляются сутуры поздне мелового возраста в Малой Азии, а затем и более древние — позднеюрские в Южной Азии и даже триасовые в Юго-Восточной Азии.

Какой же из этих швов действительно относится к Тетису?

Здесь и возникает проблема истинной природы океана Тетис, который раньше, в свете теории тектоники плит, рассматривался как океан атлантического типа (по крайней мере, до конца юрского периода).

Но если „атлантическое“ раскрытие Тетиса или того элемента, который получил название „Возрожденного Тетиса“, ясно для Южной Европы и Карибского бассейна, то оно



18662

отнодь не является очевидным для Южной Азии, где располагался „Тетис непрерывного развития“ (связанный с Тихим океаном), откуда и шло указанное выше возрождение. „Тетис непрерывного развития“ ограничен с севера вдоль окраины Евразии зоной субдукции, активной начиная с триаса; к ней один за другим присоединяются континентальные фрагменты, отделившиеся от Гондваны, из которых Индия является последним. В результате этого процесса сформировались следующие друг за другом офиолитовые швы Тибета, из которых шов Цанг-По является последним. Весь восточный Тетис с триаса представлял собой океан тихоокеанского типа, в отличие от западного Тетиса, который был повторно возрожден как океан атлантического типа.

Но даже для „Возрожденного Тетиса“ атлантическая стадия растяжения ограничивается юрой. Революция конца юры и отмечает начало субдукции, благодаря которой возникают островные дуги и окраинные моря, знаменуя начало тихоокеанской стадии. Закрытие западного Тетиса станет также закрытием Тихого океана; здесь также существует столько же офиолитовых швов, сколько было океанических пространств, испытавших закрытие.

Таким образом, практически нигде не существует изолированных офиолитовых швов Тетиса, но есть группы швов, эшелонированных в пространстве и во времени, которые можно сгруппировать, руководствуясь критерием их субпараллельности. Что касается раскрытия океана, то каждое из них ориентировано отчетливо под углом по отношению к предыдущим, как это имело место в Атлантическом океане начиная с конца юры, и в Тетисе начиная с пермского периода.

Среди многочисленных офиолитовых швов необходимо строго различать швы, связанные с океаном, и образовавшиеся в результате последовательного закрытия окраинных морей. Если взять за образец западную часть Тихого океана, следует выделить континенты, островные дуги с континентальным субстратом (с известково-щелочным плутолизмом и вулканизмом), определить наклон зоны субдукции (в сторону районов проявления известково-щелочного интрузивного магматизма и вулканизма), определить возраст образования океанической коры и возраст ее становления в форме аллохтонных офиолитовых массивов. Этот последний критерий, возможно, самый ясный: если океан чаще всего имеет наиболее древний возраст вблизи зон субдукции, то окраинные моря, напротив, имеют всегда молодой возраст. Положение в районе Японии подтверждает этот факт: в Японском желобе субдуцированная кора Тихого океана имеет юрский возраст, в то время как Японское море имеет третичный возраст.

Следовательно, концом орогенического цикла мы будем считать закрытие совокупности океанических пространств, разделяющих два континента, которое заканчивается коллизией вне зависимости от количества офиолитовых сутур, образующихся при этом.

4. Началом же орогенического цикла является раскрытие океана. Так, альпийский цикл (цикл Тетиса) в Южной Европе (где он был выделен впервые) ограничивается раскрытием Тетиса в триасе—юре и его закрытием в меловом—третичном периодах.

Отсюда возникает проблема раскола континентов. Наиболее ясен раскол растяжения, пример которого, как стадии, предшествующей открытию океана атлантического типа, дают Восточная Африка и Красное море. Оно породило представление о „трилогии раскрытия“ (континентальные осадочные породы—эвапориты—морские отложения), которая имеет место на окраинах Атлантического океана, так же как на окраинах Тетиса в эпохи раскрытия (триас своим названием указывает на эту трилогию, связанную в Южной Европе с раскрытием Тетиса).

Но существует и раскол сжатия, пример которого дает Центральная Азия и который произошел в результате вдавливания Индийского континента. Вначале считали, что он выразился только в деформации континента, но экспериментальные исследования заставляют думать, что с ним связано раскрытие некоторых окраинных морей, например, Андаманского и Южно-Китайского. Но, хотя речь здесь идет не об обширных океанах, эти районы с океанической корой, подвергнувшись зарубцеванию, дадут офиолитовые швы. Впрочем, такое рубцевание идет в настоящее время на Тайване за счет Манильского желоба, в котором происходит субдукция пород дна Южно-Китайского моря.

Совершенно очевидно, что только раскол растяжения в масштабе континентов может рассматриваться как причина нового орогенического цикла. Раскол же сжатия вносит элемент осложнения.

Подчеркнем еще раз, что раскол континентов действительно имел место. Ибо Пангея имела океаническую периферию, где по всем признакам активно шла субдукция. нача-



ло альпийского цикла не ясно для территории, окружающей Тихий океан, — наследника Панталассы, включая его юго-западную часть, которая была „Тетисом непрерывного развития“, откуда началось „возрождение“ океана в теле Пангеи. Не ясно положение с триасовым орогенезом в Юго-Восточной Азии. Что это — поздний эпизод герцинского или ранний эпизод альпийского цикла?

Неудивительно, что понятие орогенического цикла родилось в Европе — именно здесь раскрытие „Возрожденного Тетиса“ в триасе закончило герцинский цикл и открыло альпийский. Повсюду в других местах положение гораздо менее ясно.

5. Итак, если процессы раскола континентов в результате растяжения являются причиной орогенических, по меньшей мере локальных, циклов, то в какой мере они самостоятельны и в какой мере наследуют черты предыдущих тектонических процессов?

Вероятно, всякое раскрытие океана большого масштаба является в основном новым, назависимым от предыдущих событий, как это видно на примере раскрытия Атлантического океана начиная с конца юры; оно сечет все структуры, от докембрийских до альпийских, в такой степени, что это послужило первым аргументом в пользу мобильности континентов. Это верно для Тетиса, который косо рассек Пангею, пересекая докембрийские зоны Южной Азии, герцинские цепи Южной Европы и структуры Карибского района. Это верно для раскрытия системы Восточная Африка—Красное море—Ближний Восток, которое, начавшись в поле развития арабско-африканского докембрия, распространяется теперь внутрь альпийского пояса.

Действительно, при тектонической реактивизации древних разломов или „тектоническом наследовании“ чаще всего речь идет о тектонике сжатия. Так, раскол Центральной Азии в результате вдавливания Индийского континента был в основном обусловлен предыдущей палеозойской тектоникой, контуры альпийских цепей в Южной Европе в значительной мере связаны с сетью позднегерцинских разломов, к которым приспособились кулисообразно расположенные структуры в тех случаях, когда они имели широкое простираие, например, Северо-Пиренейский фронт.

Но, когда речь идет о раскрытии океана, независимость является правилом, а наследование — исключением. Тектоническая карта Европы ясно показывает назависимость последовательных циклов — каледонские, герцинские и альпийские сооружения расположены косо относительно друг друга, так что альпийские цепи, начиная с Карпат и далее к востоку, имеют в качестве непосредственного форланда докембрийский фундамент Русской платформы.

Наконец, способует ли чередование эпизодов открытия и закрытия океана, приводящее к образованию горных цепей, росту континентов (как принято думать)? Если нелегко ответить на этот вопрос в отношении самых древних эпох, когда еще лишь нарождалась первичная континентальная кора, то ясно, что в фанерозое (и, возможно, протерозое) происходил не рост континентов, а скорее их консервация.

Действительно, как, например, в альпийском цикле океанический материал присоединяется к континентам? С одной стороны, в форме океанических покровов, с другой — в форме интрузий и вулканического материала. Однако покровы океанического материала располагаются на континентальных окраинах, будь то окраины основного континента, как в поясе Тетиса, или островных континентальных фрагментов, как в обрамлении Тихого океана, точнее — в прибрежных цепях калифорнийского типа. Строго говоря, роста континентов не существует, а есть простое наложение океанического материала на континент.

Точно так же вулканы располагаются на окраине континентов, например, в западно-американских Кордильерах, или в островных дугах на фрагментах континентально-го основания, как в западной части Тихого океана. По-видимому, не существует островных дуг, не имеющих континентальных фрагментов, на которых могли бы расположиться вулканы. Континенты растут не за счет вулканизма.

Напротив, вопрос остается открытым в отношении интрузивного магматизма. Конечно, обычно считают, что внедрение гранитов и гранодиоритов происходило во время или после значительных эпизодов тектоники сжатия — граниты и гранодиориты секут структуры, перерабатывая их и занимая их место. Но существуют различные признаки того, что внедрение гранитных и гранодиоритовых плутонов соответствует в действительности эпизодам растяжения, которые следуют за фазами сжатия; это выглядит более правдоподобно. Если бы это подтвердилось, гранитные и гранодиори-



товые пояса можно было бы рассматривать как свидетельство действительного роста поверхности континентов.

Современный уровень знаний позволяет, следовательно, утверждать, что нет доказательств роста поверхности континентов начиная с фанерозоя и, может быть, с протерозоя. Напротив, в ходе сменяющих друг друга эпизодов раскрытия и закрытия океанов континенты „консервируются“, распадаясь и объединяясь каждый раз в соответствии с новым тектоническим планом. В этом смысле примером служит судьба обеих Америк, которые, будучи оторванными, каждая сама по себе, от Пангеи, объединились затем (впрочем, довольно слабо) в ходе альпийского орогенеза.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, главным признаком, позволяющим подразделять континенты, являются офиолитовые швы; маркируется перестройка континентов, сопровождаемая субдукцией океанической коры в результате столкновения с другими континентами или их фрагментами. Такие швы имеют очень сложное расположение, логику которого мы не понимаем, изучая многочисленные окраинные моря с океаническим строением дна в западной части современного Тихого океана.

Объединение группы офиолитовых швов в один ансамбль высшего порядка, характеризующий тот или иной орогенический цикл, является деликатной задачей. Поскольку доказано, что континентальные массы периодически объединялись в Пангею, как это было в конце протерозоя и в конце палеозоя, то именно этими эпохами объединения должны были бы определяться главные подразделения, имеющие значение „суперциклов“ (если воспользоваться примером традиционного стратиграфического календаря).

Критерий раскрытия океанов, как будто бы более легко применимый, не может быть принят для всего земного шара. Он вполне ясен по отношению к „Возрожденному Тетису“, раскрывшемуся в пределах пермской Пангеи, иначе говоря, по отношению к цепям Южной Европы и Карибского района. Но он становится гораздо более туманным в тех случаях, когда речь идет о „Тетисе непрерывного развития“ в Юго-Восточной Азии и в обрамлении Тихого океана вообще. Этот критерий пригоден только лишь для раскрывшегося (и затем закрывшегося) океана, как, например, для „Возрожденного Тетиса“ по отношению к альпийским цепям, или для атлантических цепей, которые могли бы возникнуть, если бы этому океану было суждено закрыться в будущем. Бессмысленно, однако, проводить экстраполяции за пределы того океана, к которому не относится, т. е. за пределы Тетиса, если это касается альпийских цепей; в пределах континентов Северной и Южной Америки альпийский цикл ясно распознается только в Карибском районе, структуры которого возникли из Тетиса.

Понятие орогенического цикла приемлемо, вероятно, только в региональном плане. Оно соответствовало уровню знаний, базировавшихся в основном на геологии Европы, где в течение фанерозоя серия последовательных эпизодов раскрытия и закрытия океана позволяла легко различать каледонский, герцинский и альпийский циклы. Изучение геологии в глобальном масштабе сильно усложнило орогенический календарь. В настоящее время самое разумное — различать орогенические эпохи по их возрасту, рискуя обнаружить в будущем известную синхронность движения плит. Тогда настанет время заново определять орогенические циклы. Ибо желать во что бы то ни стало поместить все тектонические циклы на всем земном шаре в одни и те же рамки — значит рисковать замаскировать действительность, вместо того чтобы способствовать ее изучению.

В заключение мы можем предложить следующее: объединение всех континентов в Пангею рассматривать в качестве критерия выделения универсальных орогенических суперциклов; раскрытие — закрытие океанов рассматривать в качестве критерия выделения региональных орогенических циклов; офиолитовые швы принимать в качестве критериев выделения локальных орогенических подциклов.



## ТЕМА С.07.1.2. ТИПЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН МЕЖДУ МАТЕРИКАМИ И ОКЕАНАМИ

УДК 551.24.(728)

### НОВЫЙ ТИП АКТИВНЫХ ОКРАИН. ОКРАИНЫ КОНВЕРГЕНЦИИ С РАСТЯЖЕНИЕМ, НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АМЕРИКАНСКОГО ЖЕЛОБА У БЕРЕГОВ ГВАТЕМАЛЫ

Ж. ОБУЭН, Ж. БУРЖУА, Ж. АЗЕМА

*Университет Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция*

#### ВВЕДЕНИЕ

С классических позиций тектоники плит различаются два главных типа континентальных окраин: пассивные и активные. Пассивные окраины развиваются как результат рифтинга и спрединга от океанических хребтов. Они отмечены структурами растяжения в пределах единой плиты, сдвиговые структуры встречаются редко. Активные окраины развиваются как результат субдукции океанической плиты под островную или континентальную дугу, они часто сопровождаются как структурами сжатия, так и сдвиговыми структурами на границе двух плит.

Напряжения сжатия концентрируются на активных окраинах, очевидность сжатия усматривают обычно в фокальном механизме землетрясений и в глобальной схеме перемещения литосферных плит. Действительно, глобальные перемещения плит могут указывать на их встречное движение. Однако появление сжимающих напряжений обусловлено трением между плитами в зоне субдукции, и если трение невелико, то сжимающие напряжения будут соответственно низкими. Таким образом, встречное движение (конвергенция) литосферных плит еще не предопределяет сжатие.

Концепция аккреционных призм основана на представлениях о сжимающих напряжениях и о значительном трении между литосферными плитами (рис. 1). Серия аккреционных клиньев скапливается перед континентальной окраиной. Количество их соответствует размерам субдуцированного участка океанического ложа и количеству снятых с него осадков. Длительное течение этого процесса приводит к постепенному поднятию и опрокидыванию всего нагромождения чешуй. Тектонические чешуи океанического материала накладываются при этом одна на другую в обратной стратиграфической последовательности: более древние — в верхней части, более молодые — в основании аккреционной призмы [34].

По мере развития концепции аккреционных призм для подтверждения общей модели привлекались данные морских сейсмических исследований. Погружающиеся в сторону континента отражающие поверхности (рис. 2, б) были интерпретированы в ряде желобов — Центрально-Американском [28, 29, 35], Марианском [22], Японском [20] — как поверхности разрывов в чешуйчатом комплексе океанических осадков.

Комплексное изучение сейсмических данных и керна скважин там, где активные окраины были позже разбурены по Проекту глубоководного бурения — "Deep Sea Drilling Projekt" (DSDP) — показало, однако, что сейсмическое отражение происходит не обязательно от поверхности разрывов [29]. Тем самым интерпретация геофизических характеристик других активных окраин была также поставлена под вопрос.

Результаты глубоководного бурения свидетельствуют, что интерпретация геофизических данных без соответствующих геологических сведений очень ненадежна. Погружающиеся в сторону континента отражающие поверхности могут быть не только поверхностями напластования, но и элементами более древней тектонической структуры или искусственным эффектом применяемой техники геофизических наблюдений. Се-











и на всем пересечении этого склона (рейс 84). Существенны результаты рейса 84 (см. рис. 2, а, 4). В четырех скважинах было обнаружено доэоценовое (и, вероятно, докампанское) офиолитовое основание. Поскольку кампан-маастрихтские известняки у самого фронта континентального склона были вскрыты в коренном залегании (скв. 494, 567), можно считать, что в двух скважинах установлено меловое несогласие. Таким образом, со стороны континента офиолитовое основание склона Гватемальского желоба принадлежит субстрату Центральной Америки, так как сходные офиолиты обнаружены в Коста-Рике. Докампанские офиолиты о-ва Санта-Элена надвинуты там [8, 12, 38] на верхнеюрско-меловой комплекс Никойя [6, 7, 9, 11, 13, 14, 23, 31, 32]. Следовательно, в Центрально-Американском желобе у берегов Гватемалы аккреция не проявлялась в чистом виде, по крайней мере с начала эоцена (около 60 млн. лет), а, возможно, и с предкампанского времени (около 70 млн. лет). У фронта этого континентального склона офиолитовый комплекс был пройден скважиной до расстояния 10–20 м над зоной субдукции, однако высокое поровое давление (350 psi) нарушило скважину, и бурение было прекращено.

Со стороны континента на склоне желоба среди осадков миоцена—квартера были обнаружены пески. Это показывает, что песчаные фации не ограничены в своем пространстве собственно желобом. В средней части склона (скв. 568) миоценовая серия мощнее и грубее по составу, чем современные турбидиты, заполняющие осевую часть желоба.

Таким образом, результаты рейсов 67 и 84 в совокупности показывают, что: 1) погружающиеся в сторону континента поверхности сейсмического отражения представляют собой древние несогласия, а не структуры, образовавшиеся в результате современных тектонических движений (см. рис. 2, в); 2) осадочный материал, поступавший в Центрально-Американский желоб у берегов Гватемалы, не подвергался аккреции в чистом виде с раннеэоценового времени; 3) предположение, что песчаные осадки представляют собой фацию собственно желоба, но не его склона, в значительной степени не оправдалось; песчаные фации не могут быть использованы как индикатор палеообстановки.

#### ГВАТЕМАЛЬСКИЙ ЖЕЛОБ, КРАЙНИЙ ВАРИАНТ МОДЕЛИ

Центрально-Американский желоб на гватемальском отрезке изучен лучше, чем какой-либо другой в мире. Это единственный желоб, пробуренный до изверженных пород океанической коры (рейс 67, скв. 499, 500), и только здесь склон желоба со стороны континента пробурен до фундамента в четырех местах (рейс 84, скв. 566, 567, 569, 570). Центрально-Американский желоб — первый и пока единственный, который деталь-

Рис. 2. Данные по Центрально-Американскому желобу у берегов Гватемалы: а — упрощенные стратиграфические колонки, суммирующие литостратиграфические и биостратиграфические данные буровых скважин рейсов 67 и 84 [3, 17]; б — результаты исследования отраженных и преломленных волн: скоростная структура и главные отражающие поверхности, погружающиеся в сторону континента, для пересечений, пройденных рейсами 67 и 84; в — интерпретация структуры гватемальской окраины: главные погружающиеся в сторону континента отражающие поверхности интерпретированы как надвиги докампанских офиолитов на верхнеюрско-нижнемеловой океанический комплекс Никойя (подобно тому, как это наблюдается в наземных условиях в Коста-Рике)

1–7 — гватемальский склон желоба: 1 — кремнистые илы, 2 — аргиллиты, 3 — брекчии и конгломераты, 4 — пески и песчаники, 5 — несогласия, 6 — известняки, 7 — основной и ультраосновной офиолитовый фундамент; 8–13 — плита Кокос: 8 — турбидиты, заполняющие желоб, 9 — гемипелагические илы, 10 — бурые абиссальные глины, 11 — наннофоссилий мел, 12 — марганцевистый мел, 13 — базальт; 14 — скважины, пробуренные по Проекту глубоководного бурения. ЦАЖ — Центрально-Американский желоб. Цифры на рис. 2, б — сейсмические скорости, на рис. 2, в: 1 — осадочный чехол плиты Кокос, миоцен—плейстоцен; 2 — базальты; 3 — склоновые отложения плиоцена—плейстоцена; 4 — акустический фундамент; 5 — осадки верхнего сенона—миоцена; 6 — офиолиты; 7 — преддуговые осадки олигоцена и миоцена; 8 — преддуговые осадки палеоцена и эоцена; 9 — фрагменты комплекса Никойя, интерпретированные по магнитным и гравиметрическим данным; 10 — главные отражающие поверхности, интерпретированные как докампанские надвиги (по данным наземных наблюдений они могут быть подобны надвику перидотитов Санта-Элена на комплекс Никойя)



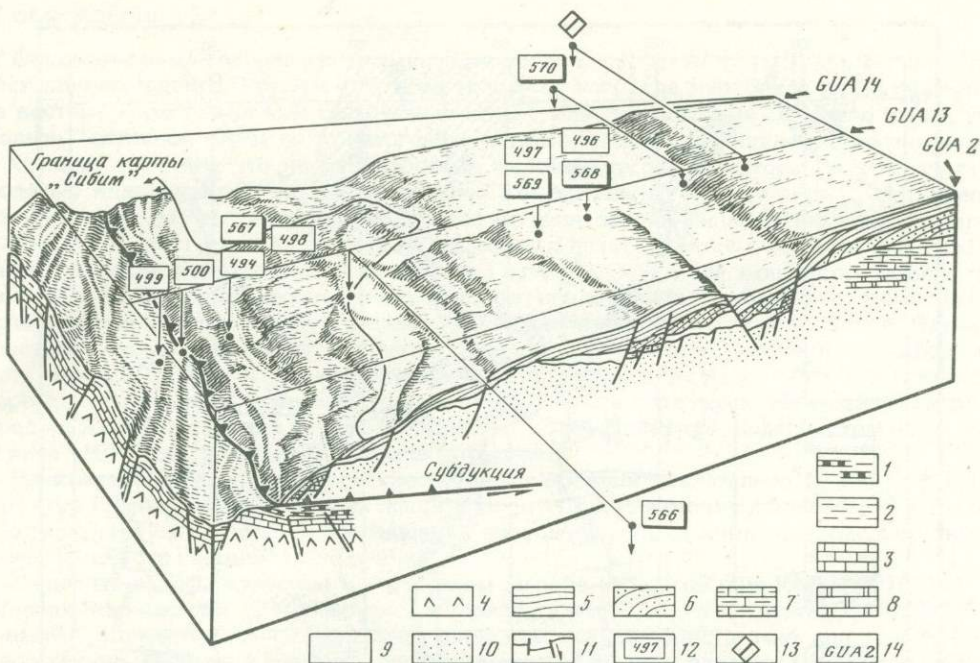


Рис. 3. Блок-диаграмма зоны конвергенции между плитами Кокос и Карибской в Центрально-Американском желобе у берегов Гватемалы, по Ж. Обуэну и др. [2]

1-4 — плита Кокос: 1 — заполнение желоба, 2 — плиоцен-плейстоцен, 3 — миоцен, 4 — базальтовая океаническая кора; 5-10 — гватемальский склон желоба: 5-6 — отложения на склоне (5 — верхний миоцен-плейстоцен, 6 — верхний олигоцен-нижний миоцен), 7-9 — осадочный чехол фундамента (7 — эоцен, 8 — верхний мел, 9 — нерасчлененный), 10 — базитовый и ультрабазитовый фундаменты; 11 — разрывы; 12 — номера скважин, пробуренных по Проекту глубоководного бурения; 13 — прочие скважины; 14 — сейсмические профили

но изучен методом "сибим"<sup>1</sup> [4,5] и придонными буксируемыми аппаратами [26, 27]. Эти данные позволяют нам предложить хорошо обеспеченную фактическим материалом модель Гватемальского желоба (рис. 3).

Структура плиты Кокос определяется системой горстов и грабенов, порожденных спредингом океанического дна в Восточно-Тихоокеанском поднятии, что было показано при погружениях Сиамекс [30]. Эти горсты и грабены подходят к желобу под углом, подразделяя его на ряд ромбообразных по форме впадин, разделенных горловинами. Те и другие отвечают соответственно грабенам и горстам океанической плиты [5]. По другую сторону желоба плита Кокос погружается по зоне субдукции под континентальную окраину.

Все эти характеристики выявляются на записях отраженных волн [24], съемкой "сибим" (рис. 4, см. вкл.) и исследованиями придонными буксируемыми аппаратами [26, 27]. Они подтверждены бурением (см. рис. 2, а). Океаническая кора плиты Кокос, пробуренная у подножия континентального склона (рейс 67, скв. 500), залегает там на 150 м выше, чем в осевой части желоба (скв. 499) (см. рис. 2, а, 3). В ней обнаруживаются явные признаки растяжения, характерны сбросовые нарушения, видимые в кернах миоценового пясчистого мела.

Таким образом, по мере того, как плита Кокос перегибается, уходя на глубину вдоль зоны субдукции, возникшие при изгибе растягивающие напряжения разрешаются системой горстов и грабенов растяжения. При образовании новых структур раскалывание также следует направлению начальной делимости коры, порожденной еще океаническим спредингом. Такое раскалывание происходит предпочтительнее, нежели дробление

<sup>1</sup> Метод "сибим" — многолучевое эхолотирование.



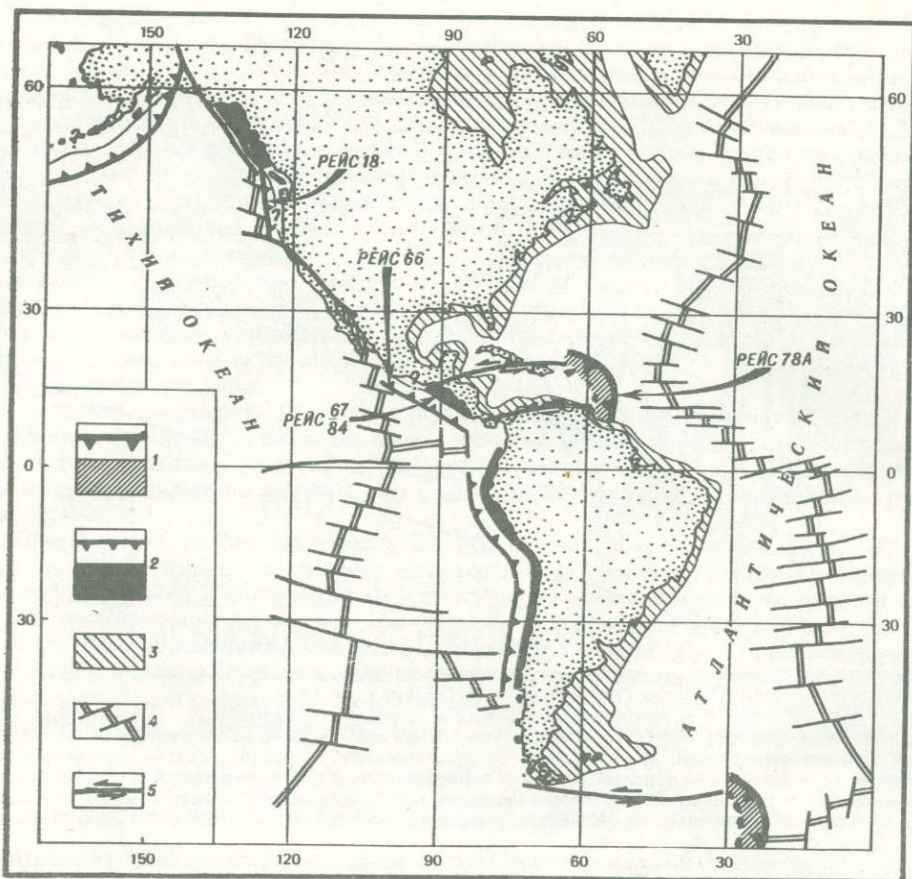


Рис. 5. Окраины конвергенции с растяжением на востоке Тихого океана

Окраины конвергенции: 1 — со сжатием, 2 — с растяжением; 3 — пассивные окраины; 4 — зоны срединно-океанических хребтов с трансформными разломами; 5 — трансформные границы плит

коры параллельно оси флексуры. Для глубоководных желобов это вполне обычное явление. Менее обычными элементами структуры, обнаруженными на пересечении по программе IPOD, являются сбросы на склоне желоба со стороны континента (см. рис. 2, 3). Такой склон, нарушенный сбросами, документирован съемкой "сибим" (см. рис. 4) и записями отраженных волн GUA-13 (см. рис. 2) [24]. В целом на гватемальском отрезке желоб имеет форму грабена (см. рис. 3).

Итак, мы предлагаем Гватемальский желоб в качестве модели "активной окраины конвергенции с растяжением" (*convergent-extensional active margin*). Оседание склона желоба со стороны континента можно объяснить как следствие погружения океанической плиты Кокос в зону субдукции, которое могло ускориться настолько, что лишило опоры континентальную плиту. Опускание склона желоба могло быть вызвано и утонением континентальной коры или термальными процессами [25]. Что бы ни было главной причиной, оседанию склона, по всей видимости, способствовало поровое давление, значение которого, судя по измерениям при аварии скв. 567 непосредственно над верхней частью зоны субдукции, приближалось к литостатическому. Это повышенное поровое давление снижает трение и существенно облегчает перемещение верхней литосферной плиты поверх субдирующей нижней [19]. Как полная субдукция океанических осадков, так и соответствующее приспособление рельефа океанического дна подразумевают для Гватемальской зоны субдукции значительное разобщение литосферных плит.



## ОБСУЖДЕНИЕ

Обусловлена ли гватемальская модель ее особой позицией (рис. 5) южнее зоны левостороннего сдвига Полочик—Мотагуа (к югу от него, где Карибская плита движется на восток, — растяжение, к северу — сжатие)? Или, как было предложено выше, это модель "активной окраины конвергенции с растяжением", имеющая общее значение?

Следует отметить, что на Барбадосской активной окраине, которую можно считать моделью классической "активной окраины конвергенции со сжатием" (*convergent-compressional active margin*), наблюдается мощная, заполняющая желоб серия терригенных осадков, поступивших отчасти из подводных дельт Ориноко и Амазонки. В этом — важное отличие Барбадосского желоба от Гватемальского, где мощность заполнения лишь 200 м. Мощность океанических осадков, вовлеченных в субдукцию, может быть одним из главных факторов, определяющих наличие или отсутствие аккреции. Однако другими такими факторами являются скорость встречного движения литосферных плит, возраст океанической коры и т.д. В любом случае представляется, что в желобе Барбадос испытывает аккрецию только верхняя часть осадочных образований, заполняющих желоб. Аккреция океанической коры по классической модели в том или ином ее виде [15] здесь, по-видимому, очень затруднена.

На конвергентных окраинах к настоящему времени установлено много примеров структур растяжения. На склонах желоба там, где тектонические движения обуславливают чрезмерную крутизну и последующее обрушение, обычны явления поверхностного гравитационного смещения материала.

Типичные сбросы известны в Алеутском желобе у берегов о-ва Кодьяк [16, 17], в желобах Марианском [21], Перуанско-Чилийском [36, 37] и Японском [18, 20, 25]. В целом количество данных для этих площадей все же недостаточно для того, чтобы оценить роль сбросов в развитии соответствующих окраин, поэтому настоящее обсуждение дает лишь первую оценку проблеме "окраин конвергенции с растяжением". Однако мы полагаем, что признаки растяжения известны теперь слишком хорошо, чтобы можно было их не учитывать, считая особым случаем или результатом поверхностного перемещения масс.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы почерпнули очень многое в дискуссиях с Роландом фон-Хьюне, который сделал ряд полезных замечаний к предварительному варианту рукописи. Мы ему весьма благодарны.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Aubouin J., Huene R. von, Azema J. et al. Premiers resultats des forages profonds dans le Pacifique au niveau de la fosse du Guatemala (fosse d'Amérique Centrale) (Leg 67 du Deep Sea Drilling Project: mai-juin 1979. — C.r. Acad. sci., 1979, t. 289, p. 1215—1220.
2. Aubouin J., Huene R. von, Baltuck M. et al. Subduction sans accretion: la marge pacifique du Guatemala; premiers resultats du Leg 84 du Deep Sea Drilling Project (janvier-fevrier 1982) — C.r. Acad. sci., 1982, t. 294, p. 803—812.
3. Aubouin J., Huene R. von, Baltuck M. et al. Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project subduction without accretion: Middle America trench off Guatemala. — Nature, 1982, vol. 297, p. 458—460.
4. Aubouin J., Stephan J.F., Renard V. et al. Subduction of the Cocos plate in the mid-America Trench. — Nature, 1981, vol. 294, p. 146—150.
5. Aubouin J., Stephan J.F., Roump J., Renard V. The middle America trench as an example of a subduction zone. — Tectonophysics, 1982, vol. 86, p. 113—132.
6. Azema J., Origlia I., Tournon J., Wever P. De. Nouvelles donnees sur la presence de Cretace moyen au sein des formations volcano-sedimentaires de l'autochtone relatif de la peninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amerique Centrale). — In: 9<sup>e</sup> Reun. Annu. Sciences de la Terre, Paris, 1982. P.: Soc. géol. France, 1982.
7. Azema J., Sornay J., Tournon J. Decouverte d'Albien superieur a Ammonites dans le materiel volcano-sedimentaire du complexe de Nicoya (province de Guanacaste, Costa Rica). — C.r. Acad. sci., 1979, t. 3, p. 129—131.
8. Azema J., Tournon J. La peninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabasique charrie en marge pacifique de l'Amérique Centrale. — C.r. Acad. sci., 1980, t. 290, p. 9—12.
9. Barr K.W., Escalante G. Contribucion al esclarecimiento de la edad del complejo de Nicoya, Costa Rica. — In: Publicacion Geologica ICAITI. Guatemala, 1969, t. 2, p. 43—47.
10. Biju Duval B., Moore J.C., Blackinton G. et al. Premiers resultats des forages IPOD implantés lors de la croisiere 78A du Glomar Challenger au NE de la ride de la Barbade (arc des Petites



- Antilles): tectonique frontale d'in prisme d'accrétion. — C. r. Acad. sci., 1981, t. 293, p. 621–628.
11. *Boer J.de.* The outer arc of the Costa Rica orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena peninsulas). — *Tectonophysics*, 1979, vol. 56, p. 221–259.
  12. *Bourgeois J., Azema J., Tournon J.* et al. Ages et structures des complexes basiques et ultrabasiques de la facade pacifique entre 3°N et 12°N (Columbie, Panama et Costa Rica). — *Bull. Soc. géol. France*, 1982, N 3, p. 545–554.
  13. *Dengo G.* Estudio geológico de la region de Guanacaste, Costa Rica. Instituto Geografico Nacional, Costa Rica, 1962. 113 p.
  14. *Dengo G.* Estructura geologica, historia tectonica y morfologia de America Central. 2° ed. Mexico; Buenos Aires: Inst. Centroamer. de Invest. y Tecnol. Industr. (ICAITI) (Centro Regional de Ayuda Tecnica), 1973. 52 p.
  15. *Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 63, N 1, p. 2–31.
  16. *Fisher M.A.* Structure and tectonic setting of the continental shelf southwest of Kodiak Island, Alaska. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 63, p. 301–310.
  17. *Huene R. von, Aubouin J., Azema J.* et al. Leg 67: The Deep Sea Drilling Project Mid-America trench transect off Guatemala. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1980, vol. 91, p. 421–432.
  18. *Huene R. von, Langseth M., Nasu N., Okada O.* A summary of Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan trench transect. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1982, vol. 93, p. 829–846.
  19. *Huene R. von, Lee H.* The possible significance of pore fluid pressures in subduction zones. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1982.
  20. *Huene R. von, Uyeda S.* A summary of results from the IPOD transects across the Japan, Mariana, and Middle America convergent margins. — In: *Geologie des marges continentales*, 26<sup>e</sup> Intern. Geol. Congr. P., 1981, p. 233–239. (Oceanol. acta; N SP).
  21. *Hussong D.M., Uyeda S.* Tectonics in the Mariana arc: results of recent studies, including DSDP Leg 60. — In: *Geologie des marges continentales*, 26<sup>e</sup> Intern. Geol. Congr. P., 1981, p. 203–212. (Oceanol. acta; N SP).
  22. *Karig D.E.* Structural history of the Mariana island arc system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, p. 323–344.
  23. *Kuijpers E.* The geologic history of the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. — *Tectonophysics*, 1980, vol. 68, p. 233–255.
  24. *Ladd J.M., Ibrahim A.K., McMillen K.J.* et al. Interpretation of seismic reflection data of the Middle America trench offshore Guatemala. — In: *Initial Reports DSDP*. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1982, vol. 67.
  25. *Langseth M.G., Huene R. von, Nasu N., Oda H.* Subsidence of the Japan trench forearc region of Northern Honshu. — In: *Geologie des marges continentales*, 26<sup>e</sup> Intern. Geol. Congr. P., 1981, p. 173–179. (Oceanol. acta; N SP).
  26. *Moore G.F., Lonsdale P., Huene R. von.* Near-bottom observation of the Middle America trench off Guatemala. — In: *Initial Reports DSDP*. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1982, vol. 67.
  27. *Moore J.C., Watkins J.C., McMillen K.J.* et al. Facies belts of the Middle America trench and forearc region, Southern Mexico: results from Leg 66 DSDP. — In: *Trench forearc geology*. L.: Geol. Soc., 1982, p. 77–94.
  28. *Moore J.C., Watkins J.C., Shipley T.H.* et al. Progressive accretion in the Middle America trench, Southern Mexico. — *Nature*, 1979, vol. 281, p. 638–642.
  29. *Moore J.C., Watkins J.S., Shipley T.H.* Summary of accretionary processes, Deep Sea Drilling Project, Leg 66: Offscraping, underplating and deformation of the slope apron. — In: *Initial Reports DSDP*. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1981, p. 825–836.
  30. *Rangin C., Francheteau J.* Fine scale morphological and structural analysis of the East Pacific rise, 21°N (Rita project). — In: *Geologie des marges continentales*, 26<sup>e</sup> Intern. Geol. Congr. P., 1981, p. 15–24. (Oceanol. acta; N SP).
  31. *Schmidt-Effing R.* Alter und genese des Nicoya complexes, einer ozeanischen palaokraste (Oberjura bis Eozan) im Sudlichen Zentralamerika. — *Geol. Rdsch.*, 1979, Bd. 68, S. 457–494.
  32. *Schmidt-Effing R.* Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena massivo von Costa Rica. — *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.*, 1980, Bd. 160, S. 241–257.
  33. *Schweller W.J., Kulm L.D., Prince R.A.* Tectonic structure and sedimentary framework of the Peru–Chile trench. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1981, N 154, p. 323–349.
  34. *Seely D.R.* The evolution of structural highs bordering major forearc basins. — In: *Geological and geophysical investigation of continental margins*. Tulsa (Okla), 1979, p. 245–260. (Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.: N 29).
  35. *Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G.* Trench slope model. — In: *The geology of continental margins*. N.Y.: Springer-Verl., 1974, p. 249–260.
  36. *Shepherd G.L., Moberly R.* Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1981, N 154, p. 351–391.
  37. *Thornburg T., Kulm L.D.* Sedimentary basins of the Peru continental margin: Structure, stratigraphy and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1981, N 154, p. 393–422.
  38. *Tournon J., Azema J.* Sobre la estructura y la petrologia del macizo ultrabásico de Santa Elena (provincia de Guanacaste, Costa Rica). Instituto Geografico Nacional, Informe Semestrial, San Jose, Costa Rica, Enero a Junio, 1980, p. 17–34.



## ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ "МАТЕРИК—ОКЕАН" В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Ю.Е. ПОГРЕБИЦКИЙ

*Всесоюзный научно-исследовательский институт океанологии,  
Ленинград, СССР*

Современная геологическая изученность Северного Ледовитого океана дает возможность охарактеризовать основные черты морфологии, тектонической структуры и кинематики формирования его переходных зон к окружающим материкам. Четкая пространственная и временная позиция этих зон в развивающейся геодинамической системе Северного Ледовитого океана позволяет ввести в их типизацию генетический фактор.

**Морфология.** Зона перехода от абиссали к шельфу характеризуется обычно двумя гранями рельефа: материковым склоном и материковым подножием. Для Северного Ледовитого океана, несмотря на весьма пологий наклон этих граней, линии их пересечения (ребра рельефа), как правило, отчетливы, но волнисто искривлены по простиранию, что связано с особенностями тектонических и седиментационных процессов. В этом отношении весьма показательна линия пересечения поверхности шельфа и материкового склона, так называемая бровка шельфа. Это основное ребро, маркирующее верхний край материковой плиты, зачастую бифуркирует, при этом более контрастный перегиб нередко погружается с глубины 150—200 до 500—750 м. Сравнение поперечных профилей показывает, что на месте бровки в этих случаях развивается дополнительная грань, обладающая большим наклоном, чем край шельфа, но меньшей крутизной, нежели материковый склон. Конфигурация этого бровкового скоса или фасета (прямолинейный, серповидный выпуклый в сторону океана, серповидный выпуклый в сторону суши) подчеркивает морфоструктурные особенности склона, связанные с поперечными поднятиями и опусканиями материковой окраины.

По бровковым фасетам переходная зона Северного Ледовитого океана может быть разделена по простиранию на морфоструктурно обособленные звенья. На основе карты ГЕВСО по этому признаку выделяются 22 звена (рис. 1). По протяженности 75% выделенных звеньев, исключая два звена по 200 км (№ 1,5) и три звена от 500 до 600 км (№ 2, 11, 12), характеризуются устойчивыми размерами в пределах расстояния 300—350 км. Ширина и крутизна материкового склона не зависят от протяженности звеньев и составляют в среднем около 60 км и 3—4° соответственно. Исключением являются мощные конуса выноса (звенья № 1, 3, 13), где ширина склона достигает 150—200 км, а угол наклона не превышает 1,5°. В случаях мощных конусов выноса переходная зона лишена бровкового фасета.

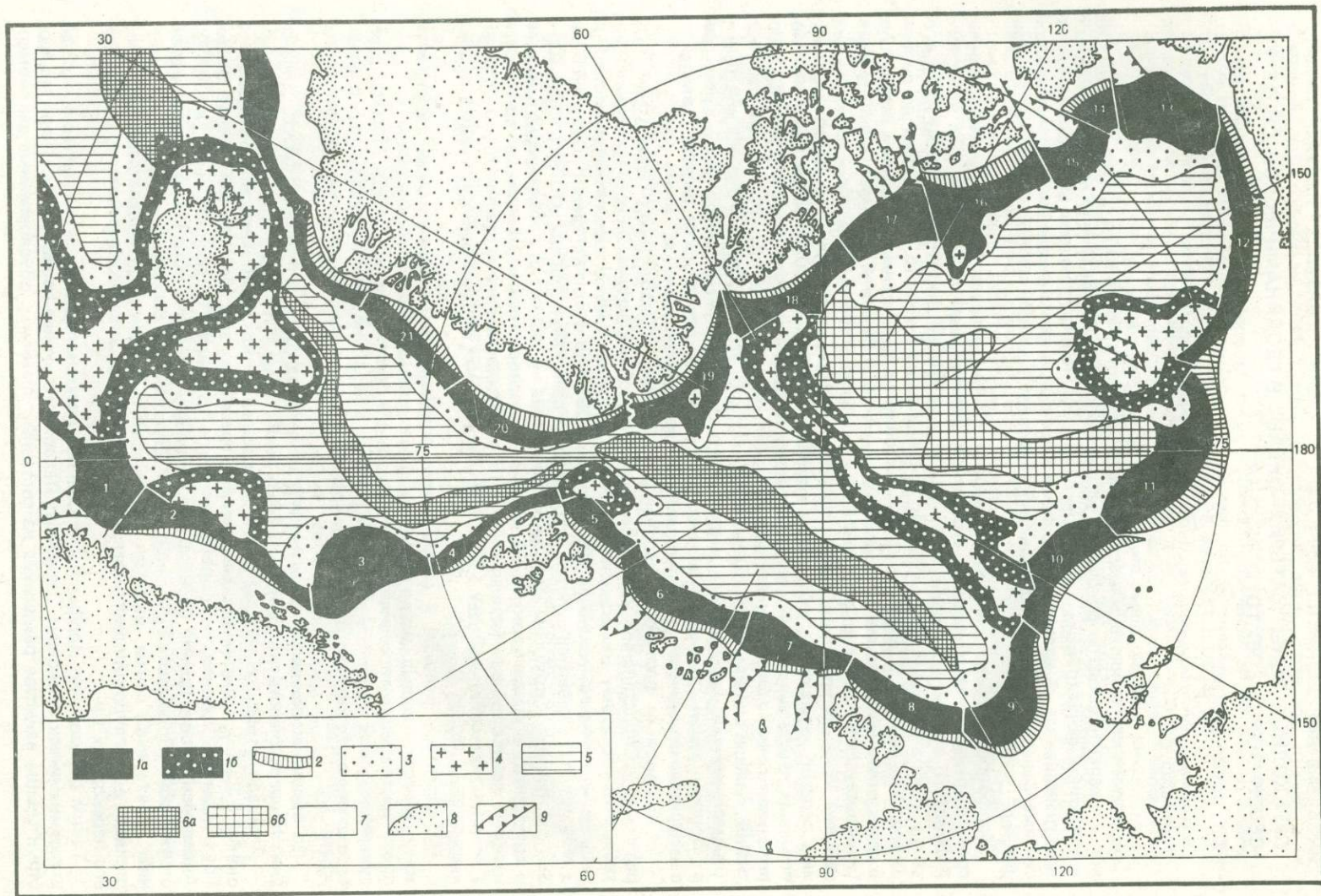
По характеру рельефа и метрическим показателям морфоструктуры переходной зоны абиссаль—шельф резко отличаются от границ абиссаль—реликтовый материк, представителями которого являются батиальные ступени Воронг, Ермак, Морриса Дженсупа, Чукотский купол и хребет Ломоносова. Для них не характерен бровковый фасет, ограничивающие склоны спрямлены, подножия редуцированы, крутизна склонов достигает 8—10°.

По общим морфологическим признакам переходная зона по краю Брито-Гренландских порогов аналогична границе абиссаль—реликтовый материк.

Площади отображенных на рис. 1 абиссальных котловин Северного Ледовитого океана в целом и выраженных в рельефе переходных зон (без зон по границе Брито-Гренландских порогов) оказываются почти равными (с расхождением в 3—5%). Аналогичное соотношение свойственно площадям океанического дна со спрединговой структурой (Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны) и прилегающим к ним переходным зонам, включая склон хребта Ломоносова. Соответственно равны площадь ложа глубоководного неспредингового Американо-Азиатского бассейна и окружающих его переходных зон.

Таким образом, по морфологическим показателям переходной зоне материк—океан в геодинамической системе Северного Ледовитого океана свойственны: 1) при морфоструктурном единстве разделение на составные элементы, обусловленные закономер-







ными ундуляциями краев материковых плит; 2) независимость строения ее поверхности и масштабов развития от генезиса и истории формирования океанических котловин.

**Тектоническая структура.** Рассматриваемой переходной зоне, по геофизическим данным, отвечает клиновидный блок земной коры шириной около 150 км, мощностью 28–30 км на краю шельфа и около 10 км на контакте с океанической плитой, ограниченный поверхностями дна  $M$ , генерализованные наклоны которых составляют соответственно  $1,5^\circ$  и  $6^\circ$ . Материковый склон (крутизна  $3^\circ$ ) и отвечающая ему крутая грань поверхности  $M$  (до  $10^\circ$ ) вписываются в среднюю часть этого идеализированного клина (рис. 2). Согласно региональным гравиметрическим исследованиям, клиновидный блок изостатически уравновешен. Сейсмическая активность наблюдается, как правило, на локальных участках переходной зоны, приуроченных к пересечениям продольных и поперечных разломов.

В строении клиновидного блока выделяются три структурных этажа: 1) нижний — складчатый фундамент; 2) промежуточный, представленный останцами платформенного чехла; 3) койлогенный, связанный с формированием окраинно-материковых бассейнов [1].

Поверхность складчатого фундамента объединяет в переходной зоне линейно дислоцированные осадочные толщи и выступы гранито-гнейсового слоя земной коры, принадлежащие поясам байкальской и каледонской складчатости, трассируемые сюда по геофизическим аномалиям с суши. Промежуточный этаж представлен преимущественно ранне-среднепалеозойскими карбонатными формациями эпикаледонских и эпибайкальских плит. Верхний, койлогенный этаж насчитывает два структурно-формационных комплекса: нижний, пермско-мезозойский доокеанический, представленный вулканогенно-терригенными образованиями, выполняющими прогибы и грабенообразные трюги; верхний, кайнозойский синокеанический, представленный в переходной зоне преимущественно морскими терригенными осадками, выполняющими прогибы и грабены или формирующими покровы по поверхности переходной зоны.

Внутренняя структура коры в пределах клиновидного блока определяется продольными, относительно склона, вертикальными дислокациями. Их развитие связано с формированием койлогенного этажа, главным образом, его верхним комплексом, что наглядно иллюстрируется залеганием подошвы кайнозойских толщ. В систему дислокаций входят предконтинентальные прогибы, окраинно-шельфовые поднятия и сопрягающая их флексурно-разломная зона материкового склона (см. рис. 2). Из-за трудностей проведения в Северном Ледовитом океане непрерывного сейсмического профилирования методом отраженных волн в настоящее время невозможно систематизировать параметры этих структур и описать в плане соотношение кайнозойских дислокаций со структурами основания. По примеру Норвежско-Гренландского бассейна и Канадской котловины они могут не только срезать под острым углом прогибы, грабены и горсты мезозоя, но и наследовать их простираение.

В целом можно принять следующие краткие сведения по предконтинентальным прогибам, флексурно-разломным зонам и окраинно-шельфовым поднятиям.

Предконтинентальные прогибы (или краевые прогибы океанических плит) располагаются на месте материкового подножия, а их осевые зоны почти совпадают с безаномальными ( $\Delta T_a$ ) краевыми зонами абиссальных плит; они прослеживаются вдоль подножия всех материковых блоков, исключая евразийский борт хребта Ломоносова в его приполюсной части, где вопреки расчетам глубины залегания магнитоактивного слоя [2], сейсмические данные не подтверждают наличия краевого прогиба. Прогибам свойственны линейность и большая протяженность, превышающая протяженность сопряженных с ними звеньев материкового склона; в осевой зоне мощность осадков достигает 4–5 км. Сейсмический разрез материкового крыла характеризуется многочисленными преломляющими горизонтами, позволяющими предполагать наличие

Рис. 1. Морфоструктурное районирование переходных зон

1–3 — элементы переходных зон: 1 — материковый склон ( $a$  — по краю шельфа,  $b$  — по краю батимальных плато и порогов), 2 — бровковый фасет, 3 — материковое подножие; 4 — батимальные плато; 5 — абиссальные равнины; 6 — абиссальные горы ( $a$  — рифтогенные срединные хребты,  $b$  — сводово-блоковые поднятия); 7 — шельф; 8 — суша; 9 — окраинно-материковые желоба. Цифры на карте (1–22) — звенья переходной зоны абиссаль-шельф (см. текст)



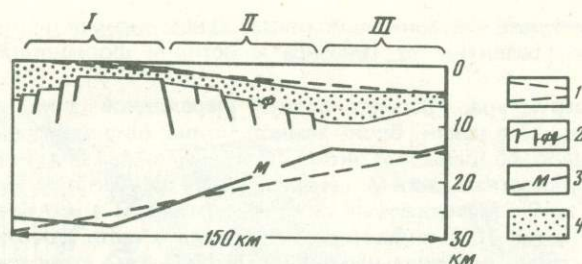


Рис. 2. Схематический разрез земной коры переходной зоны

I — окаинно-шельфовое поднятие, II — флексурно-разломная зона, III — предконтинентальный прогиб. 1 — генерализованные границы блока; 2 — граница фундамента; 3 — граница Мохоровичича; 4 — осадочный чехол

формаций слабоскладчатого нижнего терригенного комплекса, промежуточного этажа и, возможно, складчатого фундамента [7, 8]; приокеаническое крыло, переходящее в пологий вал, сложено по сейсмическим данным I, II и III океаническими слоями.

Флексурно-разломная зона материкового склона при общности формирующего механизма по особенностям строения делится на те же звенья, что и по морфологии; в каждом звене насчитывается несколько собственных (не трассируемых через звенья) продольных конседиментационных верхнему комплексу осадков ступеней, ограниченных нормальными сбросами, падающими в сторону глубоководья и изогнутыми в плане подобно бровковому фасету. Зеркало ступеней в большинстве случаев прогнуто. По сейсмическим данным устанавливается большое число наклоненных к котловинам низкоскоростных преломляющих горизонтов в осадочном чехле и присутствие высокоскоростных горизонтов ( $V_p = 5,5-6,5$  км/с), отвечающих "гранитному" слою. Как правило, по скоростным характеристикам выделяются все три структурных этажа, причем промежуточный этаж и нижний пермско-мезозойский комплекс верхнего этажа представлены фрагментарно, как останцы после размыва. Мощность верхнего кайнозойского комплекса осадков обычно не превышает 2,5 км и характеризуется мелкими оползневыми сбросами и связанными с ними локальными пликативными деформациями слоев [8, 10].

Окаинно-шельфовые поднятия образуют по краю переходной зоны цепь из отдельных структур, соответствующих по протяженности морфоструктурным звеньям материкового склона. Они проявлены в виде погребенных узких линейных горстов и блоково-купольных островных поднятий. По сейсмическим данным погребенные горсты, обычно располагающиеся под нижним краем бровкового фасета, сложены складчатыми и метаморфическими формациями фундамента, которые с разрывом перекрыты отложениями кайнозойского комплекса. В перекрывающих кайнозойских отложениях погребенные горсты проявляются в виде конседиментационно растущих валов. Блоково-купольные островные поднятия (архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля), расположенные на краю шельфа за бровковым фасетом, сложены формациями всех трех этажей, исключая формации кайнозойского комплекса.

Продольные дислокации переходной зоны осложнены поперечными поднятиями и опусканиями, которые и определяют ее деление на морфоструктурные звенья. Опускания между блоково-купольными островными поднятиями дополнены отчетливо выраженными в рельефе грабенообразными желобами (Св. Анны, Франц-Виктория, Воронина, пролив Мак-Клур, залив Амундсена). Желоба проникают в глубь шельфа, знаменуя собой новейший этап деструкции материковой окраины.

Среди нарушающих переходную зону поперечных структур особое место занимают погребенные грабены шельфа моря Лаптевых и желоб Нерис, отделяющий Гренландию от Канадского архипелага. Последний приурочен к глубинному разлому, по которому происходят горизонтальные сдвиговые перемещения крупных блоков литосферы [9].

Формирующийся в пределах моря Лаптевых кайнозойский седиментационный бассейн располагается на простираии Евразийской глубоководной котловины и может рассматриваться в качестве ее материкового крыла. Основанием бассейна является древний массив, перекрытый чехлом, аналогичным чехлу Сибирской платформы. Наложенный ком-



плекс кайнозойских осадков (включая отложения датского яруса верхнего мела) перекрывает Лаптевский массив маломощным (до 1 км) покровом и заполняет рифтогенные желоба, достигая мощности 3–4 км. По геофизическим данным выделяются центральный желоб и два прибортовых (Притаймырский и Приновосибирский). Эти тектонически активные структуры Лаптевского бассейна сопрягаются с активными зонами океана: центральный желоб продолжает рифтогенную систему нарушений срединного хребта Гаккеля, краевые желоба находятся на продолжении предконтинентальных прогибов [1]. Тесная связь со структурами океана подчеркнута распределением эпицентров землетрясений. Центральный желоб Лаптевского бассейна на глубинном сейсмическом профиле, пересекающем залив Буор-Хая, характеризуется наличием "подушки" разуплотненной мантии ( $V_p = 7,5$  км/с), расположенной на глубине 30 км при общей мощности коры в этом районе 35 км. Вместе с тем "спредингные" аномалии магнитного поля не проходят из океана в пределы Лаптевского бассейна.

По сумме тектонических показателей переходная зона материк—океан в Северном Ледовитом океане предстает в качестве эпиплатформенного подвижного пояса с миогеосинклинальным стилем развития. Его структурная эволюция тесно связана с кайнозойскими нисходящими движениями; формирующими абиссальную область океана как единую депрессию. Нарушающие целостность пояса разнородные поперечные дислокации свидетельствуют, что пространство обменных процессов между океаном и континентом распространяется за пределы переходной зоны.

**Кинематика движений.** Там, где позволяет ледовая обстановка, непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн показывает, что комплекс кайнозойских осадков на месте материкового склона подразделяется по меньшей мере на три свиты, отличающихся по строению и литолого-акустическим параметрам. Нижняя свита выдержана по мощности и состоит из ритмично чередующихся слоев, по-видимому, алевроитового и псаммитового состава. Средняя свита имеет максимальную мощность среди кайнозойских осадков у подножия склона и резко утоняется (вплоть до выклинивания) как в сторону океана, так и шельфа. Она характеризуется общей неяснослоистой структурой с частыми внутрiformационными разрывами и деформациями слоев с локальными несогласными перекрытиями. Генетически это, вероятно, формация турбидитов. Верхняя свита представляет собой выдержанный по мощности покров с тонкой ритмично-слоистой структурой, облегающий крупные неровности дна. По результатам донного опробования это в основном глинистые морские и ледниково-морские плиоцен-четвертичные отложения. Возраст нижней и средней свит может быть оценен лишь условно.

В целом по Арктическому бассейну, учитывая смену условий седиментогенеза, скважинные разрезы первого океанического слоя Норвежско-Гренландского бассейна и данные по шельфам амеразийского сектора, представляется наиболее оправданным относить нижнюю свиту к доолигоценовой эпохе общего мелководного седиментогенеза, а среднюю свиту — к олигоцен-миоценовому времени пелагического осадконакопления в океане. Возможные при этом ошибки в датировке границ свит не могут изменить принципиальной трехстадийной схемы развития переходной зоны:

I стадия (доолигоценовая) — спокойное прогибание в общей системе нисходящих движений, охватывающих будущий глубоководный океан и обширные области окружающих материков;

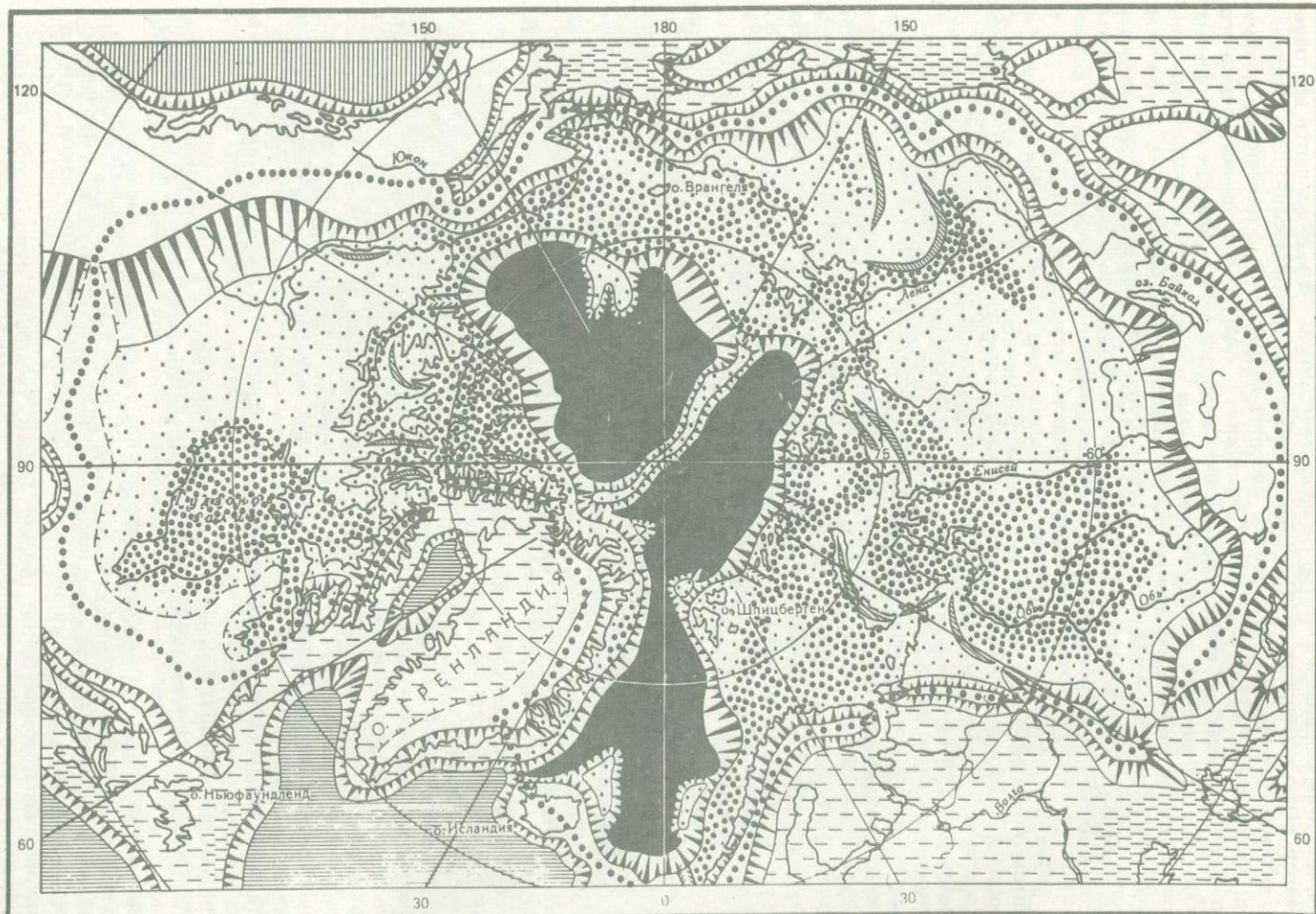
II стадия (олигоцен-миоценовая) — активные движения на краю проседающих абиссальных котловин;

III стадия (плиоцен-четвертичная) — спокойное прогибание в общей системе нисходящих движений, охватывающих морфоструктурно выраженную абиссаль и материковые окраины.

Таким образом, зона материкового склона, как переходная зона материк—океан, структурно обособилась в олигоцен-миоценовое время, что согласуется с данными о достижении в Арктическом бассейне максимальной пелагичности осадков первого океанического слоя в миоцене [4].

Реликтовые материковые блоки (Воринг, Ермак, Чукотский купол, хребет Ломоносова) образуют своего рода подводную террасу, закономерно прогнутую от материковой окраины к центру бассейна, от —750 до —1500 м. Можно допустить, что эта терраса выражает общее прогибание земной коры на месте океана за кайнозойский период, без наложенного олигоцен-миоценового обрушения. Амплитуда последнего для Север-







ного Ледовитого океана в этом случае 2,5–3 км, а скорость проседания около 10 см за 1000 лет.

**Позиция в геодинамической системе.** В обобщенной формулировке геодинамическая система может быть определена как пространство взаимосвязанных геологических процессов, релаксирующих энергетическое возмущение в теле Земли [3]. В конечном счете эти процессы выражаются разного рода перемещениями вещества, т.е. гетерогенным массопереносом. Главенствующим из всех видов массопереноса, действующих на поверхности Земли, является твердый сток, который в первом приближении можно считать сбалансированным с эндогенным рельефообразующим массопереносом. По принципу твердого стока геодинамическая система Северного Ледовитого океана охватывает всю акваторию и обширные пространства окружающих материков вплоть до водораздельных хребтов (рис. 3). Эта геодинамическая система имеет отчетливое морфоструктурное выражение: океанические котловины оказываются в центре грандиозной Арктической геопредепессии, характеризующейся замкнутостью и закономерным наклоном литосферной поверхности от пограничных водоразделов к океаническому ложу.

По рельефу и экзогенным процессам внутри Арктической геопредепессии на современном этапе ее развития выделяются три субконцентрических зоны. Внешняя зона характеризуется восходящими движениями и развитием денудационных процессов. Она состоит из цепи хребтов и возвышенностей и может быть названа пограничным орогенным поясом. Промежуточная зона представлена в основном аккумулятивными и денудационно-аккумулятивными равнинами и шельфами окраинных морей, на площадях которых преобладают нисходящие движения. По свойственному этой зоне общему наклону от пограничного орогенного пояса к центру депрессии она может быть выделена в качестве материковой центриклинали. Внутренняя зона, или абиссальное ядро, состоящая из глубоководных котловин и разделяющих их подводных гор, является местом сопряженных нисходящих и горизонтальных (спрединг-овых) движений коры и местом накопления пелагических осадков. Палеогеографические реконструкции Арктической геопредепессии в целом плюс датировки всплеск магматической активности в пограничном орогенном поясе и мегаритмичности осадконакопления в бассейнах материковой центриклинали позволяют сделать следующие основные выводы о ее структурной эволюции [3].

Арктическая геопредепессия обособилась на поверхности Земли на рубеже ранней и поздней перми. Развитие морфоструктур пограничного орогенного пояса носило характер многофазного рекуррентного роста иногда на месте, иногда с некоторым смещением к центру геопредепессии.

Седиментационные бассейны материковой центриклинали испытывают многофазное рекуррентное погружение; их депоцентры оставались практически на одном месте. Активные движения в орогенах регистрируются раньше, чем в смежных бассейнах; волна активности, генерируемая в орогенном обрамлении, перемещалась от периферии к центру геопредепессии.

Для ядра геопредепессии история развития характеризуется двумя главными этапами: пермско-меловым, доокеаническим и кайнозойским, включая датский век, — океаническим. На первом этапе в ядре геопредепессии располагались сводовые мантийно-коровые вздутия (геотуморы), с которых шел терригенный снос в сторону современных шельфов [5]. В конце мела геотуморы испытали рифтогенное обращение и на их месте в кайнозое образовались океанические впадины со спрединг-овой структурной ложой (Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны). Амеразийский бассейн сформировался на прогибающемся крыле геотумора. Его обособление в качестве бассейна с океаническими глубинами произошло в кайнозое (олигоцен-миоцене) в связи с недокомпенсацией осадками интенсивно проседающего ядра Арктической геопредепессии.

Рис. 3. Переходные зоны в геодинамической системе Северного Ледовитого океана

1–3 — основные динамические зоны Арктической геопредепессии: 1 — абиссальное ядро, 2 — материковая центриклираль (участки: а — стабильные или воздымающиеся, б — активно погружающиеся), 3 — пограничный орогенный пояс (точки — линии водораздела); 4 — оси дочерних орогенов; 5 — переходные зоны (материковый и горный склоны); 6 — условная граница орогенов; 7 — Северо-Атлантическая абиссаль; 8 — Северо-Тихоокеанская абиссаль; 9 — материковые области за пределами Арктической геопредепессии (участки: а — стабильные или воздымающиеся, б — активно погружающиеся)



В вещественном отношении развитие Арктической геопредепессии ведет к одновременному формированию новообразованной фемической литосферы в абиссальном ядре (океанический массив) и новообразованной салической литосферы в пограничном орогенном поясе (континентальный массив), между которыми располагается широкая переходная область реликтовой литосферы. В процессе ее переработки формируется ансамбль малых (дочерних) структур (эпиконтинентальных седиментационных бассейнов и их орогенных барьеров), копирующих биполярную направленность процесса в целом.

Переходная зона материкового склона занимает в Арктической геопредепессии определенное положение. Это, по существу, наиболее активная кайма деструктивных преобразований реликтовой литосферы, находящаяся в "экзоконтакте" формирующегося массива новой фемической литосферы. В аспекте динамических связей переходной зоне материкового склона комплементарна переходная зона приорогенного склона, расположенная в "экзоконтакте" формирующегося массива новой салической литосферы. В процессе развития геодинамической системы наблюдается сближение переходных зон и сокращение площади зажатой между ними реликтовой литосферы. Миграция и формирование переходных зон подчинены взаимодействию разрастающихся биполярных массивов литосферы, которое носит импульсно-волновой характер: импульс активных восходящих движений в пограничных орогенах сменяется во времени импульсом активного проседания в океане (датско-палеоценовая активизация пограничного орогенного пояса — олигоцен-миоценовое обрушение океана; неотектоническая активизация орогенов — будущая фаза активных деструктивных преобразований по периферии глубоководных котловин). С этих позиций наблюдаемые ныне в Северном Ледовитом океане переходные зоны материкового склона являются следствием I фазы обрушения.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По морфотектоническим показателям переходные зоны материк—океан в Северном Ледовитом океане относятся к атлантическому типу. Представления о том, что этот тип обусловлен пассивной переработкой края континентальной плиты автономными процессами гравитационного оползания, являются принципиально ошибочными. Стрoение переходных зон представляет результат активного взаимодействия формирующихся океанических и континентальных литосферных массивов, разобщенных широкой полосой реликтовой литосферы; гравитационные оползания играют здесь второстепенную роль.

Импульсно-волновое взаимодействие формирующихся литосферных массивов позволяет ввести дополнительный классификационный критерий, согласно которому переходные зоны материк—океан в Северном Ледовитом океане относятся к подтипу I фазы обрушения. В отличие от них среди переходных зон северной и экваториальной Атлантики могут быть выделены подтипы II и III фаз обрушения. Именно этим обстоятельством объясняется почти полное срезание и погружение на дно океана окраинно-материковых бассейнов Америки, Африки и Западной Европы. Известные гипотезы о монотонном углублении океана, по мере остывания новообразованной литосферы во времени по закону  $t^{1/2}$  [6] или любому другому непериодическому закону не удовлетворяют геологическим данным.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Грамберг И.С., Лопатин Б.Г., Погребницкий Ю.Е. Новое в геологии арктических морей СССР. Вестн. АН СССР, 1981, № 2, с. 84—90.
2. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана: МГК, 26 сес. Докл. сов. геол. Л.: Недра, 1980, с. 178—193.
3. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 3—22.
4. Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Гломар Челленджера". Литология и петрография/ Отв. ред. Г.Б. Удинцев. М.: Наука, 1978. 192 с.
5. Ронкина З.З., Вишневская Т.Н. Глаукофан в осадочных толщах западной части Со-



- ветской Арктики. — Сов. геология, 1982, № 7, с. 90—93.
6. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
  7. *Grantz A., Holmes M.L., Kososki B.A.* Geologic framework of the Alaskan continental terrace in the Chuckchi and Beaufort seas. — In: Canada's continental margins. Calgary: CSPG, 1975, p. 669—700.
  8. *Sundvor E., Gidskehaug A., Myhre A., Eldholm O.* Marine geophysical survey on the Northern Svalbard margin. — In: The Norwegian Petroleum Directorate's Scientific report N 5. Bergen, 1978, p. 1—25.
  9. *Monahan D., Johnson G.L.* Physiography of Nares Strait: importance to the origin of the Wegener fault. — Medd. om Grenland. Geosci., 1982, vol. 8, p. 53—64.
  10. *Sundvor E., Nysaether E.* Geological outline of the Norwegian continental margin between 60° and 68° North. — In: Canada's continental margins. Calgary: CSPG, 1975, p. 267—281.

УДК 551.24 (5)

## ГЕОДИНАМИКА И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОТ ТИХОГО ОКЕАНА К АЗИАТСКОМУ КОНТИНЕНТУ

Б.В. БАРАНОВ, Л.П. ЗОНЕНШАЙН

*Институт океанологии, Москва, СССР*

Переходная зона от Тихого океана к Азиатскому континенту повсеместно ограничена глубоководными желобами, в которых поглощается кора Тихого океана. Известно, что западная окраина Тихого океана существенным образом отличается от восточной, где океаническая плита погружается под континент и где плиты Тихого океана непосредственно граничат с континентальными плитами Северной и Южной Америки. На западе между Тихим океаном и Евразийским континентом располагается широкая (2000—3000 км) зона, состоящая из вулканических островных дуг и окраинных морей. Это различие было подмечено очень давно, хотя до сих пор оно не находит удовлетворительного объяснения.

Тихоокеанская плита сближается с Евразией со скоростью 9,3 см/год в районе Курильских островов [1] и, по существу, нигде не контактирует непосредственно с самой Евразийской плитой. Между системами желобов (Алеутским, Курило-Камчатским, Японским, Идзу-Бонинским и Марианским) и Евразией располагаются мелкие плиты: Охотоморская, Амурская, Филиппинская, которые берут на себя часть взаимодействия между Тихим океаном и Евразией. Общая схема геодинамики показана на рис. 1. Строению зоны взаимодействия плит в этом регионе посвящены многочисленные работы [2—8]. В данном сообщении мы постарались обратить внимание на ряд особенностей, которые ранее оставались в тени.

### СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Тихоокеанская плита на западе повсеместно ограничена сейсмофокальными зонами Заварицкого—Беньофа. Строение их значительно варьирует от дуги к дуге [9]. Максимальные глубины зоны, достигающие 500—600 км, наблюдаются под Курильской, Японской, Идзу-Бонинской и Марианской дугами, в то время как под центральной и восточной частями Алеутской дуги и дугой Рюкю очаги землетрясений прослеживаются до глубины 200—300 км, а в юго-западной Японии (желоб Нанкай) и на западном отрезке Алеутской дуги лишь до 50—80 км. В последних двух случаях небольшая глубина зоны Заварицкого—Беньофа интерпретируется или как начало поддвига Филиппинской плиты под Японию [10], или как трансформация поддвига в сдвиг вдоль западного отрезка Алеутской дуги [11]. Современный островодужный вулканизм отсутствует на этих участках островных дуг. Углы падения зоны Заварицкого—Беньофа колеблются от 45—60° для Алеутской, Курильской и Японской островных дуг до почти вертикальных для Идзу-Бонинской и Марианской.



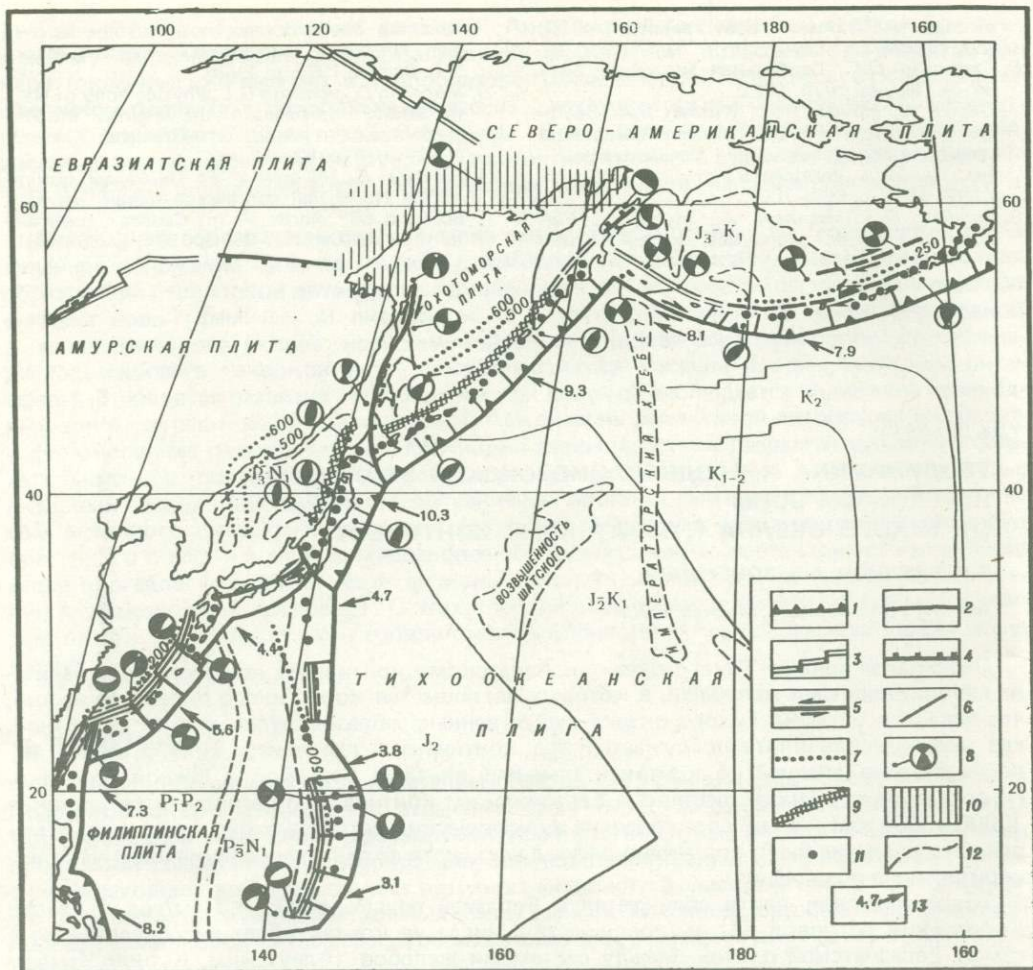


Рис. 1. Современная геодинамика переходной зоны северо-западной части Тихого океана

1-2 — границы поглощения: 1 — с сильным сцеплением, 2 — со слабым сцеплением; 3 — границы наращивания плит; 4 — границы столкновения; 5 — границы скольжения плит; 6 — разломы, главным образом, сдвиги; 7 — изоглубины зоны Заварицкого-Беньофа (в км); 8 — механизмы очагов землетрясений; 9 — дополнительные зоны сейсмичности в тылу дуг; 10 — области рассеяной сейсмичности на континенте; 11 — современные вулканы; 12 — контуры глубоководных котловин окраинных морей и поднятий в пределах океана; 13 — направление и скорость относительного движения на границах плит

При движении с севера на юг от Алеутской к Марианской дуге наблюдается изменение величины энергии, выделяемой при неглубоких землетрясениях, что по Канамори [12], свидетельствует о степени сцепления между нависающей и погружающейся плитами, т. е. насколько сильно механическое взаимодействие между ними. Алеутская, Курильская и Японская островные дуги характеризуются высокой сейсмичностью; здесь часто происходят землетрясения с  $M \geq 7,7$  и, следовательно, сцепление между плитами сильное, в то время как в пределах Идзу-Бонинской, Марианской дуги и дуги Рюкю сильные землетрясения отсутствуют и поэтому плиты сцеплены друг с другом слабо.

Фактор сцепления оказывается очень важным для геодинамики островных дуг. В случае сильного сцепления, как в Курильской и Японской островных дугах, во всем теле островной дуги преобладают условия сжатия, и оси сжатия, как свидетельствуют механизмы очагов землетрясений [13, 14], ориентированы перпендикулярно островной



дуге. В случае слабого сцепления (дуги Рюкю и Марианская) даже фронтальным частям, судя по данным бурения [15] и механизмам очагов землетрясений (см. рис. 1), свойственны условия растяжения. По-видимому, степень сцепления сказывается и на магматизме, поскольку при слабом сцеплении возникают условия для поступления мало-глубинных толеитовых базальтов во фронте дуг.

Давно подмечено [16, 17], что островные дуги разбиты поперечными разломами на блоки протяженностью 100–200 км. К каждому из блоков (или ряду блоков) приурочены очаги крупных землетрясений с  $M \geq 7,7$ , которые повторяются здесь примерно через каждые 100 лет [18–20], причем в разных блоках в разное время. Эта особенность может быть объяснена тем, что во время сильного землетрясения блок, к которому приурочен его очаг, сначала смещается в сторону океана, а затем снова за счет движения плиты возвращается к дуге [21]. Так как скорость поддвига плиты составляет несколько сантиметров в год, а величина смещения блока в сторону океана несколько метров, то время возвращения блока совпадает с характерным временем повторяемости сильнейших землетрясений.

В последние годы появляется все больше данных о присутствии в тылу островных дуг дополнительной зоны сейсмичности. Эта зона отделяет тело островной дуги шириной 150–200 км от окраинных морей. Ее геодинамика различна в каждой конкретной системе желоб–дуга–окраинное море и определяется взаимодействием трех элементов: поддвигаемой океанической плиты, нависающей плиты и расположенного между ними блока островной дуги. Существуют два главных типа взаимодействия: растяжение и сжатие.

Растяжение возникает, когда во фронте дуг регистрируется слабое сцепление [22]. При этих условиях происходит откол островной дуги от нависающей плиты с образованием рифтовых структур и в конечном итоге зоны спрединга с возникновением коры между дугового бассейна. В настоящее время для восточной окраины Азиатского континента импульс растяжения характерен для трога Окинава и Марианского дугового бассейна. Детальные исследования в трог Окинава [23] выявили систему грабенов, с которыми здесь связана ось растяжения, а для Марианского трога было установлено, что его осевая зона похожа на осевую зону срединно-океанических хребтов с медленным спредингом [24]. Полученные данные дают основание предполагать, что процесс растяжения начался здесь 7–8 млн. лет назад.

Представление о том, что, когда возникают тыловы́е бассейны, сцепление между взаимодействующими плитами слабое, хорошо увязывается с двумя моделями образования окраинных морей: 1) моделью миграции дуги в сторону океана за счет погружения древней и холодной литосферы под собственным весом в мантию [25] и 2) моделью, предусматривающей дифференциальные движения нависающей плиты по отношению к зоне субдукции, "заякоренной" в мантии [22, 26].

Каждая из этих моделей, как свидетельствуют данные по строению зон Беньофа и механизмам очагов землетрясений, хорошо согласуется с современным геодинамическим режимом в пределах Рюкю и Марианской островодужных систем, но ни одна из них не способна объяснить быструю смену режимов, поскольку в этом случае необходимо допустить или резкие изменения скорости и возраста подвигаемой плиты, или направления относительного движения между плитами.

Сжатие в тылу дуг возникает при сильном сцеплении [22]. Оно приурочено к границе островных дуг с неактивными бассейнами и реализуется в виде взбросов или сдвигов, приуроченных к сочленению островной дуги с глубоководной котловиной. Разломы первого типа образуются в тылу Курильской и Японской островных дуг за счет ортогонального поддвига Тихоокеанской плиты, а второго — в тылу Алеутской островной дуги при косом поддвиге плиты.

Интересно отметить, что обстановка сжатия в тылу Японской островной дуги установилась сравнительно недавно — 5–7 млн. лет назад [27]. Геологические наблюдения на Японских островах показали, что изменение тектонической обстановки сопровождалось изменением простираения разломов, даек, цепочек вулканов. Следует обратить внимание на то, что раскрытие окраинных морей не является непрерывным процессом, а происходит эпизодически. Период раскрытия окраинного моря довольно быстро — через несколько миллионов лет — заканчивается и сменяется иным режимом, который характеризуется надвиганием островной дуги на окраинное море. Такие импульсы растяжения и сжатия могут, по-видимому, неоднократно чередоваться.



Выше отмечалось, что с Тихоокеанской плитой по системе островных дуг взаимодействуют Северо-Американская, Охотоморская, Амурская и Филиппинская плиты. В свою очередь взаимодействие между Северо-Американской и Евразийской плитами происходит таким образом, что к северо-западу от их полюса, расположенного в точке с координатами  $61,9^{\circ}$  с. ш. и  $143,1^{\circ}$  в. д., они отодвигаются друг от друга (см. рис. 1), и здесь наблюдается большое количество современных грабенообразных впадин северо-западного простирания, связанных с растяжением земной коры. К юго-востоку от полюса впадины такого простирания исчезают и появляются крупные сдвиги [26].

Охотоморская плита как в ножницах зажата между Северо-Американской и Амурской плитами и испытывает вращение по отношению к Евразии по часовой стрелке вокруг полюса, расположенного в западной части плиты ( $50,4^{\circ}$  с. ш. и  $145,3^{\circ}$  в. д.) [28]. Амурская и Евразийская плиты к западу от полюса вращения ( $56,9^{\circ}$  с. ш. и  $117,4^{\circ}$  в. д.) отодвигаются друг от друга, а к востоку от него сближаются. В связи с этим происходит исчезновение грабенов байкальского типа на восточном продолжении Байкальской рифтовой зоны в Становом хребте, где обстановка растяжения сменяется сжатием [26].

### ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ДЛЯ ОЛИГОЦЕНОВОЙ ЭПОХИ

Современная система вулканических островных дуг и окраинных морей по северо-западной окраине Тихого океана начала формироваться в конце олигоцена, когда возникли Курило-Камчатская, Японская, Идзу-Бонинская и Марианская дуги. В это время еще существовала вулканическая дуга на месте хребта Бауэрса в Беринговом море. В олигоцене оформилась Алеутская островная дуга, отделившая мезозойское ложе Алеутской котловины Берингова моря от Тихого океана (рис. 2). Глубоководные котловины Охотского и Японского морей и Командорская котловина возникли 38—20 млн. лет назад. Прямые данные о возрасте известны лишь для Командорской котловины, где глубоководным бурением под чехлом осадков вскрыты толеитовые базальты с возрастом 29,6 млн. лет [29]. О возрасте Курильской котловины и котловин Японского моря можно судить лишь на основании данных о том, что толща осадков мощностью 3000 м могла накопиться там при минимальной скорости осадконакопления 0,1—0,2 мм/год (установленной для верхних 300 м осадков глубоководным бурением в Японском море) за 30 млн. лет.

По магнитным аномалиям в Каролинской и Западно-Филиппинской котловинах [30] выделяется ось спрединга, существовавшая в западной части Тихого океана в раннетретичное время. Она являлась границей наращивания между расположенной к северу от нее Тихоокеанской и находящейся к югу Каролинской плитами. Ось спрединга совпадала с современным Центрально-Филиппинским разломом и была связана через трансформный разлом с зоной спрединга в Каролинской котловине. Можно предполагать, что дно Каролинской котловины более молодое, чем окружающие его участки Тихого океана мезозойского возраста, образовалось за счет растяжения в тылу Меланезийской дуги при миграции последней в южном направлении. В конце олигоцена Филиппинская ось спрединга перестала функционировать и в дальнейшем зоны субдукции, возникшие на месте Марианского—Яп-Палау желобов рассекли области с вновь созданной океанической корой надвое, отделив Филиппинский бассейн от одновозрастного с ним Каролинского.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная геодинамика переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту обусловлена главным образом взаимодействием пододвигающейся Тихоокеанской плиты с рядом нависающих малых плит и островодужными блоками. Условия слабого и сильного сцеплений между плитами чередуются друг с другом во времени и в соответствии с этим обстановка растяжения в тылу дуг меняется на обстановку сжатия. Характер сцепления, по-видимому, является той причиной, которая обуславливает различие в строении таких структур переходной зоны, как желоба, островные дуги



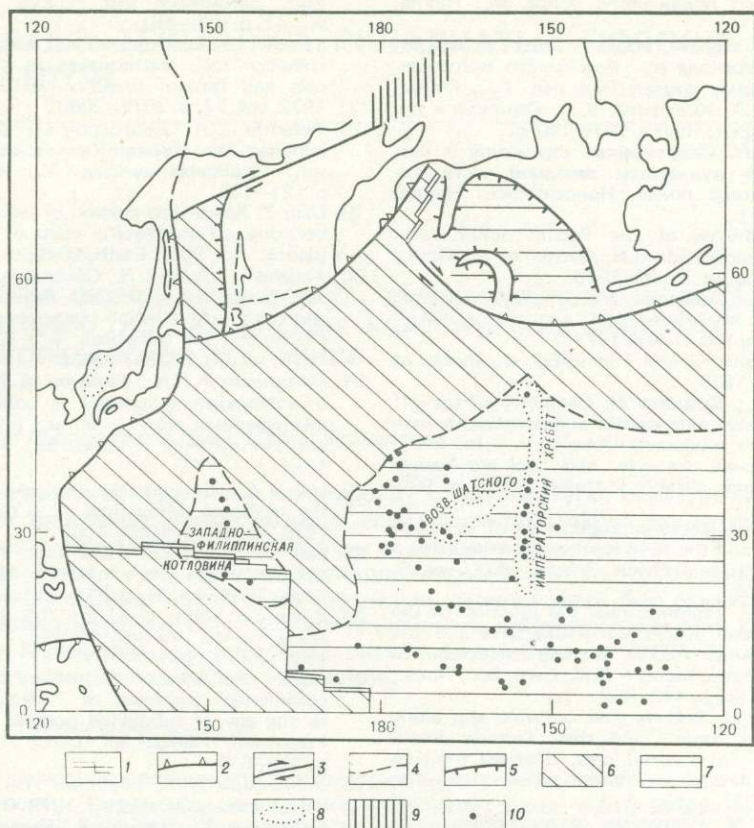


Рис. 2. Палеогеодинамическая реконструкция литосферных плит северо-запада Тихого океана для олигоценовой эпохи. В качестве основы использована реконструкция Л.П. Зоненшайна и Л.А. Савостина [26]

1—4 — границы плит: 1 — наращивания, 2 — поглощения, 3 — скольжения, 4 — неясной природы; 5 — граница между континентальным и океаническим типами земной коры; 6—7 — океаническая кора Тихого океана: поглощенная к настоящему времени в зонах субдукции (6) и не поглощенная (7); 8 — поднятия и хребты в пределах Тихого океана и окраинных морей; 9 — предполагаемые зоны деформаций на континенте; 10 — скважины глубоководного бурения

и окраинные моря. На протяжении кайнозоя Азиатский континент и дно Тихого океана постоянно сближаются друг с другом и ширина поглощенного под систему желобов западной части Тихого океана участка океанического дна с олигоцена составляет не менее 2000 км (см. рис. 2). Несмотря на условия сближения, Азия в целом с этого времени отодвигалась от зон субдукции западной части Тихого океана, что, по-видимому, являлось и является причиной раскрытия окраинных морей.

Образование современной системы островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана, начиная с олигоцена, совпало с перестройкой движения плит, обусловленной столкновением Индии с Евразией и изменением направления перемещения Тихоокеанской плиты с северного на запад-северо-западное, что отчетливо видно по изгибу следа от Гавайской горячей точки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Галушкин Ю.И., Ушаков С.А. Мгновенная кинематика относительного перемещения литосферных плит Земли. — В кн.: Строение литосферных плит. М.: ИОАН СССР, 1979, с. 27—53.
2. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.
3. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихо-



- океанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979. 208 с.
4. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану/Под ред. Г.С. Гнибиденко, Ю.А. Косыгина, К.Ф. Сергеева и др. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
  5. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
  6. The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin/Ed. G.H. Sutton et al. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1976.
  7. Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins/Ed. M. Talwani, W.C. Pitman, III. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977.
  8. Geodynamics of the Pacific/Ed. S. Uyeda et al. Tokyo, 1979.
  9. Isacks B.L.; Barazangi M. Geometry of Benioff zones: lateral sedimentation and downwards bending of the subducted lithosphere. — In: Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977, p. 99–114.
  10. Kanamori H. Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1972, vol. 5, p. 129–139.
  11. Cormier V. Tectonics near the junction of the Aleutian and Kurile-Kamchatka arcs and the mechanism for middle Tertiary magmatism in the Kamchatka basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 443–459.
  12. Kanamori H. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implication. — In: Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977, p. 163–174.
  13. Ichikawa M. Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926–1968. — Geophys. Mag., 1971, vol. 35, p. 207–273.
  14. Stauder W., Mualchin L. Fault motion in the larger earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of the Kurile-Hokkaido corner. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, p. 297–308.
  15. Hussong D.M., Uyeda S. Tectonics processes and the history of the Mariana arc: A synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project Leg 60. — In: Initial Reports DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982, vol. 60, p. 909–925.
  16. Mogi K. Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures.— Bull. Earthquake Inst. Tokyo Univ., 1969, vol. 47, p. 429–451.
  17. Stauder W. Fault motion and spatially bounded character of earthquakes in the Amchitka pass and Delarof island. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 2072–2080.
  18. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской зоны. — В кн.: Проблема цунами. М.: Наука: 1968, с. 121–132.
  19. Utsu T. Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese islands. — J. Phys. Earth, 1974, vol. 22, p. 325.
  20. Kelleher J., Sykes L.R., Oliver J. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, p. 2547–2585.
  21. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. К вопросу о возбуждении цунами в зонах поддвига литосферных плит. — В кн.: Возбуждение и распространение цунами. М.: ИОАН, СССР 1982, с. 7–17.
  22. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 1049–1061.
  23. Lee C., Shor G.G., Bibe L.D. et al. Okinawa trough: Origin of a back-arc basin. — Mar. Geol., 1980, vol. 35, p. 219–241.
  24. Bibe L.D., Shor G.G., Lu R.S. Inter-arc spreading in the Mariana trough. — Mar. Geol., 1980, vol. 35, p. 183–197.
  25. Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and cordillerian tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, p. 330–340.
  26. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
  27. Nakamura K., Uyeda S. Stress gradient in arc-back-arc regions and plate subduction. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 6419–6428.
  28. Савостин Л.А., Вержбицкая А.И., Баранов Б.В. Современная тектоника плит Охотоморского региона. — Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 961–965.
  29. Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering sea. — In: Initial Reports DSDP. Wash. (D.C.): US gov. print. off., 1973, vol. 19, p. 615–628.
  30. Watts A.B., Weissel J.K., Larson R.L. Seafloor spreading in marginal basins of the Western Pacific. — Tectonophysics, 1977, vol. 37, p. 167–181.



# ТЕМА С.07.1.3. ТЕКТНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ КОНТИНЕНТОВ

УДК 551.24 (265/266)

## ТЕКТНИКА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА. О НЕКОТОРЫХ ТАК НАЗЫВАЕМЫХ КЛАССИЧЕСКИХ АСПЕКТАХ ПЕРИТИХООКЕАНСКОЙ ТЕКТНИКИ

Ж. ОБУЭН

*Университет Пьера и Марии Кюри, Париж, Франция*

Перитихоокеанский орогенный пояс наряду с поясом Тетис образует один из двух современных орогенных ансамблей мира, если не считать района вокруг моря Скотия между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом.

Если пояс Тетис — это область столкновения континентов, то Перитихоокеанский пояс дает яркий пример проявления субдукций, именно здесь был открыт этот столь важный феномен, здесь он был изучен различными сейсмическими методами и даже бурением по Международной программе океанического бурения IPOD. Таким образом, это во многих отношениях модельный регион.

### АСИММЕТРИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Наиболее заметная особенность асимметрии Тихого океана состоит в развитии Западно-Американских Кордильер на востоке и Периазиатских—Австралийских островных дуг с приуроченными к ним окраинными морями — на западе.

Эта асимметрия является результатом того, что субдукция была гораздо более активна по Американскому побережью, чем вдоль Азии; океаническая кора, прилегающая к Японии, имеет юрский возраст, тогда как вдоль берегов Америки нет коры древнее третичного возраста. В некоторых местах она имеет почти современный возраст, например, вдоль берегов Канады между рифтом Хуан-де-Фука и континентом. Это более примечательно для Северной Америки, чем для Южной. Северо-Американская зона субдукции поглотила даже часть Восточно-Тихоокеанского поднятия, вследствие чего интенсивная тектоническая активность 3,5 млн. лет назад захватила также побережье от устья Калифорнийского залива до системы разлома Сан-Андреас.

Этот факт, привлекая внимание еще Вегенера, требует окончательного истолкования. Правдоподобное объяснение можно будет дать с позиции раскрытия Атлантики и вызванного этим процессом "тектонического надвигания" Американских континентов на зону субдукции. Движение было не синхронно для Северной и Южной Америки. Северная Америка отделилась от Евразии в третичное время, а Южная — от Гондваны в раннем мелу.

Ни одно из окраинных морей западной части Тихого океана не древнее третичного времени, кроме Тасманова моря, образовавшегося в самом конце мела (в кампан-маастрихте) [3]. Таким образом, возникает вопрос о возникновении современной асимметрии: существовала ли она в третичное время или еще в мезозое, по крайней мере в какие-то эпохи мезозоя?

Прежде всего для реконструкции мезозойской палеогеографии запада Тихого океана, чтобы восстановить исходную форму окраин, надо причлнить современные островные дуги к континентальным окраинам, от которых они отделились. Мы слишком привыкли считать, что орогенные, метаморфические, плутонические и вулканические пояса, например в Японии, образовывались во все эпохи в островодужных условиях. Однако во время образования известных метаморфических зон Санбагава и Риоке позднюрско-мелового возраста [4] Япония была присоединена к Азиатскому континенту, образующему ее фундамент (зона Хида сложена докембрийско-палеозойскими



комплексами, родственными разновозрастным породам Кореи). Эта обстановка была аналогична современной обстановке в Калифорнии: японские офиолитовые и голубо-сланцевые пояса являлись аналогами Береговых хребтов, а пояс гранитов в Китае, протягивающийся на запад до Пекина, — аналогом Кордильер.

Но и в восточной части Тихого океана Калифорния не всегда была окраиной Американского континента. Есть много данных в пользу того, что францисканский комплекс возник в результате шарьирования ложа мезозойского окраинного моря на континентальный блок, столкнувшийся с американской континентальной окраиной, т. е. в пользу ранее существовавшей субдукции под Калифорнию [5]. Таким образом, юрско-меловая обстановка в Калифорнии была более близка к современной системе Азия—Японское море—Япония, чем к современной обстановке в Калифорнии.

Если рассматривать ситуацию, сложившуюся к концу юры, когда как в Японии, так и в Калифорнии образовались метаморфические пояса высокого давления, то делается очевидным, что асимметрия Тихого океана была обратна нынешней. Обстановки Кордильер и Береговых хребтов находились на западе, соответственно в Китае и Японии, а островные дуги и окраинные моря располагались вдоль Северной Америки.

Этот вывод не удастся распространить на все американское побережье: очевидно, например, что субдукция вдоль Андийских Кордильер в мезозое и третичное время была по своему типу почти такая же, как и сейчас и там ничто не указывает на существование окраинных морей. Лишь на отрезках Анд к северу от поперечного разлома Хуанкабамба и к югу от разлома Барилоше, т. е. в северной части Северо-Колумбийских и в южной части Южно-Патагонских Анд образовались окраинные моря, чем и обусловлено появление офиолитовых покровов, надвинутых на Южно-Американский континент [6—8].

#### СТОЛКНОВЕНИЯ В ПЕРИТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ

Тихий океан обычно рассматривается как типичный пример древних и современных зон субдукции.

В настоящее время это действительно так. И в прошлом зоны субдукции были, безусловно, активны, однако и столкновения не были редкостью по обрамлению Тихого океана. Наиболее примечательно из них столкновение Австралии с Индонезией, граница которых проходит сейчас на уровне о-ва Сумба. На западе этой зоны продолжается субдукция дна Индийского океана, тогда как на восточном краю столкновение с Австралийским континентом уже прекратилось [9]. Не менее примечательно столкновение Тайваня с Азиатским континентом на продолжении зоны субдукции Манильского желоба [10].

Если субдукция вдоль Анд все еще продолжается, то Береговые хребты Калифорнии на продолжении этой зоны образовались в результате столкновения континентального блока с Северной Америкой [5].

Таким образом, Тихий океан дает пример двух типов столкновения [11]: столкновения "тайваньского типа", когда островная дуга надвигается на континентальную окраину, и столкновения "калифорнийского" типа, когда островная дуга пододвигается под континентальную окраину.

Значение этих столкновений может оказаться гораздо большим, чем это обычно предполагается, например, офиолитовый шов Северной Японии (Хоккайдо), продолжающийся в Сахалин и Восточную Сибирь<sup>1</sup>, маркирует, очевидно, главный шов между Евразийской и Американской плитами [12]. Таким образом, Восточная Сибирь должна принадлежать к Американской плите.

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ВЕРГЕНТНОСТЬ

Экстраполируя субдукционную модель, обычно полагают, что перитихоокеанские тектонические структуры имеют вергентность в сторону океана, примеры можно видеть в Береговых хребтах Калифорнии и в Южной Японии, тектонические единицы в которых действительно шарьированы в сторону океана. Поэтому перитихоокеанские цепи

<sup>1</sup> Под Восточной Сибирью следует понимать лишь северо-восток Азии к востоку от хребта Черского. — Примеч. ред.



рассматриваются как производные от более или менее молодых аккреционных призм [13, 14, 15].

Однако это не всегда было так в течение геологического времени. Так, Периавстралийский офиолитовый пояс [16], протягивающийся от Новой Гвинеи через Новую Каледонию к Новой Зеландии в эоцен-позднемиоценовое время, был шарьирован в сторону Австралийского континента. Офиолитовые покровы Тайваня миоцен-плиоценового возраста имеют вергентность в сторону Азиатского континента. Офиолитовые покровы Северной Японии (Хоккайдо) и Сахалина были шарьированы также в сторону Азиатского континента [11].

Аналогично шарьированному в сторону Австралии Периавстралийскому офиолитовому поясу существует, видимо, и Периазиатский офиолитовый пояс, шарьированный к Азии [11]. Эти пояса не связаны общим происхождением во время одних и тех же тектонических фаз, однако частота встречаемости этих структур делает их достойными внимания. Это — структуры, связанные с наиболее молодыми зонами субдукции, падающими в сторону Тихого океана.

В Береговых хребтах Калифорнии и на их северном продолжении имеются следы более ранней тектоники с вергентностью в сторону континента [18, 19]. Невадийские покровы были в позднеюрское время шарьированы в сторону континента, дальнейшие же движения привели к обширным шарьяжам в западном направлении. Здесь тоже лишь относительно молодые структуры имеют океаническую вергентность.

Без претензии на всеобщие обобщения кажется логичным заключить, однако, что нормальной ситуацией является надвигание континентальной окраины на океан, а не наоборот. Возможно, что это объясняется тем фактом, что нормальная участь океанической коры — быть бесследно ассимилированной верхней мантией в зонах субдукции, как это видно из типичного примера современной субдукции в Центрально-Американском желобе [20]. Тектонические сооружения всегда являются результатом столкновения островных дуг с континентами, обычно с надвиганием островных дуг на окраину главного континента. Столкновение "тайваньского" типа является, таким образом, основной моделью столкновения, когда как "калифорнийский" тип достаточно редок.

Что касается столкновения "тетического" типа в случае столкновения обширных континентов, то в результате их всегда возникают офиолитовые покровы, надвинутые на один из континентов [21]. Таким образом, и в Тихом океане, и в Тетисе, существует определенное единство в континентальной вергентности структур, немного замаскированное более поздними и современными процессами.

#### ЭШЕЛОНИРОВАННОЕ НАГРОМОЖДЕНИЕ СТРУКТУР

Вокруг Тихого океана предполагается эшелонированное нагромождение структур по сдвигам, таким, как разлом Сан-Андреас. Недавние работы по определению палеомагнитных наклонов [22] представили новые аргументы в пользу существования подобного эшелонирования; западная часть Северной Америки может рассматриваться как результат последовательного столкновения блоков, перемещенных по сдвигам с юга на север [23]. Хотя здесь остается еще много вопросов, требующих решения, в частности вопрос о масштабах эшелонирования, совокупность аргументов кажется убедительной.

Образование эшелонированного нагромождения структур можно объяснить тем, что в мезозое в Тихом океане плита Кула двигалась в северо-северо-западном направлении, т. е. параллельно окраине Америки. С рубежа между юрой и мелом, когда Восточно-Тихоокеанское поднятие приобрело примерно современное положение, движение Тихоокеанской плиты стало почти субширотным и эшелонирование не могло происходить. Новые эшелонированные структуры возникли относительно недавно, когда юго-западная окраина Северной Америки перекрыла Восточно-Тихоокеанское поднятие и возникла система разломов Сан-Андреас, которая может рассматриваться как трансформный разлом между Восточно-Тихоокеанским поднятием и хребтом Хуанде-Фука [24].

Если это отвечает действительности, то отсюда следует, что подобные перемещения имели место в мезозое и в западной части Тихого океана. Признаки этого были уже обнаружены в Южной Японии [25], можно считать, что офиолитовый шов (?) Север-



ной Японии (Хоккайдо) практически меридионального простираения также в значительной степени возник по сдвигам.

Однако здесь остается сделать еще достаточно много, так как если палеошироты и поддаются определению, то палеодолготы остаются неизвестными. Первоначальное положение блоков, приращенных теперь к Северо-Американской окраине, можно искать как в Южной Америке при практически чистых сдвигах, так и в юго-западной части Тихого океана, где блоки двигались за счет раздвижения плит и где сдвиговая составляющая была достаточно мала [26, 27].

Во всяком случае, каково бы ни было значение сдвигов (эшелонирования), складчатости и шарьяжеобразования, все они завершаются столкновением (коллизией) в конце процесса субдукции.

## ДРЕВНОСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

По классическим представлениям Тихий океан является древним океаном, или даже существующим изначально, хотя в нем, как и в других океанах [28], не найдено участков коры, более древних, чем юрские. Однако это нельзя считать аргументом в пользу его молодости, так как более древняя кора была субдуцирована под континентальные окраины Тихого океана.

Однако палеозойские структуры не всегда переходят постепенно в мезозойские. Во многих районах Южной и Северной Америки имеет место постгерцинское несогласие. Местами триасовая граница Тихого океана сечет герцинские структуры американских континентов аналогично границам Атлантического океана. Так, в северной части герцинская цепь, идущая от провинции Буэнос-Айреса до Тихого океана, пересекается триасовой границей Тихого океана под углом более  $45^\circ$ . В Мексике также структуры Аппалач, смещенные структурами Уачита и рифтом Рио-Гранде, упираются под прямым углом в Сьерра Мадре и в современное Тихоокеанское побережье [30]. Эти два примера показывают, что по крайней мере в некоторых местах Тихий океан образовался в результате раскола континентов.

Не следует забывать, конечно, о мезозойских сдвиговых перемещениях, разбивших континентальные окраины на полосы. В этих регионах можно, однако, увидеть окраины нового Тихого океана, приращенные к окраинам древнего океана. Новые окраины деформированы под влиянием растяжения Атлантики, как триасово-лейасовая окраина северо-западной Мексики — под влиянием раскрытия Западного Тетиса или окраина севера Чили — под влиянием раскрытия Южной Атлантики.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, представляется, что многие классические черты Тихого океана генетически связаны со специфическими условиями нашей эпохи, начиная лишь с третичного времени. Так обстоит дело с асимметрией Тихого океана — она могла быть обратной в мезозое; с тектонической вергентностью, которая была раньше также обратной, в сторону континентов, а не океана; с зонами субдукции, часто блокировавшимися столкновением, что приводило к образованию перитихоокеанских офиолитовых поясов.

В этом плане, в тектонической вергентности офиолитовых покровов Тихий океан оказывается менее отличным от Тетиса, чем обычно полагают, который, в свою очередь, обладал тихоокеанскими чертами до того, как столкновение Евразии с гондванскими континентами замаскировало их, и наоборот.

Впрочем, юго-западная часть Тихого океана — это регион, где Тетис смыкается с Тихим океаном [31] и поэтому неудивительно встретить здесь офиолитовые покровы, надвинутые в сторону континента, что характерно для самого Тетиса.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Afl. 1, 2, 3. Braunschweig, 1915—1922, Bd. 1.
2. Coney P.J. The geotectonic cycle and the new

global tectonic. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, p. 739—748.

3. Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., South S.M. Magnetic anomalies, bathymetry



- and tectonic evolution of the south Pacific since the Late Cretaceous. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1974, vol. 40, p. 383–420.
4. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts. — *J. Petrol.*, 1961, vol. 2, p. 277–311.
  5. *Hsu K.J.* Franciscan melange as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonic. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 1162–1170.
  6. *Aubouin J.* Réflexion sur les bordures pacifiques: l'exemple des Cordillères sud-américaines. — *C.r. Acad. sci. D.* 1975, t. 280, p. 99–102.
  7. *Dalziel I.W.D., Palmer K.F.* Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, N 3, pt 1, p. 259–280.
  8. *Bourgeois J., Calle B., Tournon J., Toussain J.F.* The Andena ophiolitic magastuctures on the Buga-Buenavature transverse (Western Cordillera — Valla Colombia). — *Tectonophysics*, 1982, vol. 82, p. 207–229.
  9. *Audley-Charles M.G., Latreille M., Nayan G.A.S.* Comparison of orogenic features of the Tethyan mountain belt from Himalaya to the East Asian arcs. — In: *Geology of the alpin chains born of the Tethys*. P., 1980, p. 155–165.
  10. *Bowin C., Lu R.S., Schouten H.* Plate convergence and accretion in Taiwan-Luzon region. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1978, vol. 62, N 9, p. 1645–1672.
  11. *Aubouin J.* Vergence océanique et vergence continentale dans l'Ouest Pacifique: subductions, mers marginales, orogènes acciens. — *C.r. Acad. sci. D.* t. 294, p. 285–290.
  12. *Cadet J.P., Jolivet L., Lalevee F., Aubouin J.* Collision of Eurasian and North American plates in Northern Japan. — In: *Europ. Union. Geosci.*, 2nd meet. Strasbourg, 1983.
  13. *Karig D.E.* Origine and development of marginal in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 2542–2561.
  14. *Dickinson W.R., Seely D.R.* Structure and stratigraphy of forearc regions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1979, vol. 63, N 1, p. 2–31.
  15. *Seely D.R.* The evolution of structural highs bordering major Forearc basins. — In: *Geological and geophysical investigations of continental margins*. Tulsa (Okla), 1979, p. 245–260. (*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, N 29).
  16. *Aubouin J., Mattauer M., Allegre C.* La couronne ophiolitique périaustralienne: un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. — *C.r. Acad. sci.*, D, 1977, t. 285, p. 953–956.
  17. *Ho C.S.* Geologic and tectonic framework of Taiwan. — *Mem. Geol. Soc. China, Taipei*, 1979, N 3, p. 57–72.
  18. *Roure F.* Mise en évidence d'une tectonique majeure du Jurassique supérieur (phase névadienne) dans le Nord-Est de l'Oregon (secteur d'Hutington). — *C.r. Acad. sci. D.* 1982, t. 294, p. 921–925.
  19. *Mattauer M., Collot B., Van den Driessche J.* Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. — *Geology*, 1983, vol. 11, N 1, p. 11–15.
  20. *Aubouin J., Bourgeois J., Von Huene R., Azema J.* La marge pacifique du Guatemala: un modèle de marge extensive en domaine convergent. — *C.r. Acad. sci. Sér. II*, 1982, t. 295, p. 607–614.
  21. *Aubouin J.* De la tectonique des plaques à la genèse des chaînes de montagnes. — *Mém. Soc. géol. France*, 1980, N 10, p. 163–180.
  22. *Irving E.* Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, p. 669–694.
  23. *Davis G.A., Monger J.W.H., Burchfield B.C.* Mesozoic construction of the Cordilleran "collage", central British Columbia to Central California. — In: *Pacific coast Paleogeography symposium*. SEPM, 1978, vol. 2, p. 1–31.
  24. *Atwater T.* Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonics of western North America. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, p. 3513–3536.
  25. *Faure M.* Phase précoce Ouest-Est dans la zone de Sanbagawa dans la partie orientale de Shikoku (Japan SW). — *C.r. Acad. sci. Sér. II*, 1982, t. 295, p. 505–510.
  26. *Nur A., Ben-Avraham Z.* Lost Pacific continent. — *Nature*, 1977, vol. 270, p. 41–43.
  27. *Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A.* Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes. — *Science*, 1981, vol. 213, p. 47–54.
  28. *Pitman W.C., Larson R.L., Herron E.M.* The age of oceans basins. *Geol. Soc. Amer.*, 1974. (Map and chart; MC6).
  29. *Aubouin J., Borrello A.V., Cecioni G.* et al. Esquisse paléogéographique et structural des Andes méridionales. — *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 1973, vol. 15, fasc. 1/2, p. 11–72.
  30. *Cordoba D.A., Tardy M., Carfentan J.C.* et al. Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillerain de type Californie. — In: *Les chaînes alpines issues de la Téthys*, 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern. Paris, Coll C5. P.: BRGM, 1980, p. 18–29.
  31. *Aubouin J., Blanchet R., Stephan J.F., Tardy M.* Téthys (Mésogée) et Atlantique: données de la géologie. — *C.r. Acad. sci. D.* 1977, t. 285, p. 1025–1028.



## ТЕКТОНИКА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Л.П.ЗОНЕНШАЙН

Институт океанологии, Москва, СССР

## ВВЕДЕНИЕ

Складчатые пояса образуются вдоль границ поглощения литосферных плит на месте прежних океанов и их окраин за счет продолжающегося сближения и конечного столкновения континентов. Они могут быть разделены на те из них, где: 1) столкновение континентов уже закончилось, как в палеозойских Уральском, Центрально-Азиатском и Аппалачско-Каледонском поясах, в мезозойских Верхояно-Колымском и Индо-Синийском поясах; 2) столкновение продолжается сейчас, как в Альпийско-Гималайском поясе, Карибском регионе или Индонезии; 3) столкновение еще не началось, как в островных дугах.

Эта классификация является в значительной мере условной, так как она отражает эволюционную последовательность, предполагая, что каждый внутриконтинентальный складчатый пояс проходит в своем развитии соответствующие стадии от окраинно-океанического положения к закрытию океана и столкновению континентов. Ниже рассматриваются только внутриконтинентальные складчатые пояса. В качестве примеров выбраны три пояса, знакомые автору по личным наблюдениям: Уральский, Центрально-Азиатский и Верхояно-Колымский.

## УРАЛЬСКИЙ ПОЯС

Строение Урала с мобилистских позиций рассматривается во многих публикациях [1—9; и др.]. Складчатый пояс Урала протягивается с севера на юг на 2000 км при ширине 400—500 км в южной части, где вскрыто почти все его сечение от Восточно-Европейского до Казахстанского континента (рис. 1). Он состоит из метаморфизованного основания доуралид, возникшего до ордовика, и аллохтонно перекрывающих его комплексов уралид, охватывающих интервал от ордовика до перми и нижнего триаса. Доуралиды отвечают основанию континентов и микроконтинентов, за счет столкновения которых был создан складчатый пояс. Они обнажаются в антиклинариях. Уралиды выполняют синклинии, которые большей частью являются аллохтонными синформами. Как правило, они состоят из офиолитов внизу и островодужных вулканических комплексов сверху, указывая, что структуры Урала были рождены из палеозойского океана. Складчатость завершилась в конце перми—начале триаса.

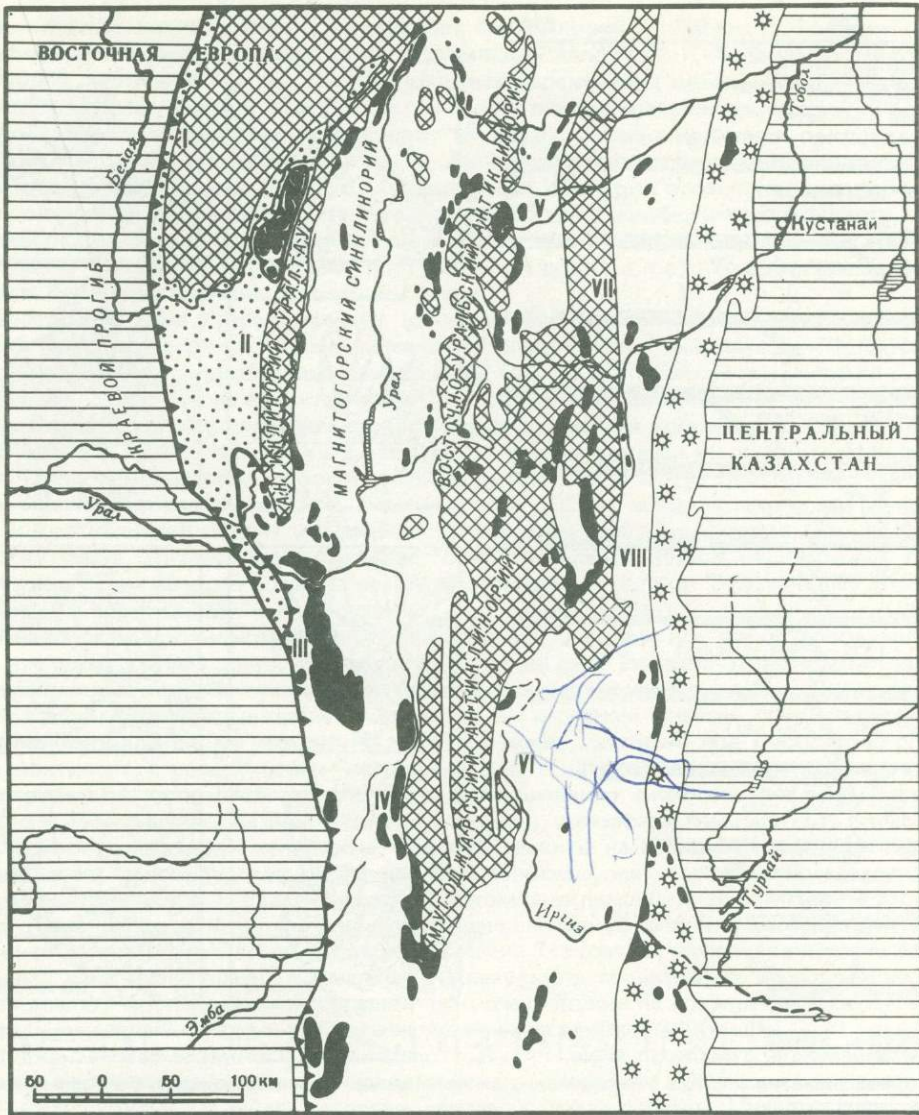
Пассивная окраина Восточно-Европейского континента составляет западное ограничение пояса. Осадочный чехол начинается с ордовика на востоке и среднего девона — на западе, он включает карбонатные и принесенные с континента обломочные осадки вплоть до нижней перми. Шельфовые осадки замещаются к востоку глубоководными глинистыми и кремнистыми осадками континентального подножия [7]. В восточной части окраины среди ордовикских отложений появляются вулканы бимодальной серии. Они указывают на рифтинг и раскол окраины, когда от Восточной Европы был

Рис. 1. Схема строения Южного Урала: А — главные структурные элементы, Б — геологический разрез по широте Магнитогорска

1 — окраины Восточно-Европейского и Казахстанского континентов; 2 — доуралиды; 3 — уралиды; 4 — комплексы пассивной окраины; 5 — Валерьяновский вулканический пояс; 6 — главные надвиги; 7 — выходы складчатого основания; 8 — глинисто-кремнистые осадки; 9 — континентальное основание; 10 — гранито-гнейсовые купола; 11 — палеозойские шельфовые осадки; 12 — турбидиты девона и нижнего карбона; 13 — молассы; 14 — океанические серии силура и среднего девона (на профиле); 15 — островодужные серии девона и нижнего карбона; 16 — вулканический пояс нижнего—среднего карбона.

Цифры на схеме и разрезе: I — Башкирский антиклинорий, II — Зилаирский синклиний, III — Сакмарская зона, IV — Западно-Мугуджарский синклиний, V — Восточно-Уральский синклиний, VI — Иргизский синклиний, VII — Зауральский антиклинорий, VIII — Октябрьско-Денисовская зона







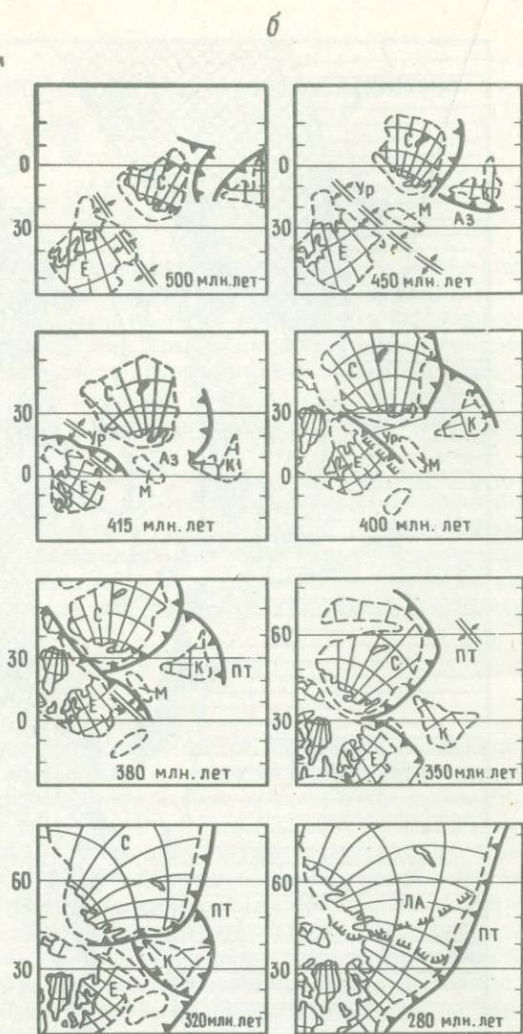
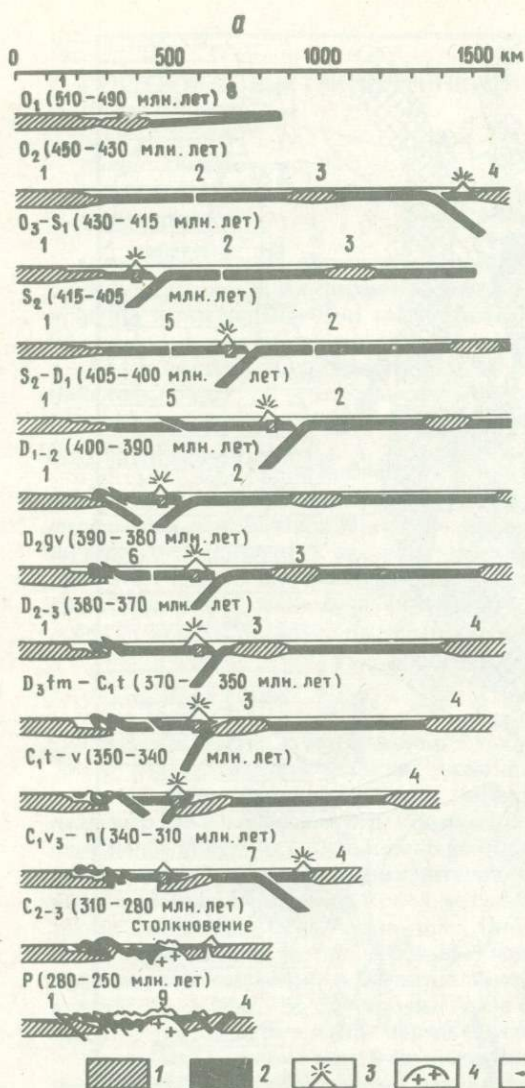


Рис. 2. Схема развития Южного Урала в палеозое (а — палинспастические разрезы, б — палинспастические реконструкции)

Кора: 1 — континентальная, 2 — океаническая; 3 — вулканические дуги; 4 — гранито-гнейсовые купола и граниты; границы: 5 — дивергентные, 6 — конвергентные; 7 — контур континентов; 8 — зоны столкновения; 9 — осадочный чехол. Цифры и буквы на разрезах и реконструкциях: 1 — Восточная Европа, 2 — Уральский океан, 3 — Мугоджарский микроконтинент, 4 — Казахстан, 5 — Сакмарское окраинное море, 6 — Магнитогорское окраинное море, 7 — Валерьяновская дуга, 8 — Пра-Уральский океан, 9 — Уральский складчатый пояс; Е — Европа, С — Сибирь, К — Казахстан, ЛА — Лавразия, Ки — Китай, М — Мугоджары, Аз — Азиатский палеоокеан, Ур — Уральский палеоокеан, ПТ — Палео-Тетис

отколот крупный континентальный блок, Мугоджарский микроконтинент, отчленение которого обусловило раскрытие Уральского палеоокеана (рис. 2).

Передовой фронт надвигов расположен внутри комплексов пассивной окраины. Вдоль этого фронта протягивается Предуральский краевой прогиб, заполненный пермской молассой.

Внешние складчатые зоны Урала включают параавтохтонный, деформированный и разбитый надвигами фундамент и чехол Восточно-Европейской пассивной окраины



(Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий), перекрытые аллохтонными комплексами уралид (Сакмарский и Кракинский аллохтоны). Аллохтоны представляют собой хаотические зоны, внутри которых перемешаны океанические (офиолиты) и островодужные комплексы. Офиолиты имеют в основном раннесилурийский возраст, островодужные комплексы принадлежат к силуру. Первые движения покровов и обдукция офиолитов происходили в конце раннего девона, когда образовалась офиолито-кластовая олистограмма [4, 5, 8]. Офиолитовая обдукция протекала, по-видимому, в тылу островной дуги в результате образования коротко живущей зоны поддвига, наклоненной от континента под окраинное море. Последующие движения шарьяжей относятся к карбону. Обломочный материал, поступавший с востока, т.е. с Урала, впервые стал достигать пассивной окраины в позднем девоне.

Внутренние зоны Урала включают (с запада на восток): 1) Магнитогорский синклинорий и его продолжение на юг в Западно-Мугоджарском синклинории, 2) Восточно-Уральский и Мугоджарский антиклинории, 3) Восточно-Уральский и Иргизский синклинории, 4) Зауральский антиклинорий, 5) Октябрьско-Денисовскую зону (синклинорий). Офиолиты, выходящие в основании уралид, имеют в этих зонах местами силурийский возраст, как во внешних аллохтонах, а местами доказан их среднедевонский возраст. Среди перекрывающих островодужных комплексов могут быть выделены три серии: нижедевонско-эйфельская (ирендыкская свита), живетско-франская (улутауская и колтубанская свиты) и турпейско-нижневизейская (березовская свита). Каждая из этих серий отмечает существование самостоятельной вулканической дуги. Островодужные серии разного возраста слагают разобщенные полосы, будучи более древними на западе и более молодыми на востоке.

В наиболее восточном, Восточно-Уральском синклинории все три островодужные серии наслоены друг на друга. Каждая более древняя дуга (западная) перекрыта глубоко-водными кремнистыми осадками и турбидитами, принесенными с более молодой восточной дуги. Можно предположить, что в девоне и раннем карбоне Урал развивался по западно-тихоокеанскому образцу с зоной Беньофа, падавшей под Восточно-Европейский континент, с расщеплением островных дуг, с их продвижением в сторону океана и погружением остаточной дуги в тылу. Действительно, океанические толеитовые базальты и бимодальные, базальт-риолитовые толщи, одновозрастные или чуть более древние, чем островодужные вулканы, широко развиты на Южном Урале. Они являются свидетелями тыловодужного спрединга. Океаническое ложе тылового бассейна уверенно реконструируется в Западно-Мугоджарском синклинории, где оно было сформировано в течение очень короткого времени в раннем живете за период не более 5 млн. лет. Древнее океаническое ложе тылового бассейна состоит из расслоенной серии, параллельных даек и подушечных базальтов. В результате специальных исследований было установлено, что ископаемый спринг был очень похож на современный, что его скорость была равна 5 см/год и что лавы изливались на глубине 3000 м [9].

Вулканическая активность закончилась в раннем визе, после чего отлагались мелко-водные карбонатные осадки в поздневизейское, намюрское и башкирское время. Прекращение вулканизма было, вероятно, связано с придвижением Мугоджарского микроконтинента в зону субдукции. В результате столкновения микроконтинента с дугой и поддвига континентальной коры начался рост гранито-гнейсовых куполов. Абсолютный возраст высокотемпературного метаморфизма в Мугоджарах, равный 370–310 млн. лет [10], совпадает с временем прекращения вулканизма.

После столкновения микроконтинента с островной дугой в середине визе произошла кардинальная структурная реорганизация. Зона Беньофа была "перещелкнута" к востоку (в современных координатах) и перевернула свое падение на противоположное, падая под Казахстанский континент. Возникла новая вулканическая дуга – Валерьяновская, которая была активна в позднем визе, намюре и, частично, в башкирское время. Октябрьско-Денисовская зона, расположенная между Валерьяновской дугой и Мугоджарским антиклинорием, сложена тектоническими чешуями девонских и раннекаменноугольных офиолитов и обломочных пород, отвечающих субдукционной призме преддуговой зоны.

К позднему карбону вся кора Уральского палеоокеана была поглощена под Валерьяновской дугой и началось непосредственное столкновение Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. Поскольку последняя из существовавших, зона Беньофа, была наклонена под Казахстан, то общая структура Уральского складчатого пояса при-



обрела вергентность в сторону Восточно-Европейской окраины с общим движением покровов в этом направлении.

Уральский палеоокеан (см. рис. 2) существовал в ордовике, силуре и девоне, имея ширину не менее 2000 км. В этот интервал одновременно наращивалась новая океаническая кора в осях спрединга и происходило ее поглощение в желобах. Данный процесс продолжался около 100 млн. лет. Затем началось закрытие океана в течение 70—80 млн. лет во второй половине девона и в карбоне. Столкновение континентов продолжалось с позднего карбона до раннего триаса с 320 до 230 млн. лет, т.е. на протяжении 90 млн. лет.

Таким образом, для развития Урала необходимо подчеркнуть главное: 1) его эволюцию по "островодужному" пути на месте вулканических островных дуг и окраинных морей, 2) очень значительную длительность столкновения континентов. Благодаря первому обстоятельству на Урале наблюдается обилие вулканических пород и халькофильная металлогения. Благодаря длительности столкновения были вынужденно сглажены все первичные неровности сталкивающихся островных дуг и континентов, и Уральский пояс приобрел четкую линейную форму и двухъярусную структуру.

### ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ПОЯС

Центрально-Азиатский пояс расположен между Сибирской и Китайской платформами, обнимая позднекембрийские и палеозойские складчатые сооружения Саян, Алтая, Восточного Казахстана и Монголии (рис. 3). Ширина пояса около 1000 км, а протяженность 4000 км. Ниже мы рассмотрим меридиональное сечение пояса от южного выступа Сибирской платформы на юг через Хангайское нагорье Монголии, Гобийский Алтай, пустыню Гоби до северного края Китайской платформы [11—14].

Хотя Центрально-Азиатский пояс имеет тот же возраст, что и Урал, он сильно отличается от него, обладая вместо линейной формы скорее мозаичным рисунком. Палеозойские складчатые зоны перемежаются с докембрийскими массивами угловатых очертаний. Другое отличие от Урала состоит в обилии гранитных батолитов и протяженных полей наземных вулканитов.

Внутри Центрально-Азиатского пояса широко распространены офиолиты, указывающие на существование в палеозое обширного Азиатского палеоокеана. Возраст офиолитов меняется от 800 млн. лет на севере пояса до 300—400 на юге, т.е. океан развивался в течение почти 500 млн. лет.

В поперечном сечении Центрально-Азиатского пояса выделяются следующие зоны (см. рис. 3): 1) Восточно-Саянский массив, сформированный перед вендом и причленившийся в это время к Сибирскому континенту; 2) Джидинская и Идэрская зоны развития океанических и островодужных комплексов венда и нижнего кембрия, деформированных в позднем кембрии; 3) Северо-Монгольская зона, образованная докембрийскими метаморфическими комплексами; 4) Хангай-Хэнтэйская зона, выполненная мощным комплексом турбидитов девона и карбона, деформированным в конце палеозоя; 5) Баян-Хонгорская зона, состоящая из позднекембрийских офиолитов, лежащих аллохтонно на древнем сиалическом основании; 6) Центрально-Монгольская зона — протерозойский массив с остатками чехла мелководных грубообломочных отложений ордовика; 7) Озерная зона широкого развития вендско-нижнекембрийских офиолитов и островодужных комплексов, деформированных в течение кембрия; 8) прерывистая полоса древних кристаллических массивов по северному склону Монгольского и Гобийского Алтая; 9) Южно-Монгольская зона, состоящая из среднепалеозойских — от ордовика до нижнего карбона — толщ, деформированных герцинской складчатостью перед поздним карбоном; широко развиты офиолиты, ордовикские и силурийские, всегда расчлененные на части и включенные в меланж; среди девона и нижнего карбона преобладают островодужные комплексы; структура часто отличается хаотическим скоплением тектонических чешуй, в целом напоминает современный преддуговой, субдукционный меланж; 10) Южно-Гобийская зона — древний массив, перекрытый чехлом мелководных вендско-кембрийских отложений; 11) Внутренне-Монгольская зона, состоящая из двух подзон, северная из которых сложена обломочными толщами карбона и перми, включая олистромы, а южная отличается развитием позднепалеозойских офиолитов и островодужных вулканических серий, которые были деформированы в начале триаса; эти толщи маркируют шов Палео-Тетис; 12) Китайская платформа.



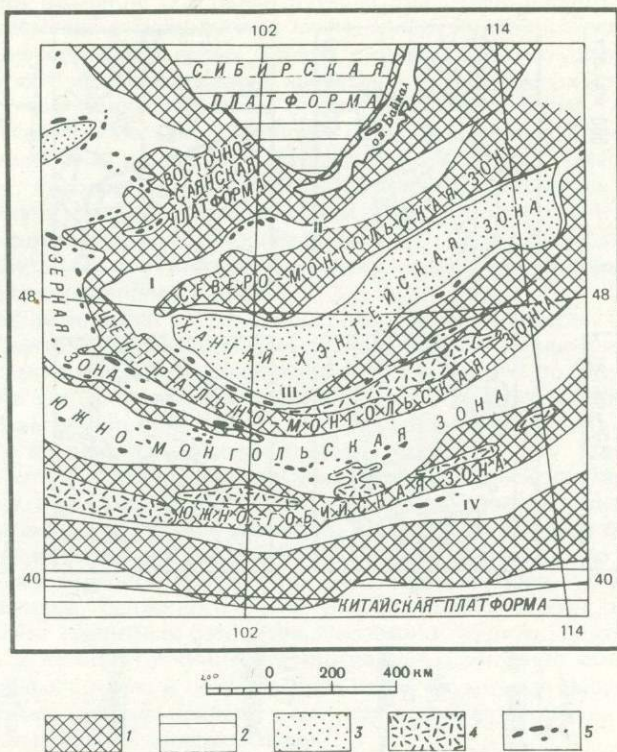


Рис. 3. Главные структурные элементы срединного отрезка Центрально-Азиатского пояса  
 1 — докембрийское основание; 2 — платформенный чехол; зоны: 3 — флишевые, 4 — вулканические; 5 — офиолиты.

Цифры на схеме: I — Идерская, II — Джидинская, III — Баян-Хонгорская, IV — Внутренне-монгольская

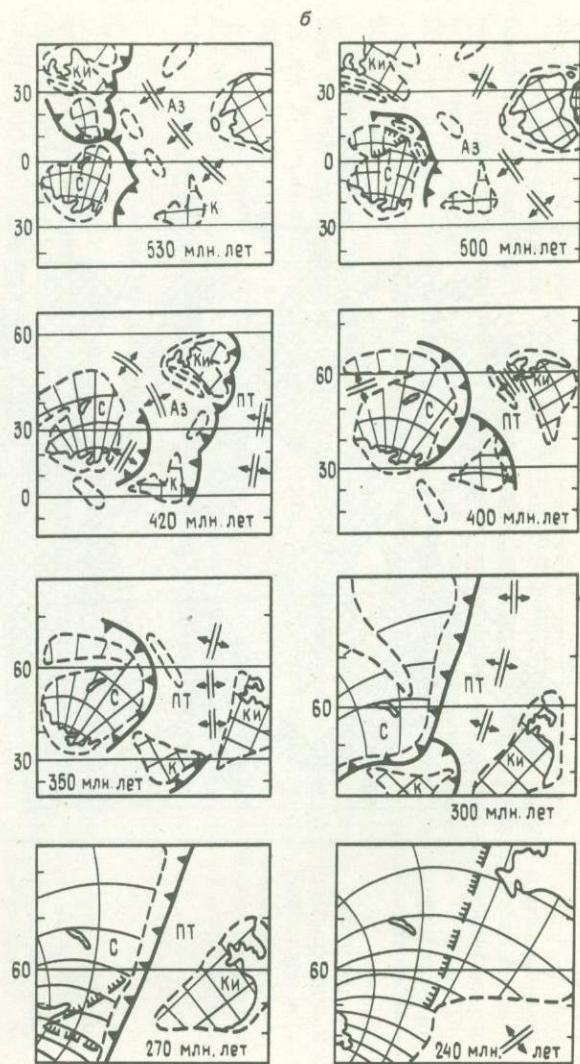
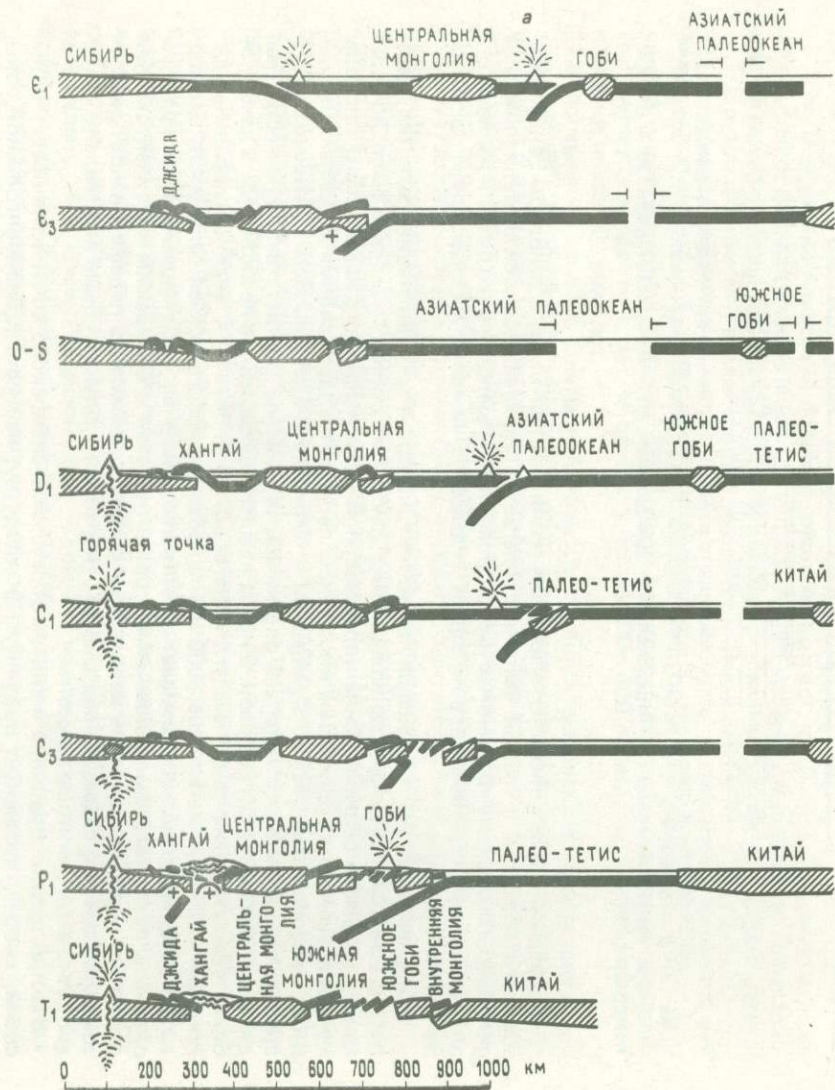
В северной части пояса протягиваются гранитные батолиты в основном раннепалеозойского возраста, в южной части располагается верхнепалеозойский вулканический пояс андийского типа. Во многих местах появляются щелочные интрузии и лавовые поля перми и раннего мезозоя, а на севере — девона. Они являются следствием магматизма горячих точек.

Наиболее вероятна следующая плито-тектоническая интерпретация развития Центрально-Азиатского пояса в данном сечении (рис. 4). К раннему кембрию было, по-видимому, закончено формирование коры северной части Азиатского палеоокеана, поскольку все известные офиолитовые комплексы перекрыты здесь слоями с нижнекембрийскими археоциатами. Между Сибирским и Центрально-Монгольским континентами существовало по меньшей мере два океанических бассейна, соответственно на месте Джидинско-Идерской и Озерной зон. Ширина каждого из бассейнов не может быть даже приблизительно оценена. Ширина всего Азиатского палеоокеана, исходя из глобальных реконструкций, была не меньше 3000 км. Широко распространенная салаирская складчатость середины кембрия указывает на закрытие северных бассейнов Азиатского палеоокеана в результате столкновения микроконтинентов с Сибирским континентом. Как следствие, активная окраина невадийского типа возникла по периферии континента с зоной субдукции, падавшей под Сибирь. Над зоной субдукции были выплавлены гранодiorит-плагиогранитные батолиты.

На протяжении ордовика и силура обрамление Сибирского континента представляло собой, скорее, пассивную окраину. По соседству, на месте Южно-Монгольской зоны, активно раскрывался новый океанический бассейн — Палео-Тетис, свидетелями которого являются развитые там ордовикские и силурийские офиолиты.

В начале девона произошли два события: вблизи края континента на океаническом







ложе Палео-Тетиса возникла островная дуга, которая функционировала до середины карбона, а одновременно в тылу дуги на месте Хангай-Хэнтэйской зоны произошел раскол и раздвижение континентальных блоков с образованием окраинного бассейна, заполнявшегося обломочным материалом, принесенным со смежных континентов.

В течение девона и раннего карбона океаническая кора Палео-Тетиса поглощалась под островной дугой, пока в зону субдукции не был придвинут Южно-Гобийский микроконтинент, отторгнутый до этого от Китайского континента. Началось континентальное столкновение, которое вызвало складчатость, сопровождаемую покровообразованием, высокотемпературным метаморфизмом и внедрением гранитов. Столкновение было очень непродолжительным, не более 20 млн. лет. Зона субдукции в конце карбона была "перещелкнута" на противоположный край Южно-Гобийского микроконтинента, который оказался припаянным к Сибири.

В связи с продолжающейся субдукцией вдоль южной периферии Сибирского континента в позднем палеозое сформировалась активная окраина андийского типа, маркируемая субаэральными известково-щелочными вулканитами. В поздней перми океан Палео-Тетис был уже закрыт и началось столкновение Китайского и Сибирского континентов. Оно продолжалось лишь 10—15 млн. лет и вызвало складчатость по всей южной окраине Сибирского континента, включая Хангай-Хэнтэйскую зону. К мезозою в пределах Центрально-Азиатского пояса не осталось никакого океанического бассейна.

Таким образом, для развития Центрально-Азиатского пояса характерно: 1) широкое вовлечение в орогенез сиалических массивов, 2) смена во времени островодужных условий обстановками активных окраин невадийского и андийского типов, 3) сравнительная непродолжительность континентального столкновения, 4) наложение внутриплитового вулканизма, связанного с горячими точками. Первая особенность может объяснить появление гранитных батолитов и наземных вулканоплутонических поясов. Из-за короткого времени столкновения многие зоны, особенно древние массивы, сохранили свою конфигурацию и поэтому пояс имеет мозаичный рисунок. Прохождение региона над горячими точками привело к магматической активизации со щелочным магматизмом и редкометальной минерализацией.

#### ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИЙ ПОЯС

Верхояно-Колымский пояс протягивается извилистой дугой от арктического побережья Восточной Сибири до Охотского моря на расстояние до 2500 км при ширине около 1000 км (рис. 5). Строению пояса посвящен целый ряд работ [15—19; и др.]. Пояс состоит из: 1) Верхоянской складчатой зоны, 2) магматической дуги хребта Черского, 3) Колымо-Омолонского массива, 4) Южно-Ануйской шовной зоны и 5) Чукотской зоны.

Верхоянская зона сложена мощным (10—12 км) осадочным комплексом, начиная с венда и кончая верхней юрой. Внутри этого комплекса нет структурных несогласий. Существенная фациальная перестройка приходится на конец раннего карбона: до этого преобладали мелководные карбонатные осадки, иногда эвапориты, а с конца раннего карбона начали отлагаться также мелководные, но обломочные толщи, поступавшие за счет размыва поднятий фундамента Сибирского континента. Весь этот комплекс отвечает осадочной призме пассивной окраины Сибирского континента с мощностью и мористостью условий, возрастающих вглубь пояса. Смена карбонатных осадков обломочными может быть связана либо с возросшей расчлененностью рельефа Сибири, либо с тем, что Сибирь в это время переместилась из аридной зоны в гумидную и возникли крупные реки. Большая длительность существования пассивной окраины в течение около 500 млн. лет указывает на то, что она соседствовала с обширным океаном. Складчатость в восточных частях Верхоянской зоны началась в волжское время и охватила большую часть зоны в раннем мелу. На значительной части зоны слои были сорваны с основания и смяты в линейные складки. Во фронтальной части зоны возникли надвиги и покровы, перемещенные в сторону Сибирского континента. Перед складчатым фронтом в мелу

Рис. 4. Схема развития Центрально-Азиатского пояса в палеозое (а — палинспастические разрезы, б — палинспастические реконструкции)  
Условные обозначения см. на рис. 2



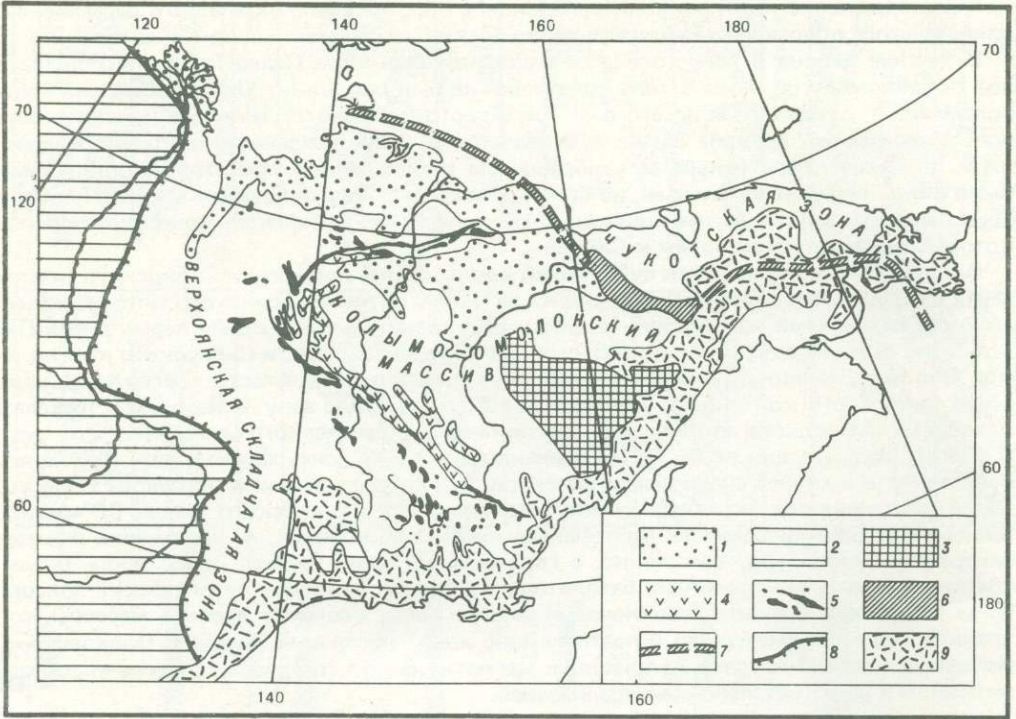


Рис. 5. Главные структурные элементы Верхояно-Колымского пояса (А — структурные элементы, Б — геологический разрез)

1 — кайнозойский осадочный чехол; 2 — Сибирская платформа; 3 — нижнедокембрийское ядро Колымо-Омолонского массива; 4 — Илинътасская вулканическая дуга; 5 — Колымский пояс батолитов; 6 — Южно-Ануйская шовная зона; 7 — предполагаемое продолжение Южно-Ануйской зоны; 8 — складчатый фронт; 9 — Охотско-Чукотский вулканический пояс. На разрезе: 1 — докембрийский фундамент; 2 — осадочный чехол Сибирской платформы и Верхоянской зоны (а — мезозой, б — верхний палеозой, в — средний-нижний палеозой и верхний докембрий); 3 — рифейский и палеозойский чехол Колымо-Омолонского массива; 4 — верхнепалеозойский и мезозойский чехол Чукотской зоны; 5 — верхнепалеозойские и нижнемезозойские комплексы преддуговых аккреционных призм; 6 — офиолиты; 7 — верхнеюрские островодужные комплексы; 8 — верхнеюрско-нижнемеловые тыловодужные комплексы; 9 — граниты

образовался Приверхоянский краевой прогиб. Внедрение послескладчатых гранитов относится к рубежу 90 млн. лет, т.е. складчатость к этому времени уже завершилась.

Магматическая дуга хребта Черского включает два элемента: Илинътасский вулканический пояс и Колымский пояс гранитных батолитов. Илинътасский пояс формировался в поздней юре, начиная с келловеев. Он состоит из известково-щелочных вулканитов, перемежающихся с турбидитами и олистоостромами. Бесспорна интерпретация Илинътасского пояса, как позднеюрской вулканической дуги. В отношении ее полярности нет



единства мнений. Автор предпочитает вариант с наклоном зоны Беньофа от Верхоянской зоны на восток под Колымо-Омолонский массив. Батолиты Колымского пояса внедрились в раннем мелу примерно по оси прежней вулканической дуги.

Колымо-Омолонский массив имеет древнее ядро с возрастом более 2500 млн. лет, перекрытое верхнедокембрийскими и палеозойскими отложениями. Субэаральные кислые вулканы кедонской серии лежат с несогласием на более древних породах. Они являются чуждыми для Северо-Востока СССР. По палеомагнитным данным [20, 21], Колымо-Омолонский массив в позднем девоне и раннем карбоне находился на 30–35° с.ш., а Восточная Сибирь — на 50–60° с.ш., он был разъединен с остальной Азией вплоть до мела.

Южно-Анюйская зона сложена офиолитами и островодужными комплексами верхней юры и нижнего мела [22, 23]. Она представляет собой шов столкновения Колымо-Омолонского массива и Чукотки. На ее месте в триасе и юре существовал океанический бассейн, который был закрыт в конце юры—начале мела в ходе субдукции океанической коры в основном под Колымо-Омолонский массив. Складчатая структура формировалась в очень короткий промежуток времени между неокомом и аптом.

Структуры Чукотки выходят за рамки Верхояно-Колымского пояса. Они составляют единое целое со смежной Северной Аляской.

Образование структуры Верхояно-Колымского пояса произошло, как видим, одноактно и необычайно быстро — на протяжении раннего мела. В середине мела (начиная с апта) на все структуры был наложен Охотско-Чукотский континентальный вулканический пояс, который перекрывает разновозрастное основание резко несогласно.

Историю Верхояно-Колымского пояса можно представить следующим образом (рис. 6). На протяжении позднего палеозоя и мезозоя вплоть до средней юры пассивная окраина Сибири была обращена на север в сторону Палео-Тихого океана. В это время океанические бассейны Арктики были еще полностью закрыты, Чукотка с Аляской были с одной стороны присоединены к островам Канадского арктического архипелага, а с другой — соседствовали с арктическим шельфом Евразии. Где находился все это время Колымо-Омолонский массив, трудно сказать, но в юре он уже был вблизи от Сибири. В начале поздней юры, 155–150 млн. лет назад, началось раскрытие Американо-Арктического бассейна Арктики, где установлены магнитные аномалии с M25 до M12 (150–125 млн. лет). Чукотско-Аляскинский блок отодвигался от Северной Америки, но при этом происходило закрытие Южно-Анюйского океанического бассейна, и это, видимо, стимулировало движение Колымо-Омолонского микроконтинента в сторону Сибирской пассивной окраины. Возникли вулканические дуги, Ильинтасская и Южно-Анюйская, в которых субдуцировалась океаническая кора, отделявшая Колымо-Омолонский микроконтинент от Чукотко-Аляски и от окраины Сибири.

К раннему мелу вся океаническая кора была поглощена и затем после очень короткого периода континентального столкновения прекратился спрединг в Американо-Арктическом бассейне и возникла складчатая структура Верхояно-Колымского пояса. Для реализации продолжающегося сближения плит Тихого океана с Евразией сразу же возникла новая зона субдукции по окраине нарастившегося Сибирского континента. Ее свидетелем является Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Таким образом, наиболее примечательная черта Верхояно-Колымского пояса состоит в быстроте его формирования. Все структурообразующие события, включая зарождение островных дуг, поглощение океанической коры, столкновение континентов и складчатость, произошли на протяжении 25–30 млн. лет. В результате этих событий в один складчатый пояс были собраны три сильно разобщенных до этого блока земной коры и подвергнута смятию обширная пассивная окраина. Благодаря кратковременности событий все три блока хорошо распознаются в современной структуре.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных примеров видно, что нет стандартного рецепта развития складчатых поясов. Неизменным остается приуроченность складчатых поясов к зонам сближения литосферных плит и их образование на месте океанических бассейнов разного типа в результате столкновения континентов. Для каждого конкретного складчатого пояса необходим свой, индивидуальный анализ его истории.



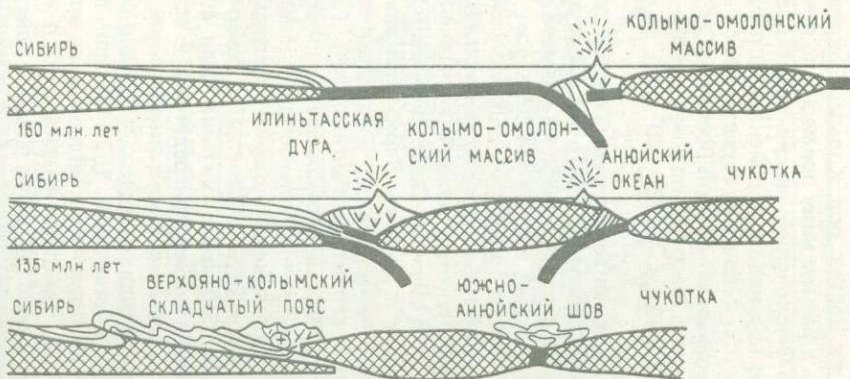
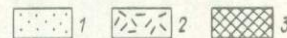
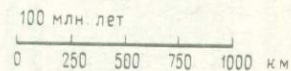
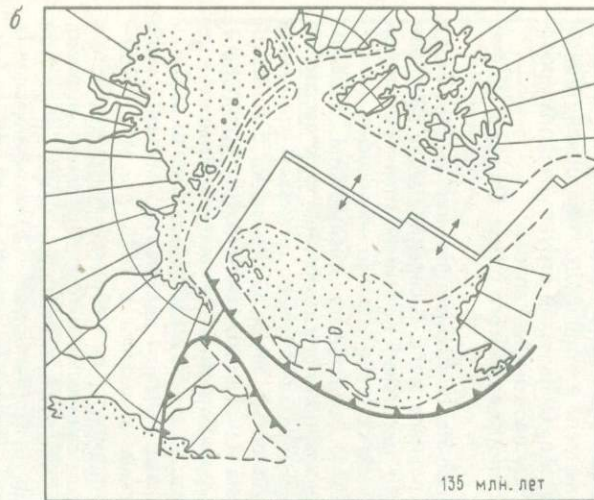
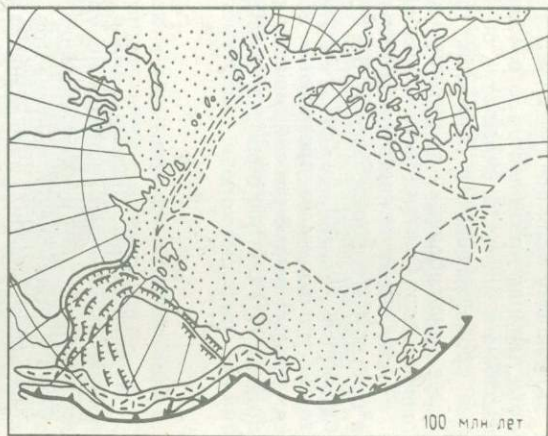
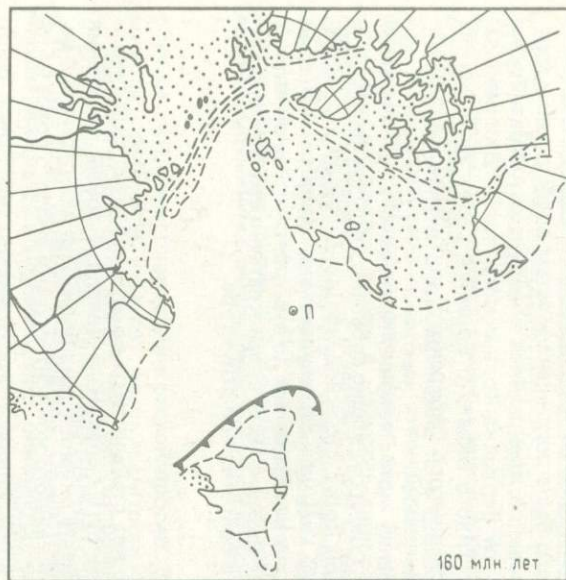


Рис. 6. Схема развития Верхояно-Колымского пояса в мезозое (а — палинспастические разрезы, б — палинспастические реконструкции)  
 1 — континентальная кора в пределах современных шельфов; 2 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 3 — континентальная кора. Остальные условные обозначения см. на рис. 2



На примере трех складчатых поясов было показано, насколько различной была их эволюция. Уральский пояс возник на месте систем вулканических островных дуг и окраинных морей и подвергся продолжительному — в течение 90 млн. лет — столкновению континентов. Центрально-Азиатский пояс вначале также включал островные дуги, но на более поздних этапах для него стали обычными обстановки активных континентальных окраин невадийского и андийского типов и не было продолжительных периодов столкновения. Верхояно-Колымский пояс образовался в результате одновременного и короткого столкновения континентальных блоков.

В истории всех складчатых поясов можно реконструировать элементарные геодинамические обстановки, аналоги современных зон спрединга, континентального рифтинга, островных дуг, окраинных морей, пассивных и активных окраин, но их сочетания в пространстве и смена во времени могут быть самыми разнообразными. Для формирования структуры складчатого пояса очень важны такие характеристики, как длительность существования зон субдукции, к какому типу они принадлежали и какова была продолжительность и величина столкновения континентов.

Вместо геосинклинальной стадийности сейчас употребляют понятие "цикл Вильсона", предусматривающий вначале раскрытие, а затем закрытие океанов, как обязательные вехи в развитии складчатых поясов. Последняя стадия не вызывает сомнений, а что касается первой стадии, раскрытия океана, то ее надо трактовать как обязательность существования океана вне зависимости от возраста и места его раскрытия.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Hamilton W.* The Uralides and the motion of the European and Siberian platforms. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, p. 2553—2576.
2. *Иванов С.Н., Ефимов А.А., Мишкин Л.М.* и др. Природа Уральского эвгеосинклинали. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180.
3. Тектоника Урала/ *А.В.Пейве, С.Н.Иванов, В.М.Нечуехин* и др. М.: Наука, 1979. 188 с.
4. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
5. *Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 241 с.
6. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
7. *Пучков В.Н.* Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
8. *Кориневский В.Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар. — В кн.: История Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1982, с. 85—110.
9. *Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г.* Строение и развитие Южного Урала с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: История Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1983, с. 5—84.
10. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана/ *А.В.Миловский, Р.В.Гетлинг, А.Т.Зверев* и др. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.
11. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
12. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М.: Наука, 1974, с. 11—35.
13. *Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С.* Монгольские герциниды и проблема Палео-Тетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 67—103.
14. *Моссаковский А.А.* Верхнепалеозойский вулканический пояс Европы и Азии. — *Геотектоника*, 1970, № 4, с. 3—22.
15. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1973. 326 с.
16. Геология северо-восточной Азии/ Под ред. *Красного Л.И.* Л.: Недра, 1972. 396 с.
17. *Наталин Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С.* и др. Геологическое развитие Колымо-Инди-Гирского региона и проблема Колымского массива. — *Геотектоника*, 1977, № 4, с. 18—31.
18. *Парфенов Л.М., Наталин Б.А., Войнова И.Р., Попко Л.И.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления. — *Геотектоника*, 1981, № 1, с. 85—104.
19. *Fujita K.* Tectonic evolution of the Siberian Forth-East and the Arctic margins of North America. — *J. Geol.*, 1978, N 3, p. 159—172.
20. *Колесов Е.В.* Палеомагнитная характеристика среднепалеозойских отложений Омолонского массива. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: Сев.-Вост. КНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 68—74.
21. Палеомагнитология/ Под ред. *А.Н.Храмова.* Л.: Недра, 1982. 312 с.
22. *Сеславинский К.Б.* Структура и развитие Южно-Ануйского шовного прогиба: — *Геотектоника*, 1970, № 5, с. 73—85.
23. *Наталин Б.А.* Эвгеосинклинальные зоны Чукотки и Аляски. — В кн.: Тез. докл. XIV Тихоокеанского конгресса. Комитет В, секция VII "Континентальные окраины, островные дуги и структуры Тихого океана". Хабаровск, 1979, с. 34—35.



## ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА: СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗВИТИЯ

В.Е. ХАИН

*Московский государственный университет, Москва, СССР*

Начиная по крайней мере с рубежа 1,4–1,3 млрд. лет, если не раньше (2,5 млрд. лет?), наметилось разделение земной коры на континентальное и океанское полушария, последнее занятое Тихим океаном. По периферии Тихого океана развивались окраинно-континентальные геосинклинали (ОКГ), в пределах континентального полушария то возникали, то исчезали межконтинентальные геосинклинали (МКГ) Атлантического, Средиземноморского, Урало-Охотского и Арктического поясов. Образование этих геосинклиналей означало распад Пангеи, их замыкание — восстановление ее единства. Условия заложения и развития окраинно-континентальных и межконтинентальных геосинклиналей при наличии фундаментальных черт сходства главных тенденций были существенно различны. Предметом настоящего сообщения и является опыт суммирования этих различий.

1. Окраинно-континентальные геосинклинали постоянно развивались в зоне перехода от континента к океану, своей наиболее активной зоной на уже существующей океанской коре. Поэтому энсиматические островные дуги и отгороженного типа окраинные моря, вроде современной Алеутской впадины Берингова моря, наиболее характерны, если не исключительно свойственны ОКГ. Это не исключает проявления на континентальной периферии ОКГ процессов активной деструкции континентальной коры с образованием окраинных морей типа Японского или Южно-Китайского и отколотых от континента микроконтинентальных глыб — срединных массивов по традиционной геосинклинальной терминологии, типа, например, Ганальского на Камчатке, Хида в Японии, Палаванского в Филиппинском регионе. Но в общем наличие микроконтинентов в неизмеримо большей степени характерно для МКГ, где они широко распространены, в особенности в Урало-Охотском и Средиземноморском поясах. МКГ первоначально закладывались на уже вполне зрелой раннедокембрийской континентальной коре путем ее рифтогенной деструкции. Соответственно в их пределах наиболее широко должна быть распространена кора "переходного" типа, т. е. утоненная и переработанная за счет внедрения основной магмы континентальная кора. Напротив, океанская кора в МКГ развита ограниченно, а настоящие глубоководные бассейны обладают относительно небольшой шириной. Однако по своей общей ширине, особенно с учетом ее последующего сокращения, отнесение межконтинентальных геосинклинальных поясов к категории океанов представляется вполне оправданным (океаны Япетус, Тетис и др.).

2. Перманентное существование Тихого океана, при всей изменчивости его конкретной конфигурации, на протяжении почти полутора миллиардов лет, предопределило и непрерывность геосинклинального процесса по его периферии. Замыкание отдельных геосинклинальных систем тут же сопровождалось заложением новых в более внешнем по отношению к континенту положении с соответствующим смещением зон Беньофа (Вадати—Заварицкого—Беньофа). При этом более молодые геосинклинальные системы закладывались грубо параллельно более древним, что особенно хорошо видно на примере Австралии и Меланезии. Активный геосинклинальный процесс продолжается на большей части периметра Тихого океана и в современную эпоху; некоторое исключение составляют лишь окраины Антарктиды и отдельные участки окраин Северной и Южной Америки, недавно ставшие пассивными или трансформными.

В противоположность ОКГ в истории МКГ этапы их активного расширения чередовались с этапами полного замыкания, за которыми следовало новое дробление континентальной коры, преимущественно по швам между ее более древними и более молодыми участками. Более молодые геосинклинальные системы не всегда следовали направлению более древних, и в результате могли возникать их довольно сложные соотношения в плане, подобные соотношению герцинид и каледонид на юге Британских островов, герцинид и байкалид в Урало-Тиманской области. Наблюдалась заметная перестройка взаимного расположения и соотношений геосинклинальных поясов различных этапов.



Так, западное продолжение герцинского пояса Центральной Европы на западе "ассимилирует" прежнее юго-западное продолжение каледонского Атлантического пояса, а южнее, начиная с Мексики, в свою очередь оказалось "ассимилированным" продолжение Кордильерского пояса Северной Америки. Атлантический океан начиная с раннего мела отсек западное продолжение Средиземноморского пояса в Центрально-Американском регионе от основной его части.

Прерывистое развитие МКГ определило четкую выраженность, завершенность отдельных этапов их развития, получивших название циклов. Не случайно именно на примере европейских МКГ были установлены классические каледонский, герцинский, альпийский циклы и опять-таки не случайно применение этой классификации при составлении тектонических карт к тихоокеанскому сегменту Земли встретило наибольшие трудности.

3. Рифтогенное происхождение МКГ обусловило широкое и длительное развитие их окраин в качестве типичных пассивных окраин, что хорошо проявлено и в современную эпоху решительным преобладанием пассивных окраин в обрамлении Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, а также Средиземного моря. Между тем окраины Тихого океана начиная уже с позднего рифея почти непрерывно развивались как активные окраины, и отнюдь не случайно в остальных океанах окраины подобного типа наблюдаются там, где "континентальный барьер" между Тихим и этими океанами либо вообще отсутствует, например, в районе моря Скоша, либо не является сплошным (Индонезия), либо оказывается очень узким (Антильско-Карибская область).

В составе тихоокеанских активных окраин существуют, однако, довольно значительные участки на континентальной периферии окраинных морей рифтогенного типа, например, современных Южно- и Восточно-Китайского, которые являются полным аналогом пассивных окраин других океанов. Поэтому подобные окраины можно рассматривать как сложные, представляющие сочетание пассивных и активных.

4. Складчатые горные сооружения, возникающие в итоге развития ОКГ, имеют в основном аккреционное происхождение, а в итоге развития МКГ — коллизионное. Складчатые сооружения тихоокеанской периферии отчетливо асимметричны — со стороны океана они ограничены зонами субдукции типа Б, со стороны континента — типа А (по А.В. Балли), что наиболее типично выражено на американской стороне Пацифика. В складчатых поясах внутриконтинентального типа, порожденных МКГ, с обеих сторон протягиваются зоны субдукции типа А, т. е. по обе стороны идет подвиг континентальной коры. Эта континентальная кора нередко участвует в шарьяжах, как типа шарьяжей скальвания, например, в Гималаях или Скандинавских каледонидах, так и типа лежащих складок, как в Альпах (Пеннинские покровы), Гренландских и Шотландских каледонидах. В последних случаях континентальная кора претерпевает существенную ремобилизацию. В ОКГ такое явление наблюдается, пожалуй, лишь в Канадских Кордильерах (Шусвойский комплекс).

Офиолитовые покровы в МКГ часто оказываются перемещенными на большие (~100 км) расстояния, перекрывая, в результате обдукции, бывшие пассивные континентальные окраины. Наиболее ярким примером этого является знаменитый "офиолитовый полумесяц" Ближнего Востока, от Сири до Омана. Континентальная кора нередко как бы всплывает из-под офиолитовых шарьяжей в тектонических окнах в форме гранито-гнейсовых куполов. Обдукционные офиолитовые покровы распространены, как известно, и на периферии Тихого океана (Сахалин, Новая Гвинея, Новая Каледония и др., преимущественно на западной стороне океана), но здесь они налегают либо на древние островные дуги, либо на преддуговые аккреционные клинья.

5. Сдвиговая тектоника крупного масштаба с перемещением не только на многие сотни, но и тысячи километров наиболее характерна, видимо, для ОКГ Тихоокеанского кольца. Именно в результате ее проявления структура складчатых сооружений периферии Тихого океана, начиная с Североамериканских Кордильер, расшифровывается в настоящее время как мозаика приплывших из разных дальних мест и возникших в разных, но преимущественно внутриокеанских условиях глыб (terrains). Смещения рассматриваются как функция косо ориентированной по отношению к краю континента субдукции. Было бы неправильным утверждать, что подобные явления совершенно чужды МКГ, например, Средиземноморскому поясу, где уже установлены крупные смещения по Вардарской зоне, Северо-Анатолийской с ответвлением Инеболу—Варто и др. В Северо-Атлантическом поясе давно известны крупные сдвиги Шотландских каледонид,



масштаб которых оказывается значительно большим, чем первоначально предполагалось. В Урало-Охотском поясе также известны подобные сдвиги — Талассо-Ферганский, Жалаир-Найманский, Джунгарский и др. В будущем число таких примеров, вероятно, возрастет, но все же, надо полагать, не настолько, чтобы сравняться по масштабу с тем, что уже отмечено в Тихоокеанском кольце. Объясняется это, очевидно, тем, что в ОКГ, ограниченных с одной стороны Тихим океаном, субдукция протекает со значительно большей скоростью и соответственно параллельная простиранию Тихоокеанского кольца компонента смещений оказывается более существенной. В МКГ и спрединг, и субдукция в среднем почти на порядок меньше, внутригеосинклинальное пространство насыщено континентальными обломками — микроконтинентами, и все это ограничивает масштаб сдвиговых смещений.

6. На орогенной стадии развития как в ОКГ, так и в МКГ над зонами субдукции развиваются вулканоплутонические пояса, включающие крупные гранитные батолиты. В ОКГ это краевые, субдукционные пояса, приуроченные к активным окраинам андского типа. Современные пояса западных окраин обеих Америк, позднеюрский— меловой пояс Восточной Азии, девонский пояс Восточной Австралии служат примерами таких поясов. В МКГ это внутриконтинентальные, коллизионные пояса, формирующиеся в основном уже после закрытия глубоководных пространств с океанской корой за счет поглощения коры переходного типа. Примеры подобных поясов: позднепалеозойский пояс, протягивающийся из Европы в Среднюю и Центральную Азию вплоть до Монголии, или меловой—палеогеновый, прослеживающийся от западных границ Ирана до восточного Тибета в тылу Загроса, Белуджистанской складчатой системы и Гималаев. В отличие от ОКГ, где гранитоиды и известково-щелочные вулканы имеют в основном мантийное происхождение, в гранитоидах и вулканитах МКГ преобладает компонента континентального происхождения. Вообще современная континентальная кора МКГ это преимущественно регенерированная древняя, раннедокембрийская кора, в то время как в ОКГ преобладающая часть современной коры имеет первичноокеанское происхождение.

7. Различия между ОКГ и МКГ распространяются и на проявления регионального метаморфизма. Выдержанные парные пояса метаморфизма высокого давления—низкой температуры и высокой температуры — низкого и умеренного давления наиболее характерны для ОКГ Тихоокеанского кольца, где они и были впервые выявлены. В МКГ зоны глаукофанового метаморфизма не обязательно сопровождаются достаточно хорошо выраженными зонами высокотемпературного метаморфизма, приуроченного к вулканическим дугам (например, Альпы, Апеннины, Динариды—Эллиниды) и, наоборот, зонам высокотемпературного метаморфизма не везде сопутствуют проявления метаморфизма высоких давлений (например, герциниды Средней Европы или Большого Кавказа). Это, по-видимому, отражает особенности субдукции в МКГ, которые либо не благоприятствуют образованию вулканических дуг, либо не способствуют метаморфизму высоких давлений, или выдвиганию затронутых им образований к дневной поверхности.

8. Различия в строении и развитии ОКГ и МКГ находят свое отражение и в составе осадочных толщ, выполняющих прогибы в их пределах. Относительная узость бассейнов МКГ и близость областей размыва, сложенных породами кристаллического фундамента или продуктами их переотложения в осадочном чехле, определяет преобладание гемипелагических глубоководных осадков над собственно пелагическими и значительное содержание обломочного кварца в песчаниках и алевролитах флишевых и молассовых толщ. В ОКГ, напротив, в составе песчаников и алевролитов преобладает граувактовый, реже аркозовый материал, а в общем объеме осадочных толщ большая доля принадлежит биохемогенным образованиям, в частности кремням, образующим мощные толщи в палеозое и мезозое Тихоокеанского кольца.

9. Подчеркнув здесь в основном различия между МКГ и ОКГ, следует сопроводить сказанное существенными оговорками. Во-первых, эти различия могут показаться имеющими в основном количественный, а не качественный характер. С одной стороны, так оно и есть, но с другой, — количество ведь переходит в качество. Во-вторых, не существует непреодолимых граней между двумя типами геосинклинальных поясов. Они тесно связаны в пространстве — восточный Тетис и Урало-Охотский пояс в позднем палеозое и раннем мезозое широко открывались в Пацифик; то же происходило с западным окончанием Атлантического пояса в раннем палеозое, Средиземноморского



пояса — в среднем палеозое. В связи с этим МКГ могут рассматриваться как апофизы перитихоокеанских ОКГ, в которых свойственные последним черты претерпели определенную редукцию. В-третьих, если принять во внимание, что Тихий океан, вероятно, также имеет рифтовое происхождение, то различие в образовании ОКГ и МКГ сведется к тому, что в случае ОКГ рифтинг и быстрый спрединг значительно предшествовали их заложению, а в случае МКГ их заложение непосредственно следовало за рифтингом, а начало развития примерно совпадало с началом спрединга.

Может быть намечен непрерывный ряд деструктивно-конструктивных структур, начиная с неинверсированных и инверсированных авлакогенов (палеорифтов), продолжая интракратонными (внутриконтинентальными — ВКГ) геосинклиналями ("авлакогеосинклиналями" Г.П. Леонова), энсиалическими и энсиматическими геосинклиналями, как их наиболее развитой формой, с наиболее активным процессом аккреции континентальной коры. Именно существование наряду с ОКГ межконтинентальных и внутриконтинентальных (интракратонных) геосинклиналей оправдывает, на мой взгляд, сохранение понятия о геосинклиналях на современном этапе развития нашей науки. Ибо только понятие ОКГ может быть заменено "переходная зона от океана к континенту" (кстати сказать, более громоздкий термин), два же других типа геосинклиналей (МКГ, ВКГ) под него не подходят. При этом геосинклиналь — это не просто зоны аккреции континентальной коры, ей обязательно предшествует деструкция, в одних случаях (МКГ, ВКГ) — непосредственно, в других — со значительным опережением.

УДК 551.24 (234.42)

## РАННЕАЛЬПИЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА КАРПАТО-ПАННОНСКОГО РЕГИОНА

З. БАЛЛА

*Венгерский геофизический институт, Будапешт, Венгрия*

Раннеальпийский этап охватывает большую часть мезозойской истории Карпато-Паннонского региона и завершается раннемеловой складчатостью. В это время формируются основные тектонические единицы, которые после значительной их перегруппировки охватываются дугой Флишевых Карпат в виде хаотической мозаики (рис. 1, см. вкл.). Если основные единицы и выделяются достаточно однозначно, то их первичные соотношения остаются спорными. В то же время общая картина раннеальпийской геодинамики является основой понимания всей дальнейшей истории региона, обычно трактуемой как "орогенез". В статье приведен обзор фактического материала с основным упором на магматические комплексы, очерчены основные варианты его интерпретации и путем сравнительного анализа выбран наиболее вероятный вариант.

### СРЕДНИЙ—ПОЗДНИЙ ТРИАС

Палеогеография среднего—позднего триаса давно служит основой для корреляций в пределах альпид. На этой основе восточно-альпийские, паннонские, карпатские и балканские единицы сопоставляются достаточно однозначно (табл. 1).

Верхняя пермь и нижний триас почти всюду представлены в континентальных и лагуновых фациях, а в единичных случаях морских разрезов (Южные Альпы, Бюкк) известны только мелководные отложения [12, 49]. Первые глубоководные отложения или хотя бы "бассейновые фации" появляются лишь в среднем триасе, так что только это время и может считаться началом формирования глубоководного бассейна вдоль южной окраины рассматриваемой области.

Непосредственно на продолжении фациальных рядов в настоящее время наблюдаются



Таблица 1

Корреляция тектонических единиц Альпийско-Карпато—Балканской системы по норийским изопическим зонам (по С. Ковачу [29], с упрощениями и дополнениями)

Комплексы	Северо-запад Паннонского бассейна	Восточные Альпы	Западные Карпаты
Континентальные обломочные отложения (в основном в фации кейпер) или перерывы	—	Франкенфельс	Татрикум Крижна
Главный доломит	Западный Баконь Восточный Баконь	Баюварикум	Хоч + Штурец Страхов
Дахштейнский известняк	Вертеш Герече Буда Пилиш	Тироликум	Стратена
Хальштатский известняк	Чёвар	Ювавикум	Силица
Офиолиты	Юго-западный Бюкк	—	Мелята

Примечание. Дополнения по данным Вай-Нойбрандта [61] (северо-запад Паннонского бассейна), Сандулеску и др. [56] (Южные Карпаты), Ганева [19] и Гочева [2] (Балканы).

офиолитовые зоны, которые можно было бы считать внутренней, океанической областью тех же бассейнов.

Вулканыты среднего—верхнего триаса бывают двух основных типов: 1) пестрого состава (базальты, андезиты, риолиты, часто повышенной щелочности, до латитов и трахитов; Южные Альпы [12, 49]); учитывая приуроченность этих вулканитов к периоду усиленных опусканий, практически во всех региональных обобщениях принимается рифтогенная природа этого вулканизма, хотя особенности состава не вполне увязываются с современными эталонами; 2) базальты типа офиолитовых (Гемериды [7, 2, 25, 46]; Першаньские горы [48, 55, 56], считающиеся близкими к базальтам океанического дна.

Вулканыты обоих типов залегают внутри толщ осадков ладинско-карнийского возраста, для первого типа характерны осадки мелководного происхождения, для второго — глубоководного. В Першаньских горах триасовые базальты ограничены снизу поверхностью надвига; под ними первоначально могли быть кампильско-анизийские известняки, ныне надвинутые на них [48], или же более глубокие горизонты океанической коры [55, 56].

В горах Бюкк, помимо вулканитов пестрого состава, известны базальты и габброиды, родственные офиолитам [10]. Они считались триасовыми [9, 31, 33], но в последнее время появились данные в пользу их ранне-среднеюрского возраста.

В Мурешской зоне наиболее древними известными отложениями являются верхне-келловейские [14, 17], а наиболее древняя датировка базальтов — 180 млн. лет [22]. Офиолиты Мурешской зоны прослеживаются в Вардарскую зону, где присутствие триасовых офиолитов дискуссионно [27]. Таким образом, триасовый возраст фрагментов океанической литосферы нигде не доказан.

К востоку от рассматриваемого региона триасовые офиолиты появляются в Северной Добрудже. Возраст их примерно соответствует таковому прочих триасовых вулканитов региона, и залегают они тоже внутри разреза триасовых отложений, а не под ними [58]. Их продолжение в Карпаты [23] подкреплено только ссылкой Г. Саву [57] на сходство титанавгитов из базальтов Северной Добруджи и покрова Черного флиша, но самыми древними отложениями в составе последнего являются кимериджские [55]. С другой стороны, на основании изучения состава галек меловых конгломератов Пьенинской Утесовой зоны было предположено [44] существование в среднем—позднем триасе глубоководного бассейна между Татридами и Европейской плитой. Литологичес-

Юго-восток Паннонского бассейна	Горы Апусени	Восточные Карпаты	Южные Карпаты	Балканы
Мечек Виллань	Бихор Вэлани Финиш	Инфрабуковинский Суббуковинский	Дунайский Гетский Супрагетский	Мизийская
—	Арьешени	Буковинский	—	—
—	Дьева Мома	—	—	—
—	Вашкэу	Рарэу—Хэгимаш	—	Юго-Восточная Странджа
—	Муреш	Першани	—	—

кими исследованиями было показано, что галька происходит с суши, появившейся в альбе внутри Пьенинского бассейна и исчезнувшей в палеоцене [36—38]. С этой суши, называемой Пьенинской Кордильерой и маркируемой в современной структуре лишь тектоническим нарушением, поставляется обильный и разнообразный материал островодужного происхождения позднеюрско-раннемелового возраста [41]. Этот материал также является экзотическим, поэтому к проблеме внешнего триасового бассейна вернемся при обсуждении раннемеловой ситуации.

#### ЮРА

На основании биогеографической зональности ранней—средней юры в Карпато-Паннонском регионе выделяют две области [20, 21, 62]: 1) Восточные Альпы, северо-запад Паннонского бассейна и Внутренние Западные Карпаты; 2) юго-восток Паннонского бассейна, горы Апусени, Восточные и Южные Карпаты. Предполагается, что первая область оказалась на южной окраине новообразованного океана, а вторая осталась на северной. Палеомагнитные данные из Задунайского Среднегорья (северо-запад Паннонского бассейна) свидетельствуют об его вхождении в состав Африканской литосферной плиты того времени [39, 40], по всем прочим единицам они очень малочисленны и допускают различные интерпретации.

Юрские офиолиты в рассматриваемом регионе больше всего распространены и лучше всего изучены в Румынии, где они концентрируются в две зоны: Мурешскую и Восточно-Карпатскую; последняя прослеживается и в Южных Карпатах [17, 47]. По отношению к триасовой палеогеографии они занимают различное положение: Мурешская совпадает с глубоководной областью средне-позднетриасового бассейна ("наследованная"), а Восточно-Карпатская возникла в пределах его континентальной периферии ("наложенная"). Офиолиты этих двух зон не совсем разновозрастны: в Мурешской зоне они дооксфордские [57], а в Восточно-Карпатской часть их относится к титону и лишь часть — к кимериджу или более раннему времени [55, 56].

Офиолитовый комплекс Мурешской зоны перекрывается верхнеюрско-нижнемеловой островодужной серией [57]. Восточно- и южно-карпатские офиолиты приблизительно разновозрастны ее нижней части, соответственно эти две зоны могут быть увязаны в геодинамическую систему островная дуга—окаинное море. Эта система предполагает субдукцию, направленную под Европейскую литосферную плиту, а также то, что в



Таблица 2

Восточные и Южные Карпаты—Мурешская зона—горы Апусени: соотношения в триасе и юре

Вариант	Объект	Дополнительные предпосылки	Следствия	Корреляты	Проблемы
1	Горы Апусени	В среднем—позднем триасе и ранней—средней юре часть ЕЛП	—	Восточные Карпаты	—
	Мурешская зона	—	а) офиолиты средне-позднетриасового возраста не обязательны б) граница с Апусени по левому сдвигу	Вардарская зона	Сдвиговая природа границы с Апусени
2	Горы Апусени	В среднем—позднем триасе и ранней—средней юре отделены от ЕЛП	—	Пелагонский массив	Наличие кейперских верхнетриасовых и грестенских верхнеюрских фаций
	Мурешская зона	—	а) присутствуют офиолиты средне-позднетриасового возраста б) границы деформированы лишь компрессией	Вардарская зона	—

Примечание. Исходные предпосылки: Карпаты в среднем—позднем триасе и ранней—средней юре — на Европейской литосферной плите (ЕЛП); Мурешская зона: ранне—среднеюрские офиолиты — в глубоководной зоне средне—позднетриасового возраста (унаследованные); Восточно-Карпатский офиолитовый пояс — окраинное море ЕЛП в тылу верхнеюрской островной дуги Мурешской зоны.

ранней—средней юре карпатские единицы остались на северной окраине океана Тетис. Такова основа дальнейших рассуждений (табл. 2).

Мурешская зона находится между Карпатами и горами Апусени; отсюда возникло представление о том, что она разделяла их и в юре [23, 50]. Это означало бы, что апусенские единицы оказались на южной окраине юрского океана. Но если они в среднем—позднем триасе еще были частью Европейской литосферной плиты (см. табл. 1), то юрский океан никак не мог отделить их, заложившись в триасовой глубоководной зоне; о его заложении именно там свидетельствует тот факт, что фациальный ряд раннеюрских отложений гор Апусени [14] унаследован от средне-позднетриасового в согласии с "унаследованностью" Мурешской зоны. Поэтому необходимо считать (вариант 1), что если в юре апусенские единицы остались в составе Европейской литосферной плиты, то современное взаимное расположение гор Апусени, Мурешской зоны и Карпат могло возникнуть лишь вследствие позднейшего смещения одной из этих единиц.

Иными словами, в этом случае одна из границ Мурешской зоны должна иметь сдвиговую природу. Этот гипотетический сдвиг можно предположить вдоль границы Мурешской зоны с горами Апусени, а более точно — по границе систем покровов Кодру и Бихария.

Если же предположить (вариант 2), что апусенские единицы уже в триасе находились на юге [23], то возникнет проблема корреляций триасовых фаций и современных структур. Продолжением Мурешской зоны считается Вардарская; по отношению к ней аналогичное горам Апусени положение занимает Пелагонский массив. Неясно, как в этом случае объяснять присутствие кейперской фации в верхнем триасе Бихорского автохтона и грестенской фации в лейасе нижних покровов системы Кодру [14]. Поскольку раскрытие могло произойти только в среднем—позднем триасе, данная точка зрения влечет за собой признание присутствия триасовых офиолитов в Мурешской зоне.



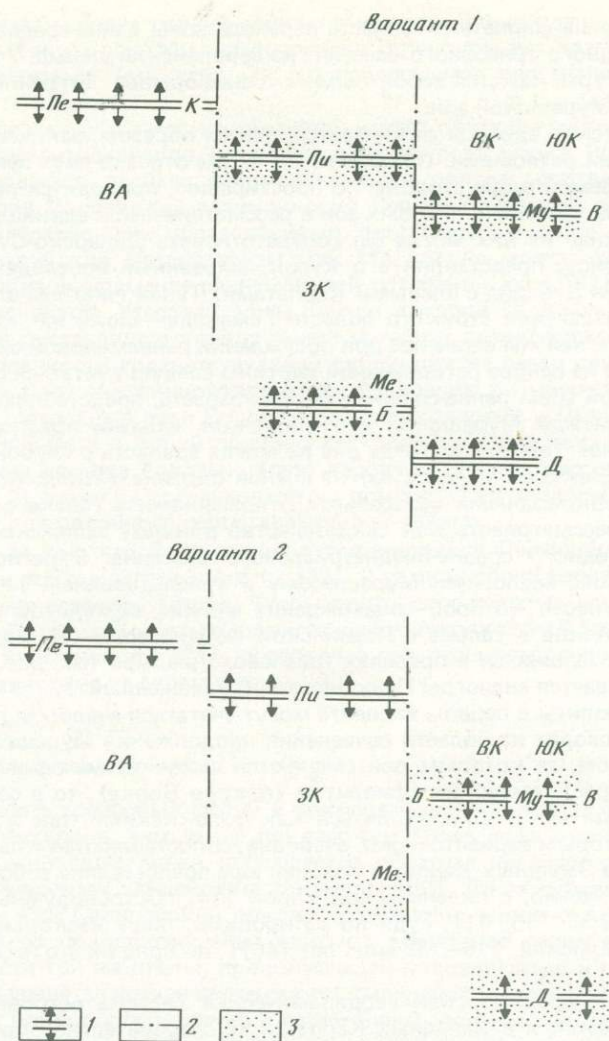


Рис. 2. Схема положения Пьенинского океана в геодинамике Карпатского региона в раннем—среднем триасе

1 — зоны спрединга; 2 — трансформные разломы; 3 — глубоководные области в триасе

Буквы на рисунке: Пе — Пенинская зона, К — Кёсегская единица, Пи — Пьенинская зона, Му — Мурешская зона, ВА — Восточные Альпы, ЗК — Западные Карпаты, ЮК — Южные Карпаты, Ме — серия Мелята, Б — Бюккская единица, Д — Динарский океан, В — Вардарская зона

В пределах единиц, расположенных западнее, офиолиты или родственные их породы известны в трех районах: в горах Бюкк (Сарвашкё), в Гемеридах (покров Борка [32]) и в гальке с Пьенинской Кордильеры. Офиолиты гор Бюкк залегают внутри осадочной толщи юрского возраста в составе покровов южной вергентности [10]. В Гемеридах триасовый возраст базальтов серии Мелята не исключает юрского возраста офиолитов покрова Борка, но нет никаких данных в пользу отнесения последних к юре. Хотя раннеюрский возраст части базальтов с Пьенинской Кордильеры и установлен (176 млн. лет [45]), но их офиолитовая природа не доказана [38], а серпентиниты не датированы.

Из-за неясностей в датировках проблематику ранне-среднеюрских офиолитов Западных Карпат лучше обсуждать на базе регионального фона. Восточнее рассматриваемой области находится Мурешская, а западнее — Пенинская зона офиолитов. По отношению к триасовой палеогеографии первая — унаследованная, вторая — наложенная. Сле-



довательно, Западные Карпаты — область перехода зоны ранне-среднеюрского раскрытия из глубоководного триасового бассейна на европейский шельф. Учитывая сегментированность структуры, кажется вероятным их трансформное отграничение как от Пеннинской, так и от Мурешской зон.

Западно-Карпатская единица оказывается, таким образом, заключенной между двумя трансформными разломами. Появление на таком отрезке двух зон раскрытия вместо одной, наблюдаемой в обе стороны по простиранию, приходится признать маловероятным. Но наличие двух офиолитовых зон в рассматриваемой единице вообще не следует исключать: южная из них могла бы соответствовать Динарско-Субпелагонийскому офиолитовому поясу, представляя его кусок, вырванный впоследствии откуда-то из области сочленения Динарид с Южными Карпатами. Такая гипотеза влекла бы за собой необходимость разделения структур области Гемериды—Бюкк на “карпатские” и “динарские”, так что к ней мы вернемся при обсуждении раннемеловой ситуации.

Мы видели, что на основе региональной картины следует считаться с наличием только одной офиолитовой зоны ранне-среднеюрского возраста, представляющей собой промежуточное звено между Мурешской и Пеннинской. Обычно предполагается, что она находилась севернее Татрид, но тогда она не могла совпасть с глубоководным триасовым бассейном (Бюккско-Мелятским) на южной окраине Татрид. Ассоциацию юрских офиолитов с глубоководными триасовыми отложениями в гальке с Пьенинской Кордильеры можно рассматривать как свидетельство в пользу заложения юрского океана внутри глубоководного средне-позднетриасового бассейна. В региональной картине (рис. 2,1) этот пояс аналогичен Мурешскому (“унаследованный”). Если же стать на точку зрения, согласно которой сонахождение юрских офиолитов и глубоководных триасовых известняков в гальке с Пьенинской Кордильеры — явление вторичное, так что юрский океан заложился в пределах триасового шельфа (см. рис. 2, 2), то офиолитовый пояс оказывается аналогом Пеннинского (“наложный”).

Бюккские офиолиты в первом варианте могут считаться аналогом динарских, во втором же они происходят из области сочленения продолжения Мурешской зоны с трансформным разломом, за которым они сменяются пьенинскими офиолитами. Если признать юрский возраст гемерских офиолитов (покров Борка), то в соответствии с первым вариантом они могут сопоставляться как с бюккскими, так и с пьенинскими, в соответствии со вторым вариантом они, очевидно, сопоставляются с пьенинскими.

Магурская зона Западных Карпат в поздней юре представляла собой глубоководный бассейн [18], возможно, с океанической корой [34]. Островодужный комплекс Пьенинской Кордильеры [38, 41], судя по датировкам, лишь несколько более молодой (в основном неокотский, 116—139 млн. лет [45]), но вряд ли это несоответствие принципиально.

Таким образом, позднеюрская геодинамическая система островная дуга—океаническое море распознается и в Западных Карпатах, и, следовательно, как конструктивная граница плит в ранней—средней юре, так и деструктивная граница, возникшая в поздней юре, прослеживаются через весь Карпатский регион.

## РАННИЙ МЕЛ

Раннемеловая складчатость и покровообразование завершают процесс субдукции, отмечаемый позднеюрской островной дугой. Судя по расположению окраинных морей, субдукция шла под Европейскую литосферную плиту, поэтому можно было бы ожидать, что вергентность деформационных структур будет направлена в сторону Африканской плиты. Такая картина, однако, наблюдается лишь местами, в основном же вергентность направлена в сторону Европейской плиты.

Соответствующие единицы Восточных и, вероятно, Южных Карпат находились в тылу вулканической дуги, где такая обратная вергентность — нормальное явление [6]. Апузенский блок, согласно варианту 1 (см. табл. 2), занимал подобное же положение, согласно варианту 2, он находился на фронте островной дуги. Наличие зоны выходов кристаллических пород (покров Бихария) между офиолитами Мурешской зоны (“эвгеосинклиналь”) и системой покровов Кодру (“миогеосинклиналь”) соответствует обычной схеме строения складчатых областей [5], т. е. варианту 2, но отсутствие краевого прогиба на границе системы покровов Кодру и Бихорского автохтона плохо увязывается с этой схемой. Надвиговый характер границы систем покровов Кодру и Биха-



рия может маскировать более ранний сдвиг, но на сегодняшний день признаки такого сдвига не известны. Таким образом, на основании структуры нет возможности сделать выбор между вариантами (см. табл. 2), но наблюдаемая вергентность объясняется в рамках обоих.

В Западных Карпатах обратную вергентность имеют покровы системы Татрид. В их тылу находится офиолитовый шов (корневая зона покрова Борка, Рожнявская линия [51]), сопровождающийся парным метаморфическим поясом, соответствующим субдукции на север, под Воловецкий антиклинорий Северо-Гемерской области [26]. Последний сложен палеозойскими образованиями, прорванными меловыми гранитами и претерпевшими альпийский метаморфизм, так что вполне может рассматриваться в качестве фрагмента из фундамента раннемеловой островной дуги [32]. На фронте Татрид находится Пьенинская Утесовая зона, внутри которой Пьенинская Кордильера с альба до палеоцена поставляла островодужный материал позднеюрско—раннемелового возраста. О направленности соответствующей субдукции на север свидетельствует положение Магурской зоны (окраинного моря) по отношению к Пьенинской.

Таким образом, островные дуги Воловецкого антиклинория и Пьенинской Кордильеры были одного возраста и одной полярности. Существование двух объектов такого рода друг за другом вообще довольно мало вероятно. Независимо от этого, согласно варианту 1 (см. рис. 2), южную дугу следовало бы поместить на продолжение Динарид, но в настоящее время для подобного сопоставления нет данных.

Можно сделать вывод, что Воловецкий антиклинорий и Пьенинская Кордильера — фрагменты одной и той же островной дуги [32]. В рамках обоих вариантов (см. рис. 2) она находилась в юре севернее Татрид. Чтобы занять свое современное положение, Татриды должны были отщепиться от пододвигающейся Африканской литосферной плиты и надвинуться на Европейскую [24], перескочив при этом островную дугу и сорвав с нее оболочку, продвигая ее на своем фронте [32].

#### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Последовательность триасовых фаций в покровах системы Татрид вполне определенная: по данным Михалика, чем выше покровов, тем более пелагическими фациями он сложен. Южнее Рожнявской линии наблюдается обратная последовательность: мелятская серия перекрывается Силицейским покровом [30]. Такая ситуация могла возникнуть в том случае, если Силицейский покров представлял тыловую часть пластины Татрид, отщепленной от пододвигавшейся плиты, а мелятская серия входила в состав неотщепленной части той же плиты, продолжающей пододвигаться и после отщепления (рис. 3), чем и объясняется южная вергентность Силицейского покрова [46].

Складчатость и покровообразование в горах Бюкк, оставшихся далеко на юге в составе пододвигавшейся плиты, трудно поддается объяснению в рамках данной модели (вариант 2, см. рис. 2). В качестве альтернативы можно поразмыслить о том, что с учетом южной вергентности и сходства фаций [11] складчатость в горах Бюкк могла произойти и на продолжении Динарского пояса (вариант 1, см. рис. 2). В этом случае роль границы "карпатских" и "динарских" структур могла бы играть так называемая "линия Дарно".

Предложенные ранее подобные модели либо не учитывают наличия пород островодужного комплекса в гальке с Пьенинской Кордильеры [24], либо не объясняют присутствия там глубоководных триасовых известняков [32]. Ассоциация этих двух групп пород [41, 42] понятна лишь в рамках представления о том, что в среднем—позднем триасе существовали два глубоководных бассейна. Один находился к северу от Татрид, в нем заложились позднеюрско—раннемеловая островная дуга, осколок фундамента которой сохранился в Северо-Гемерской области, а из сорванного и перемещенного чехла возникла Пьенинская Кордильера. Другой бассейн существовал к югу от Татрид, представляя продолжение динарской ветви альпид. Эта гипотеза влечет за собой признание того, что геологические комплексы гор Бюкк находились на непосредственном продолжении динарских еще и в юре (вариант 1, см. рис. 2) и даже в раннем мелу. Если же считать юрский океан севернее Татрид наложенным (вариант 2, см. рис. 2), то глубоководные известняки триаса на Пьенинскую Кордильеру могли попасть только из самых верхних покровов Татрид (согласно последовательности фаций). Но совме-



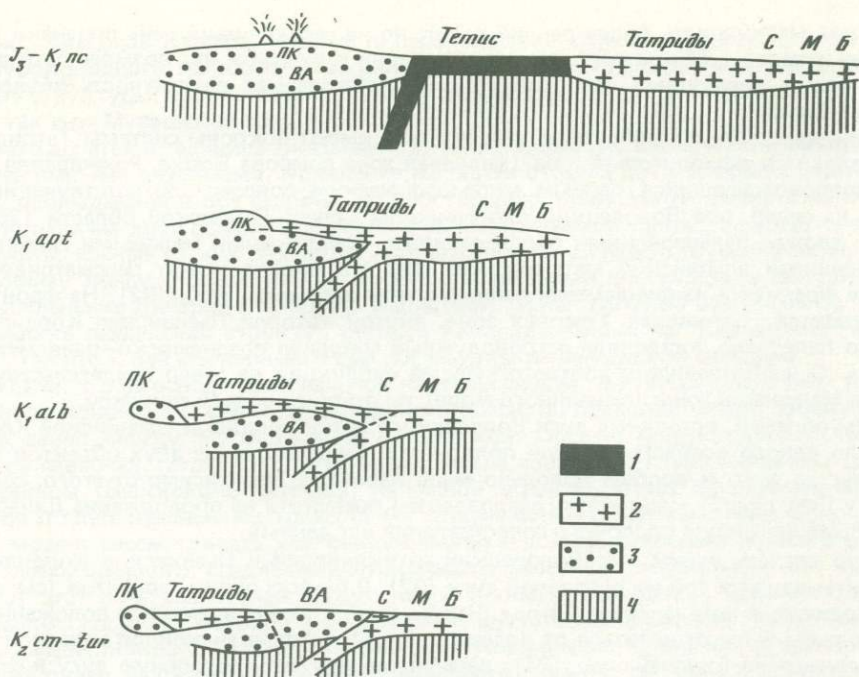


Рис. 3. Схематические разрезы через Западные Карпаты в поздней юре и в раннем—среднем мелу

1 — океаническая кора; 2 — утоненная континентальная кора; 3 — островодужная кора; 4 — верхняя мантия.

Буквы на рисунке: ПК — Пьенинская Кордильера, С — Силицейская единица, М — Мелятская единица, Б — Бюккская единица, ВА — Воловецкий антиклинорий

щение на Пьенинской Кордильере пород, происходящих из-под Татрид (раннемеловой островодужный комплекс) и из их самых высоких горизонтов (глубоководные триасовые известняки), приходится признать очень маловероятным.

Хронология событий наиболее ясна в Восточных Карпатах и в Мурешской зоне. Рост окраинного моря прекращается еще в титоне (нет более молодых офиолитов [55]), и максимум известково-щелочного вулканизма островной дуги падает тоже на титон (лишь небольшая часть вулканитов имеет берриас-готеривский возраст [17]). Покровообразование начинается в барреме и заканчивается в альбе [14, 55]. В Южных Карпатах перестройка структур ощущается в разрезе примерно с границы аптского и альбского ярусов [47].

В Западных Карпатах сближение Татрид и позднюрско-раннемеловой островной дуги датируется появлением ургонских известняков (верхний баррем—нижний апт) в пределах обоих. В глубоководных альбских и сеноманских отложениях нижних покровов Татрид установлена галька с Пьенинской Кордильеры, причем размеры этой гальки в разных покровах уменьшаются к югу одинаковым образом [43]. Следовательно, к этому времени хотя бы нижние покровы системы Татрид уже были оформлены, причем этот процесс, очевидно, шел под морем. Основное покровообразование обычно относят к турону, но это, скорее всего, лишь время поднятия вслед за покровообразованием.

Таким образом, основные события раннемеловой складчатости в Восточных и Западных Карпатах примерно синхронны, несмотря на некоторую омоложенность островодужного вулканизма Западных Карпат. В тектонических единицах промежуточного положения раннемеловой возраст складчатости нигде не доказан: в покровах системы Кодру нет отложений моложе готерива [14]. Подобная ситуация наблюдается и в Мечекских горах [1]; в пределах Бихорского автохтона имеется лишь слабое несогласие на границе барремского и аптского ярусов [14]; наконец, в горах Виллань несогласий нет до альба включительно [1]. Вдоль северо-западной окраины этой группы единиц



прослеживается мощный базальтовый пояс, часто считающийся офиолитовым [28, 59]. Базальты датированы валанжином—готеривом только на юго-западной окраине пояса, где они имеют химизм рифтового типа (горы Мачек [13]). На других участках встречаются и толеиты, и возраст может несколько отличаться. С базальтами ассоциируют флишевые и пелагические отложения (альб—поздний эоцен), так что они могут считаться остатками ложа новообразованного бассейна [8].

Интерпретация генезиса этого бассейна зависит от того, каким принимается положение Апусенского блока по отношению к Тетису (см. табл. 2). Согласно варианту 2 с вхождением его в состав Африканской литосферной плиты бассейн раскрывается в пределах пододвигающейся плиты; при этом становится ясной причина отсутствия доказательств раннемеловой складчатости, но совершенно непонятно, чем вызвано подобное раскрытие и как объяснить очевидные связи флиша Большой Венгерской впадины с карпатским. Согласно варианту 1 с локализацией Апусенского блока, на Европейской литосферной плите раскрытие происходит в тылу островной дуги, и бассейн можно считать окраинным морем. Правда, базальты могут показаться слишком молодыми, но только по отношению к Мурешской островной дуге и к Восточно-Карпатскому окраинному морю. С островодужными магматитами Пьенинской Кордильеры мексикские базальты примерно одновозрастны, равно как и их ближайшие аналоги в Карпатах — тешениты Мораво-Силезских Бескид [35], отмечающие внешний край Западно-Карпатского окраинного моря.

Отсюда следует, что: 1) апусенско-южнопаннонские единицы необходимо включать в состав Европейской литосферной плиты в триасе и юре (вариант 1, см. табл. 2); 2) несмотря на отсутствие прямых доказательств, основную складчатость необходимо датировать ранним мелом, как и в других сегментах. Место отрыва апусенских и южно-паннонских единиц от Европейской литосферной плиты следует искать в области стыка Западных и Восточных Карпат.

Магурские и пьенинские комплексы, сопровождающие фронт раннемеловой складчатости в Западных Карпатах, заходят далеко в тыл зоны кристаллических и мезозойских пород Восточных Карпат, консолидированной в раннем мелу, а сопровождающая фронт этой последней зона Внешних Дацид далеко заходит на северо-запад вдоль фронта Магурского покрова (см. рис. 1). Таким образом, эквивалентные друг другу важнейшие структурные элементы Восточных и Западных Карпат: фронты раннемеловой складчатости и непосредственно примыкающие к ним образования кулисообразно перекрывают друг друга на протяжении около 200 км. При этом надвигание магурских и пьенинских комплексов на тыловую часть внутренних зон Восточных Карпат датируется ранним миоценом [55], а простираение надвигов отклоняется от карпатской складчатой системы вовнутрь с сохранением вергентности.

Фронты раннемеловой складчатости окажутся на одной линии, если восстановить ситуацию, предшествовавшую косому по отношению к простираению карпатской системы левосдвиговому смещению вдоль фронта Магурского покрова. Оно, по всей вероятности, замаскировано позднейшими надвигами. Резкое заворачивание сдвиговой границы вправо может объясняться переходом ее в надвиг на юге (см. рис. 1). Поскольку минимальная амплитуда этого надвига (судя по амплитуде сопряженного сдвига) составляет 200 км, он вполне может соответствовать деструктивной границе микроплит, предполагаемой на основании изучения Средневенгерского вулканического пояса [8].

Сочленение Западных и Восточных Карпат по косому сдвигу требует признания их сближения со значительного расстояния (сотни километров), а следовательно, существования между ними области неизвестного характера, перекрытой в процессе надвигания. Этой области соответствовал участок раннеальпийского окраинного моря, т.е., по сути дела, часть Внешних Карпат, а на ее внешней стороне находился тот отрезок, откуда оторвались в раннем мелу апусенские и южнопаннонские единицы.

Таким образом, в раннеальпийской геодинамике Карпато-Паннонского региона выделяются два этапа: раскрытие океана в триасе и юре и закрытие его начиная с поздней юры. При этом возникла островная дуга, в тылу которой на Европейской плите раскрылось окраинное море. Раннемеловая складчатость обусловлена столкновением континентальных частей пододвигавшейся Африканской литосферной плиты с островной дугой, а фронт этой складчатости оформился примерно вдоль границы островной дуги с окраинным морем.



1. *Вадас Э.* Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 532 с.
2. *Гочев П.* Мястото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров. — Сп. Бълг. геол. друж-во, 1979, т. 40(1), с. 27—46.
3. *Дью Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 191—219.
4. *Зеленка Т.* История мегатектонического и магматогеологического развития Северо-Восточной Матры. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1974, № 18(3/4), с. 377—385.
5. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
6. *Сорохтин О.Г.* Механизмы образования региональных надвигов, офиолитовых покровов и геосинклинальной складчатости. — В кн.: Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Под ред. О.Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979, с. 294—306.
7. *Bajanik S., Hovorka D., Miko O., Vozár J.* Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. — In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. Br.: D. Stúr. Geol. Inst., 1981, p. 27—38.
8. *Balla Z.* Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new synthesis. — Tectonophysics, 1982, vol. 88, N 1/2, p. 61—102.
9. *Balla Z., Baksa Cs., Földessy J.* et al. The tectonic setting of ophiolites in the Bükk mountains (North Hungary). — Geol. Zb.-Geol. Carp., 1980, vol. 31, N 4, p. 465—493.
10. *Balla Z., Hovorka D., Kuzmin M., Vinogradov V.* Mesozoic ophiolites of the Bükk mountains (North Hungary). — Ofioliti, 1983, vol. 8, N 1, p. 5—46.
11. *Balogh K.* Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. — Ann. Hung. Geol. Inst., 1964, vol. 48, N 2, p. 555—705.
12. *Balogh K.* Correlation of the Hungarian Triassic. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1981, vol. 24, N 1, p. 3—48.
13. *Bilik I.* Lower Cretaceous submarine (rift) volcanism in South Transdanubia (South Hungary). — In: Proc. 17th Assembly of the Europ. Seismol. Commis. Bp.: Akad. Kiado, 1983, p. 569—576.
14. *Bleahu M., Lupu M., Patruşius D.* et al. The structure of the Apuseni mountains. — In: Carp.-Balk. Geol. Assoc. XIIth Congr., Guide to Excursion B3. Buc.: Inst. Geol. Geophys., 1981, p. 106.
15. Carte tectonique internationale de l'Europe et des regions avoisinantes, 1:2500000. Moscou: Acad. Sci. URSS, 1962.
16. Carte tectonique internationale de l'Europe et des regions avoisinantes, 1:2 500 000. 2<sup>e</sup> ed. Moscou: Acad. Sci. URSS, 1981.
17. *Cioflica G., Savu H., Nicolae I.* et al. Alpine ophiolitic complexes in South Carpathians and South Apuseni mountains. — In: Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr., Guide to Excursion A3. Buc.: Inst. Geol. Geophys., 1981, p. 80.
18. *Eliás M.* Notes on the paleogeographic and paleotectonic development of the Flysch Carpathians. — In: Czechoslovak geology and global tectonics. Br.: VEDA, 1979, p. 115—126.
19. *Ganev M.* Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens. — In: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Wien; New York: Springer, 1974, p. 93—96.
20. *Géczy B.* Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1973, vol. 17, N 4, p. 421—428.
21. *Géczy B.* The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. — Ann. Univ. sci. budapest. Sect. geol., 1973, vol. 16, p. 99—114.
22. *Herz N., Jones L.M., Savu H., Walker R.L.* Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks, Drocea mountains, Romania. — Bull. Volcanol., 1974, vol. 38, N 4, p. 1110—1124.
23. *Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 9, p. 1429—1440.
24. *Horváth F., Vörös A., Onuoha K.M.* Plate tectonics of the Western Carpatho-Pannonian region: A working hypothesis. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1977, vol. 21, N 4, p. 207—221.
25. *Hovorka D.* The West Carpathian Meso- and Cenozoic basalts. — Geol. Zb.-Geol. Carp., 1978, vol. 29, N 1, p. 77—89.
26. *Hovorka D.* The West Carpathians incomplete ophiolites. — In: Czechoslovak geology and global tectonics. Br.: VEDA, 1979, p. 155—166.
27. *Hsü K.J., Nachev I.K., Vuchev V.T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. — Tectonophysics, 1977, vol. 40, N 3/4, p. 245—256.
28. *Juhász A., Vass G.* Mesozoischen Ophiolite im Beckenuntergrund der Grossen Ungarischen Tiefebene. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1974, vol. 18, N 3/4, p. 349—358.
29. *Kovács S.* Problems of the "Pannonian Median massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic — Early Mesozoic isopic zones. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, N 2, S. 617—639.
30. *Kozur H., Mock R.* Zum Alter und zum Tektonischen Stellung der Meliata-Serie. Geol. Zb. — Geol. Carp., 1973, vol. 24, N 2, p. 265—374.
31. *Kozur H., Mock R.* Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk mountains (North Hungary). — Acta miner. petrogr. Szeged, 1977, vol. 23, N 1, p. 109—126.
32. *Leško B., Varga I.* Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. — Miner. slovac, 1980, sv. 12, N 2, s. 97—130.
33. *Mahel' M.* Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. — Západné Karpaty Sér. geol., 1978, sv. 4, s. 1—119.
34. *Mahel M.* Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. — In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Br.: VEDA, 1979, p. 179—186.
35. *Mahmood A.* Petrology of the teschenite rock series from the type area at Czeszyn (Teschen) in Polish Carpathians. — Roczn. Pol. tow. Geol., 1973, vol. 43, N 2, s. 153—212.
36. *Marschalko R.* Cretaceous flysch of the Pieniński Klippen belt and the decay of the crust in the Tatride foreland. — In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Br.: VEDA, 1979, p. 243—251.



37. *Marschalko R., Kysela J.* Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. — Západné Karpaty. Sér. geol., 1980, sv. 6, s. 7–71.
38. *Marschalko R., Mišik M., Kamenický L.* Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). — Západné Karpaty. Sér. geol., 1976, sv. 1, s. 7–120.
39. *Márton E.* Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region. — Earth Evolut. Sci., 1981, vol. 3/4, p. 257–264.
40. *Márton E.* Tectonic implication of the palaeomagnetic results in the Carpatho-Balkan and adjacent areas. — J. Geol. Soc., 1983, spec. vol. (in press).
41. *Mišik M.* Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Br.: D. Štúr Geol. Inst., 1978, s. 147–157.
42. *Mišik M.* Pieniny Klippen belt and the Global tectonics. — In: Czechoslovak geology and the global tectonics. Br.: VEDA, 1979, p. 89–101.
43. *Mišik M., Jablonský J., Mock R., Sýkora M.* Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten — paläographische und tektonische Interpretation. — Acta geol. et geogr. Univ. comen. Geol., 1981, vol. 37, p. 5–55.
44. *Mišik M., Mock R., Sýkora M.* Trias der Klippenzone. — Geol. Zb. — Geol. Carp., 1977, vol. 28, N 1, p. 27–69.
45. *Mišik M., Sýkora M.* Pieninský exotický chrbat rekonštruovaný z valúnov hornin kriedových zlepenčov bradlového pásma a manínskej jednotky. — Západné Karpaty. Sér. geol., 1981, sv. 7, s. 7–90.
46. *Mock R.* Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Br.: D. Štúr Geol. Inst., 1978, s. 321–337.
47. *Năstăseanu S., Bercia I., Iancu V.* et al. The structure of the South Carpathians (Mehedinti-Banat area). — In: Carp.-Balk. Geol. Assoc. XII Congr., Guide to Excursion B2. Buc.: Inst. Geol. Geophys., 1981, p. 100.
48. *Patrulius D., Popa E., Popescu I.* Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). — An. Com. Geol. Rom., 1966, vol. 35, p. 397–434.
49. *Pisa G.* Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias. — In: Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. Wien; New York: Springer, 1974, p. 159–160.
50. *Rădulescu D.P., Săndulescu M.* The plate-tectonic concept and the geological structure of the Carpathians. — Tectonophysics, 1973, vol. 16, N 3/4, p. 155–161.
51. *Reichwalder P.* Rožňavská zlomová línia a jej vzt'ah k sedimentácii, magmatizmu a metamorfóze. — Geol. pr. Spr., 1971, sv. 57, s. 215–221.
52. *Săndulescu M.* Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpatilor Orientali si Occidentali. — D. Ștur. Inst. Geol., 1972, vol. 58, N 5, p. 125–144.
53. *Săndulescu M.* Sur certain problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales Roumaines avec les Carpathes Ukrainiennes. — D. Ștur. Inst. Geol. Geofiz., 1980a, vol. 65, N 5.
54. *Săndulescu M.* Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. — An. Inst. geol. geofiz., 1980b, vol. 56, p. 5–54.
55. *Săndulescu M., Kräutner H.G., Balintoni I.* et al. The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramures area). — In Carp.-Balk. Geol. Assoc. XIII Congr., Guide to Excursion B1. Buc.: Inst. Geol. Geophys., 1981, p. 92.
56. *Săndulescu M., Ștefănescu M., Butac A.* et al. Genetical and structural relations between flysch and molasse (The East Carpathians model). — In Carp.-Balk. Geol. Assoc. XIII Congr., Guide to Excursion A5. Buc.: Inst. Geol. Geophys., 1981, p. 95.
57. *Savu H.* Genesis of the alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. — An. Inst. Geol. Geofiz., 1980, vol. 56, p. 55–77.
58. *Savu H., Udrescu C., Neacsu V.* Structural, petrologic, geochemic and genetic study of the ophiolites in Niculițel zone (North Dobrogea). — D. Ștur. Inst. Geol. Geofiz., 1980, vol. 65, N 1, p. 41–64.
59. *Szepesházy K.* As Alfvöld mezozoos magmás képzodmenyei. — Földt. Közl., 1977, k. 107, N 3/4, old. 384–397.
60. Tectonic map of Czechoslovakia, 1:1,000,000. Pr.: Ústřed ústavu Geol., 1971.
61. *Vegh-Neubrandt E.* Fauna- und Faziesverbreitung der Obertiras der Transdanubischen Mittelgebirges. — Ann. Univ. sci. budapest. Sect. geol., 1972, vol. 15, p. 111–120.
62. *Vörös A.* Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic Brachiopod fauna: causes and plate-tectonic interpretation. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1977, vol. 21, N 1, p. 1–16.



## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНИХ ПРЕДУГОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

К. КРУК

*Австралийский национальный университет, Отдел геологии,  
Канберра, Австралия*

Тектонические модели являются составной частью современных тектонических обобщений. Тектонический анализ сложно построенных регионов, равно как регионов, не отличающихся большой сложностью, не будет полным без наличия той или иной концептуальной модели, которая в сжатой схематической форме обобщала бы тектоническую эволюцию региона. Такие модели неизбежно предполагают действие различных тектонических процессов. Однако каждая такая модель применима лишь к тому региону, для которого она разрабатывалась, и в этом случае модели не придается какого-либо общего значения.

Предлагались модели и более широкого применения (например, модель Дьюи для перемещения офиолитов; модель Дикинсона и Сили для преддуговых областей; модель Крука для эволюции коры). Такие модели обычно включают концепции, разработанные на основе исследования нескольких регионов, которые обобщаются в единую модель неким специфическим для каждого автора процессом, который может быть назван "скачком воображения". Модели такого рода прямо связаны с этим процессом и обычно включают несколько вариантов одной общей темы, позволяя таким образом учитывать различия между регионами, на которых образуется модель. Применение таких моделей, очевидно, в значительной степени зависит от творческого воображения, вложенного в создание модели, и манеры ее представления.

Хотя тектонические модели широко используются, однако разрабатываются и применяются они не систематически. Процедура составления тектонических моделей пока еще не разработана, а критерии действия и применения их отсутствуют.

Это положение находится в некотором контрасте с ситуацией, существующей в отношении другого крупного клана геологических моделей: моделей осадочных фаций. Было предпринято несколько попыток установить а) статус и содержание моделей осадочных фаций и б) процедуру разработки и применения. Это обстоятельство представляет благоприятную возможность для проверки тектонических моделей.

Уокер выдвинул ряд требований, которым должны отвечать общие фациальные модели. В применении к общим тектоническим моделям эти требования могут быть суммированы следующим образом. Модель должна: 1) являться сводкой "основных структур" ряда конкретных регионов; 2) служить эталоном для сравнения; 3) служить основой и руководством для будущих исследований; 4) создавать потенциальную возможность для предсказания новых геологических взаимоотношений; 5) являться основой для интерпретации действия системы, которую она воспроизводит.

Проводя такую аналогию, необходимо отметить некоторые ограничения. Действие фациальных моделей, как правило, проверяются методом актуализма на основе изучения современных условий осадконакопления. Такая процедура имеет лишь ограниченное применение к тектоническим моделям, поскольку они действуют на протяжении длительного времени и на обширных площадях. Тем не менее были предприняты некоторые попытки в этом направлении, например, в использовании сейсмостратиграфии совместно с океаническим бурением современных конвергентных окраин для проверки действительности моделей эволюции преддуговых областей.

Применимость фациальной модели к определенной осадочной серии часто можно установить путем изучения фациальных переходов по вертикали и горизонтали, которые неоднократно повторяются в разрезе. Применение такой процедуры мало возможно при тектонических исследованиях, поскольку каждая из составных частей какого-либо тектонического комплекса образована своим, не повторяющимся в другое время взаимоотношением горных пород и структур, которое явилось результатом действия серии тектонических процессов. Это подтверждается тем, что подобные взаимоотношения пород и структур прослеживаются по простиранию внутри данного комплекса, позволяя тем самым предполагать, что процесс был непрерывным в латеральном на-



правлении. Однако изменения по латерали также могут быть закономерными, и это дает основу для трехмерных разновидностей моделей, аналогично меандрирующей речной системе. Однако это не помогает оценить применимость определенной модели к определенному комплексу. Вследствие этих ограничений тектонические модели являются более общими и более субъективными, чем фациальные, и поэтому гораздо труднее, чем в отношении фациальной модели, определить надежность как модели, так и основанной на ней интерпретации.

#### КРИТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

То, что сказано выше, предполагает ряд вопросов, касающихся тектонических моделей.

1. Каким образом могут быть расширены и установлены пути и процессы, ведущие к образованию континентальной коры? Совершенно очевидно, что различные ассоциации пород, слагающих щиты, синеклизы и фанерозойские складчатые пояса, предполагают и различные пути их образования. Каждая определенная тектоническая ассоциация предполагает, а в действительности требует и определенную модель, так же как и различные осадочные фации связаны с определенными фациальными моделями палеосреды.

2. На чем основана тектоническая модель?

3. Как может быть проверена действительность тектонической модели? Как определить ее недостатки?

4. Как определить применимость определенной тектонической модели к данному региону?

Ответы на эти вопросы зависят от различного рода сравнительных исследований, проводимых с применением определенной системы методов. Исходные черты как локальных, так и общих тектонических моделей были описаны выше. Процедуры разработки таких моделей пока еще не систематизированы. Здесь могут использоваться такие методы, как составление тектонических карт и пространственно-временных диаграмм.

Полезная процедура, которая может помочь решению некоторых из поставленных вопросов, состоит в составлении сводных таблиц характерных свойств тектонических комплексов, таких как типы пород и их ассоциации, последовательность пород, взаимоотношение комплексов пород, структурный стиль, возрастные отношения, показывая, какими они должны быть, основываясь на модели, и какие есть в действительности в определенном регионе.

Применимость модели к определенной местности может устанавливаться путем сравнения табличных данных по конкретному региону с данными, построенными по модели. Подобным же образом сравнение табличных данных для нескольких регионов, которые предположительно сформировались в результате одинаковых процессов, может быть основой для построения обобщающей модели. В любом случае значение полученного результата в значительной степени зависит от правильной оценки различий и расхождений между рассматриваемыми свойствами. Такое сопоставление данных, как основа для суждений, является оправданным.

До сих пор большинство региональных геологических исследований проводилось без какой-бы то ни было модели. Конечной целью было выявление геологической истории в пределах региона. Поэтому данных, полученных в том или ином регионе в отношении какого-либо тектонического явления, недостаточно для того, чтобы в категорической форме можно было бы опровергнуть или подтвердить какую-либо модель. Более уместными в этом случае являются такие формулировки, как "не сообщается", "обнаружено, но не установлено окончательно" или "неясно".

Необходимость использования таких формулировок говорит о том, что хотя традиционные региональные исследования не имеют минусов, связанных с моделью, они все же не лишены других недостатков. Критические исследования, которые вытекают из модели, могли вообще не проводиться. Это ограничивает интерпретацию таблиц. В частности, если большинство данных говорят в пользу применимости модели, но один пункт противоречит этому, то пункт этот должен включать как сами наблюдения, так и их возможную интерпретацию. Такой пересмотр всегда полезен, какой бы выход не был получен. Если данные меняются, достоверность возрастает. Если данные не ме-



няются, требуется объяснение расхождений с моделью с точки зрения тектоники. Это ведет к лучшему пониманию эволюции региона или тектонических процессов. И, наконец, в результате вопрос может остаться открытым, что будет служить мерой точности и тщательности наблюдений. Ответ на вопрос: "Каковы же факты?" — может быть не таким уж простым.

Широкое распространение тектонических моделей позволяет исследовать конкретный район на основе одной или нескольких моделей. Эта процедура и опасна, и полезна. Опасна потому, что полевые и лабораторные исследования могут приспособливаться к модели и таким образом отдаляться от науки. Полезна потому, что модель может направить внимание на наиболее важные взаимоотношения и тем самым способствовать проведению решающих наблюдений. Модели могут служить источником рабочих гипотез, особенно в ходе полевых исследований, где они, как указывалось выше, либо подтверждаются, либо отклоняются. Хотя многие не стремятся использовать модели в региональных геологических исследованиях, я считаю, что такое нежелание необосновано. Исследования, проводимые на основе моделей, только углубляют наше понимание тектонических процессов, конечно, при условии использования соответствующей модели. Здесь вновь можно провести аналогию с седиментологией: всесторонние исследования, в ходе которых не применяются, или в результате которых не формируется модель, можно считать неполными или нецелесообразными. Поэтому в таких случаях надо использовать тектонические модели творчески (но без фантазии), не подстраиваясь под эту модель.

Осталось рассмотреть, как устанавливается обоснованность, или действенность модели. Надо иметь в виду аспекты: обоснованность модели как таковой, что требует найти способы определять ее недостатки; действенность модели для выявления истории и взаимоотношений пород в определенном регионе. Эти два аспекта будут рассмотрены поочередно. В обоих случаях удобно использовать сравнительные таблицы.

Можно провести оценку обоснованности общей модели, применяя ее поочередно к районам: а) которые предположительно образовались в результате процессов, рассматриваемых в модели; б) в которых действие процессов, рассматриваемых в модели, находится под вопросом, г) связь которых с процессами, изложенными в модели, неизвестна, хотя ее применение предполагается. Процедура таких исследований заключается в составлении по региону таблиц свойств и их сравнение со свойствами, предсказанными рассматриваемой моделью. Оценка действенности модели зависит: 1) от соответствия свойств, наблюдаемых и предсказанных моделью; 2) от того, насколько модель помогает прояснить противоречивые данные; 3) от возможностей модели в отношении прояснения малопонятых взаимоотношений; 4) от эвристической способности модели давать взаимосвязанную и всестороннюю интерпретацию строения территорий, к которым она до сих пор не была применена. Обоснованность общей модели зависит в значительной степени от достоверности материала и она всегда открыта для пересмотра.

Применение модели к определенному району осуществляется дифференцированно. Здесь снова проводится сравнение основных признаков, сведенных в таблицы. Однако в этом случае необходимо допустить, что есть значительное соответствие между характеристиками модели и района. В противном случае применение модели нецелесообразно.

Еще важнее остановиться на несоответствии или разрыве между свойствами, вытекающими из модели и наблюдаемыми в районе с целью установления двух обстоятельств: 1) насколько адекватны региональные данные для подтверждения или отклонения соответствий между моделью и районом и 2) в какой степени применение модели к данному региону основано на предположениях (в случае неоднозначных или недостаточных данных) или неверной интерпретации имеющихся данных.

Если применение процедур, изложенных в предыдущих параграфах, даст относительный результат, уместно спросить: "Что же оценивалось?" Очевидно, что модель в целом не может быть оценена подобными процедурами, будет оценена только "материальная" сторона модели, т.е. определенные ассоциации пород, взаимоотношения между ними и т.д. Сам процесс остается на уровне догадок, поэтому возникает вопрос о возможности применения актуалистических критериев к сложным процессам, происходившим в течение времени порядка  $10^7$ — $10^8$  лет. Тем не менее правильное понимание материалов и их физических свойств значительно сократит круг предполагаемых процессов.



В заключение следует упомянуть другие аспекты сравнительных исследований с использованием общих моделей. Такие исследования могут дополнить используемые модели, особенно те, которые имеют несколько вариантов, что обычно и бывает. В частности, это касается тех случаев, когда противоречия появляются в процессе сравнения. Эти расхождения могут иметь определенные последствия, в частности, для выяснения процесса, предполагаемого данной моделью.

#### СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ В ПРЕДДУГОВЫХ РАЙОНАХ

Автором в качестве демонстрации метода проведено сравнительное исследование эволюции коры в пяти районах на основе общей модели эволюции коры. Модель представляет эволюцию преддуговых районов с начала их образования и до конечной кратонизации, когда они стали частью региона с континентальной корой. Для исследований по литературным данным были выбраны следующие районы: Южные нагорья Шотландии, зона Хамбер в западной части Ньюфаундленда, комплекс Манеру в Тасманском складчатом поясе (Юго-Восточная Австралия), северо-западная часть Тасманского комплекса Тасманского складчатого пояса и Восточная пустыня Египта. Общепризнано, что Южные нагорья Шотландии и зона Хамбер Ньюфаундленда имеют свойства преддуговых областей. Природа комплекса Манеру до некоторой степени противоречива, а что касается северо-запада Тасманской области, то ее положение также неоднозначно. Принадлежность Восточной пустыни Египта к прежней преддуговой области очень предположительна. Все выбранные районы имеют в основном ранне-среднепалеозойский возраст, кроме Восточной пустыни Египта, возраст которой — поздний докембрий.



УДК 551.24

## ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И НАПРАВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

И. РАМБЕРГ

*Институт геологии, Университет Осло, Норвегия*

П. МОРГАН

*Институт исследования Луны и планет, Хьюстон, Техас, США*

### ВВЕДЕНИЕ

Рифты были определены как участки литосферы, где она целиком разорвана в процессе растяжения [24]. Хотя точная природа предполагаемого "разрыва" литосферы проблематична, в общем принято считать, что тектонические режимы растяжения формировались и формируются в связи с перемещением и взаимодействием плит, в конечном счете приводимым в движение энергией первичного тепла, и (или) древнего, либо современного радиоактивного тепла, продуцированного мантией. Некоторые авторы предпочитают использовать термины "рифт" и "рифтовая долина" как строго морфологические [80]. Однако обычная ассоциация рифтов с проявлениями щелочного вулканизма, высоким тепловым потоком, аномальной корой и мантией, а также сейсмичностью с полной очевидностью свидетельствует о том, что рифты проявляются не только на коровых уровнях, но тесно связаны с динамическими процессами, протекающими внутри верхней мантии Земли.

Словарь геологических терминов Американского геологического института включает как морфологическое, так и тектоническое определения термина "рифт" (например, [63]), и в данном обзоре мы принимаем широкое тектоническое определение рифтов. Такие термины, как грабен, рифт, рифтовая долина и рифтовая система хорошо определены и обсуждаются в современной литературе. Другие термины, относящиеся к способу образования и стилю деформаций в них, нуждаются в разъяснении и используются в этом обзоре в соответствии с определениями, данными в табл. 1.

Рифты широко распространены как в континентальной, так и океанической коре, где они создают крупные главные формы (хребты и впадины) протяженностью порядка тысяч километров. Поскольку все ложе океанов со временем "поглощается", только внутриконтинентальные рифты, вероятно, могут сохраняться в древних частях геологической летописи. Многие рифты погребены также под осадочным чехлом окраин атлантического типа, платформенных впадинах и краевых прогибах. Другие были видоизменены последующими тектоническими деформациями и эрозией. Таким образом, континентальные рифты разного возраста присутствуют в различных тектонических обстановках, на разных стадиях эволюции и, возможно, представляют результат разных способов (стилей) рифтогенеза. Новейшие исследования рифтов и рифтовых впадин привели к выявлению сотен современных и древних рифтов с возрастом до 2,6 млн. лет [25, 35, 79], показав, что континентальные рифты гораздо шире распространены, чем это ранее представлялось. Вместе с созданными сжатием структурными зонами континентальные рифты образуют основную тектоническую сеть континентов.

Несмотря на интенсивное изучение континентальных рифтов, особенно в последние два десятилетия, пока достигнуто мало согласия по многим фундаментальным вопросам, относящимся к процессу рифтообразования, например, почему одни рифты прекращают свое развитие, тогда как другие продолжают его вплоть до полного разрыва континентов? Почему одни рифты отличаются высокой магматической активностью, тогда как другие оказываются "сухими"? Следуют ли рифты некоторым прогнози-



Таблица 1

Определение широко употребляемых терминов, относящихся к континентальным рифтам

Термин	Краткое определение	Работа, в которой термин был предложен
Активный рифтогенез	Рифтогенез в результате термального подъема астеносферы	[92, 119]
Пассивный рифтогенез	Рифтогенез, обусловленный региональным полем напряжений	[7, 86]
Современный рифт	Рифт с новейшей тектономагматической активностью	—
Палеорифт	Отмерший (или спящий) рифт	[92, 108]
Отмершая ветвь (Failed arm)	Ветвь тройного сочленения, не развившаяся в срединный океанический бассейн	[24–26]
Авлакогены	Палеорифты на древней платформе, нередко подвергавшиеся последующему сжатию	[78, 121]

руемым направлениям эволюции, каковы необходимые и ограничивающие рифтогенез факторы и т.д. Ответы на эти и сходные вопросы частично могут быть получены путем обобщения и синтеза огромного количества уже опубликованных данных. Задача настоящего обзора состоит поэтому в том, чтобы осветить характерные особенности современных и древних континентальных рифтов и подчеркнуть черты их отличия и сходства, что помогло бы охарактеризовать направления эволюции, установить физические условия, благоприятные как для зарождения рифтов, так и для прекращения их развития, и наметить критерии для моделирования рифтового процесса в будущем.

Огромное количество работ, связанных с изучением рифтов, увидело свет в течение последних двух десятилетий. Ссылки на важнейшие из них имеются в трудах последних конференций, изданных под редакцией Иллиза [57] и Моргана и Бейкера [86, 87]. Большое число обзорных статей было включено в окончательный отчет рабочей группы 4 Международного геодинамического проекта "Геодинамика континентальных и океанических рифтов" под редакцией Г. Паульмсона [97]. Палеорифты были рассмотрены, в частности, в двухтомных трудах симпозиума, изданных под редакцией Нейман и Рамберга [92, 108]<sup>1</sup>. Необходимо упомянуть также тома, посвященные отдельным грабенам и рифтовым системам, например, Байкальскому рифту [70], Восточно-Африканской рифтовой системе [2, 9, 44], грабену Осло [34, 106], Рейнскому грабену [58, 59], рифту Рио-Гранде [113], области Афара [98, 99], внутриконтинентальной Североморской впадине [132, 133] и т. п.

#### РАСПРОСТРАНЕНИЕ РИФТОВ

Многие континентальные рифты сохранились в геологической летописи, демонстрируя широкий спектр эволюционных стадий и периодов своего образования от протерозоя до кайнозоя. Рис. 1 (см. вкл.) заимствованный в слегка измененном виде из работы Берка с соавторами [28], показывает глобальное распространение континентальных рифтов и рифтовых окраин континентов. В противоположность ранее высказывавшимся утверждениям, рифты и рифтовые окраины не обнаруживают ясного тяготения к каким-либо преимущественным простираниям. Статистически все простирания представлены приблизительно в равной мере. Однако Мор [80], рассматривая главным образом молодые рифты, отметил, что существует тенденция к их преимущественно долготной ориентировке и в своей склонности к меридиональному направлению рифты как бы имитируют границы плит, многие из которых связаны с полюсами вращения, расположенными близ полюсов вращения Земли [27]. Более детально вопрос о причинах различных ориентировок осей рифта будет рассмотрен ниже.

<sup>1</sup> Русский перевод этих книг — Континентальный рифтогенез. М.: Мир, 1982. — Примеч. переводчика.



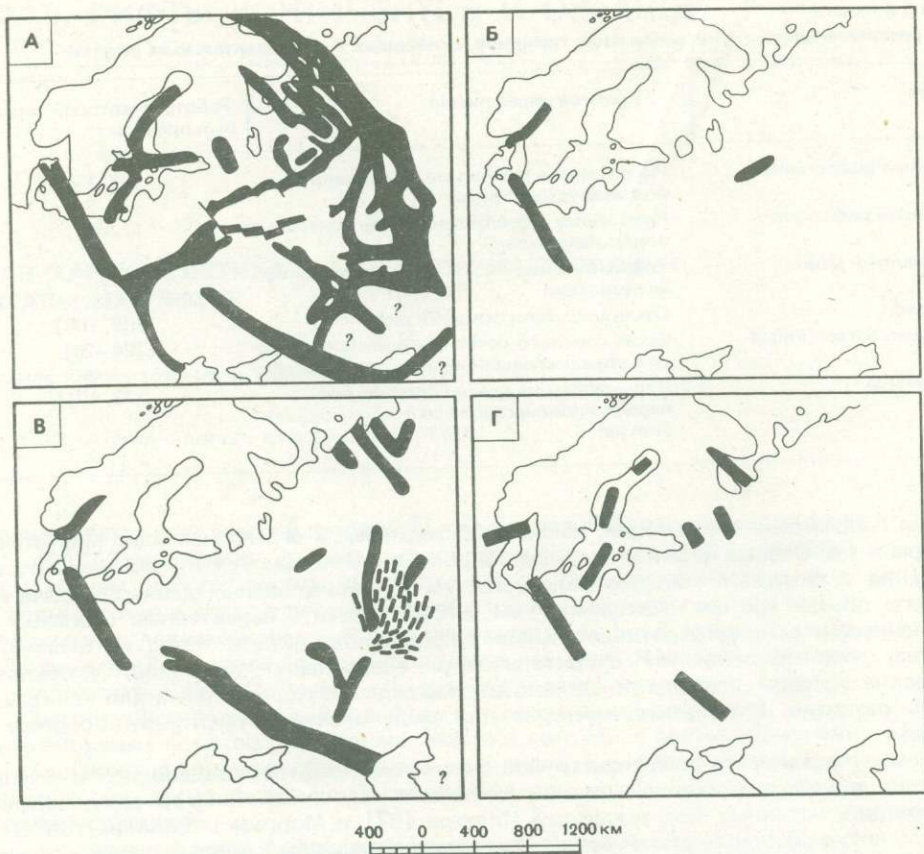


Рис. 2. Стадии развития рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе (по Е.Е. Милановскому [78], с упрощениями)

А — поздний протерозой, Б — кембрий—ранний девон, В — средний девон—ранний триас, Г — юра—современность. Черное — палеорифты (авлакогены), активные на данном этапе

Рифты присутствуют на всех континентах, нередко подразделяя их на сложную систему платформенных блоков (рис. 2—4). Частота распространения рифтов явно варьирует от одной области к другой. Это явление отчасти отражает разную степень их доступности для изучения (например, Гренландия и Антарктика), отчасти — трудности распознавания палеорифтов, погребенных под осадками платформ (например, Северная Америка, внутренние области Австралии, Русская и Сибирская платформы) и эпиконтинентальных морей (например, Лабрадорское, Баренцево и Карское моря). В различных континентальных областях доминируют определенные простирания осей рифтовых зон, очевидно, отражающие фундаментальные структурные отличия между этими областями и (или) во времени рифтообразования. Например, широтное простирание, приблизительно перпендикулярное Андскому складчатому поясу, превалирует на всем континенте Южной Америки (см. рис. 1). Напротив, долготное простирание доминирует, например, на Западно-Сибирской плите (см. рис. 1) и в области Северо-Западной Европы, как это видно на карте до-дрифтовой реконструкции (см. рис. 4).

Многие континенты (например, Австралия, Северная Америка и Европа) обнаруживают признаки уменьшения возраста рифтообразования от их центральных частей к периферии и тенденцию концентрического расположения рифтов относительно кратонов. Эти наблюдения согласуются с идеей о спазматической латеральной миграции рифтовых систем от областей с более ранней к областям с более поздней кратонизацией [64]. Для Австралии можно показать, что существует систематический последовательный переход от современных рифтовых окраин плит, окружающих континент,



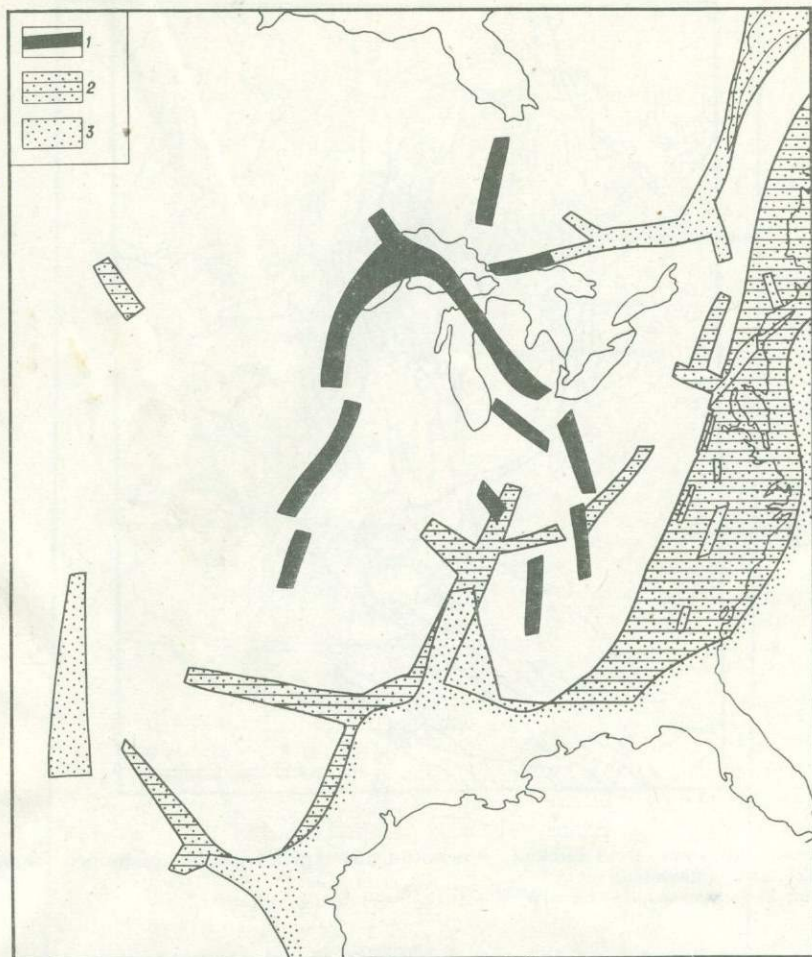


Рис. 3. Стадии развития рифтогенеза в области Мидконтинента США

1-3 — рифты: 1 — докембрийские, 2 — эокембрийские, 3 — мезозойские и кайнозойские (по Келлеру с соавторами [63], с упрощениями)

(1 — докембрийские рифты кьюиноуского возраста (~1,1, млрд.лет); 2-3 — рифты и рифтогенные континентальные окраины: 2 — эокембрийского возраста (~600 млн.лет), 3 — мезозойские и кайнозойские (~200 млн.лет — поныне))

внутри его через кайнозойские и мезозойские рифты на окраинах континента к более древним рифтам в его внутренней части [28]. Сходные черты распространения устанавливаются в Северной Америке (см. рис. 3) [63] и в Европе [64, 109]. В последней области прекрасный пример дает последовательность образования рифтов, где рифтогенез начинается с образования рифейских рифтов в центральных частях Русской платформы (см. рис. 2), потом "перескакивает к западу", где образуется позднепалеозойский рифт Осло, затем мезозойский Западно-Норвежский трог и главная рифтовая система Северного моря, и наконец смещается к континентальной окраине и в дальнейшем к оси спрединга в Норвежском море между Гренландией и Европейским континентом. Вследствие повторного раздвигания и последующего столкновения плит с образованием сутур, описанная общая генерализованная схема размещения рифтов в некоторых областях может быть, конечно, резко перестроена.

Рифты могут образовываться на всех стадиях так называемого Вильсоновского цикла открытия и закрытия океанов [33] и в различных тектонических обстановках.



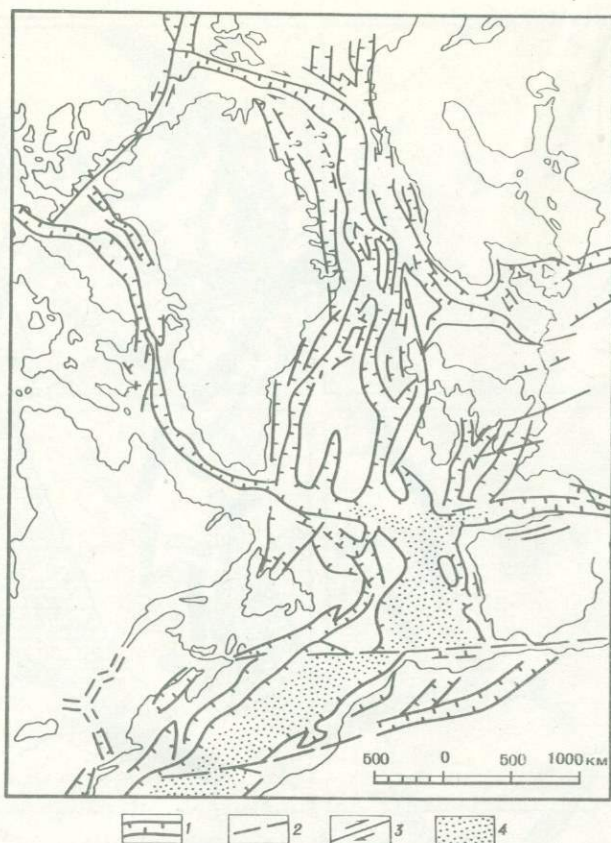


Рис. 4. Схема строения мезозойской Арктико-Североатлантической рифтовой системы (по Циглеру [132], с упрощениями)

1 — рифты; 2 — разломы, 3 — сдвиги; 4 — океанические бассейны

Многие отдельные грабены или рифты, будь то активные или палеорифты, возникают как элементы более обширных рифтовых систем, подобных, например, мезозойской Арктико-Северо-Атлантической рифтовой системе (см. рис. 4), или ныне активной Восточно-Африканской рифтовой системе (см. рис. 1). Обе эти системы смыкаются со структурами окраин плит, что отчетливо указывает на их генетическую связь.

Некоторые другие рифты выглядят более изолированными (см. рис. 1). Это впечатление отчасти может быть результатом недостоверного картирования соседних с ними территорий. Ряд рифтов, однако, может простираться более или менее перпендикулярно складчатым поясам или проникать от окраин континентов вглубь последних, представляя соответственно различные типы авлакогенов и "неудавшихся" рифтов (*Failed Rifts*). "Неудавшиеся" рифты, отходящие в стороны от активно развивающихся рифтовых зон океанских бассейнов, многочисленны и могут превышать по своей суммарной длине длину континентальных окраин, образованных при разрыве континентов, как это показано на рис. 5 [25].

Многие рифты обнаруживают примечательную тенденцию к реактивации. Последующие тектонические события в них не обязательно имеют характер растяжения, но могут выражаться как в сдвиговых, так и сжимающих деформациях, вызывая инверсию бассейна [78, 133]. Когда же литосфера впоследствии подвергается напряжениям с иной ориентировкой поля, рифты проявляют себя как зоны анизотропии. Если эти зоны оказываются достаточно благоприятно ориентированными относительно главных осей напряжения, оно может быть снято посредством блоковых подвижек внутри



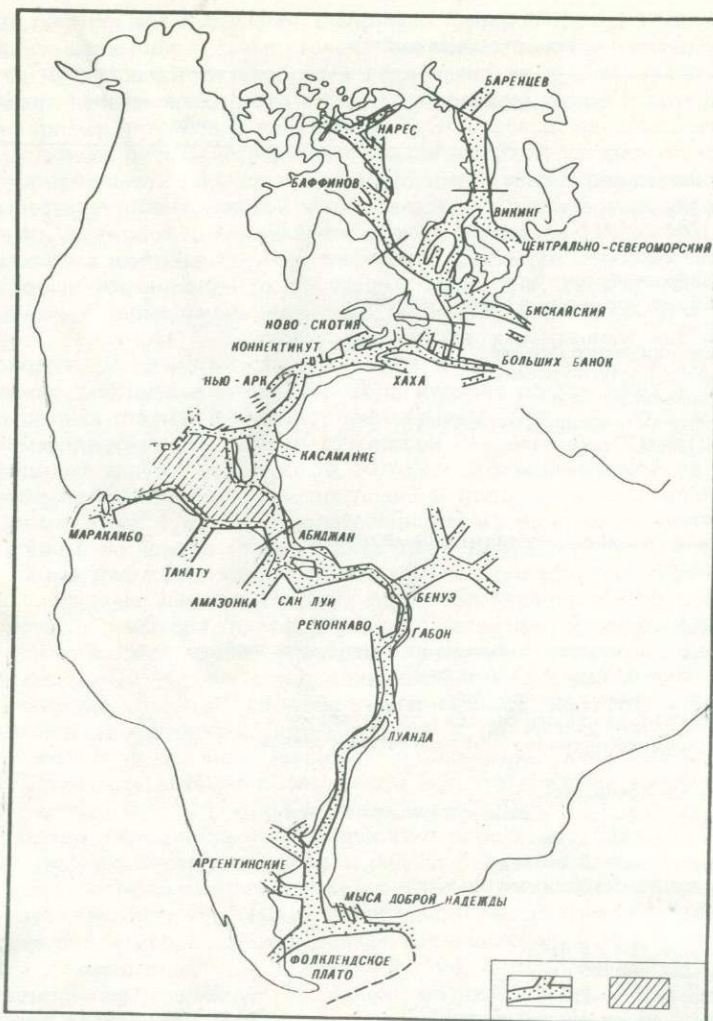


Рис. 5. "Неудавшиеся" рифты, связанные с "открытием" Атлантики (по Бёрку [25])  
 1 — "неудавшиеся" (недоразвитые) рифты; 2 — впадины океанического типа

рифтовой зоны. Поэтому внутри определенной области может быть лишь ограниченное число простирающихся рифтовых структур. Отсюда следует также, что истинный возраст рифтообразования часто бывает весьма трудно определить в связи с наложением на него эффекта последующих тектонических движений.

#### КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ СХЕМЫ И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РИФТОВ

Континентальные рифты (и рифтогенные окраины) имеют весьма различные характеристики, что указывает на большое разнообразие порождающих их процессов. Имеется много категорий рифтов, которые включают палеорифты континентальных окраин (например, Атлантических окраин), очевидно, изолированные внутриплитные рифты (Мидконтинент США), рифты, которые в пространственном и временном отношении связаны с орогеническими поясами (Рейнский, Байкальский) или с трансформными границами (Мертвое море, трог Салтон). Рифты могут быть представлены сложными структурами, такими, как провинция Бассейнов и Хребтов на западе США, интра-



Таблица 2

## Характерные признаки континентальных рифтов

Признаки	Современные рифты	Палеорифты
<b>Структурные и геоморфологические</b>		
Ширина в общем 35—60 км	x	x
Длина порядка 1000 км	x	x
Развитие рифтовой долины	x	x
Сложная грабенообразная структура		x
Признаки растяжения, нормальные сбросы и дайки	x	x
Часто проявляются:		
асимметричное поперечное сечение	x	x
внутририфтовые горсты и грабены	x	x
коленчатый рисунок в плане	x	x
изменение полярности вдоль простирания	x	x
Широкие сводовые поднятия	(x)	
Утоненная кора, 35 км или меньше	x	(x)
Утолщенная кора		(x)
Утоненная литосфера	x	
Широкие осадочные бассейны (впадины) ранней стадии	x	x
То же поздней стадии		x
<b>Магматические</b>		
“Влажные”, «сухие» рифты	x	x
Состав вулканитов разнообразный, преимущественно щелочной (но также известково-щелочной и толеитовой)	x	x
Бимодальная магматическая деятельность	x	x
Последовательность от щелочного состава к толеитовому	(x)	(x)
Миграция вулканической активности от периферии к осевой части рифта	(x)	(x)
Рои даек, кольцевые комплексы	(x)	(x)
Субвулканические и (или) размещенные в средней части коры магматические камеры/интрузии	(x)	(x)
Подкорковый астеносферный диапир	x	
Рифтовая “подушка” в глубоких частях коры		(x)
<b>Геофизические</b>		
<i>Pn</i> -скорости меньше, чем 7,8 км/с	x	
<i>Pn</i> -скорости больше, чем 8,0 км/с		x
Низкоскоростные слои в коре	x	
Высокоскоростные слои в нижней части коры		x
Телесейсмическое запаздывание <i>P</i> -волн	x	
Длинноволновой гравитационный минимум (низкоплотностная мантия)	x	
Длинноволновой гравитационный минимум (утолщенная кора)		(x)
Осевой гравитационный максимум (с длиной волны приблизительно 100 км)	(x)	x
Локальные гравитационные максимумы и минимумы (с длиной волны порядка 10 км)	x	(x)
Осевая гравитационная аномалия в свободном воздухе (максимум), понижающаяся с возрастанием изостатической компенсации	(x)	(x)
Сложная система магнитных аномалий	x	x
Высокий тепловой поток на поверхности	(x)	
Поднятие изотерм в литосфере	x	
Нормальные тепловой поток и изотермы		x
Малая глубина точки Кюри	x	
Магнитотеллурические аномалии	x	
Мелкофокусная сейсмичность, приуроченная к рифту	x	
Тектоника растяжения, установленная по фокальным механизмам	x	

Примечание. x — типично проявляется; (x) — проявляется иногда; частично не наблюдается в связи с наличием мощного (пострифтового) осадочного чехла.



кратонными рифтовыми впадинами (например, Североморская впадина), или возможными следами движения горячих точек (например, зона Снейк-Ривер—Иеллоустоун). Эти различия обусловили разнообразие геологических и геофизических черт рифтов, которое может еще более возрасти в связи с эффектом последующих деформационных событий (например, во многих авлакогенах). Это превращает достоверное распознавание многих древних рифтов и рифтовых впадин в сложную и дискуссионную проблему.

Для континентальных рифтов предложено много классификационных схем, однако пока не существует общепринятой негенетической классификационной системы, сходной, например, с таковой для седиментационных бассейнов [11].

Характеристика континентальных рифтов усложняется многими факторами, включая те, которые изменяются со временем, такие как средняя величина поднятий, гравитационные и термальные аномалии, тепловой поток и пр. (см. ниже, в разделе "Направления эволюции"). Поэтому, перечисляя характерные черты рифтов, очень важно проводить различия между активными (современными) и древними рифтами, а также между рифтами в различных геологических обстановках и рифтами, находящимися на разных стадиях эволюции рифтогенеза. Бёрк [24] предложил классификацию, предусматривающую выделение 11 классов "неудавшихся" рифтов (*Failed Rifts*), протягивающихся вглубь континентов, которая отражает различия в их структурных и стратиграфических стилях. С других позиций подошел к классификации рифтовых зон Е.Е. Милановский [76, 77], подразделивший их на основе структурных и генетических критериев на четыре главные категории. Две из них, континентальные и межконтинентальные рифтовые зоны, в свою очередь, подразделяются им на: 1) **эпиplatformенные** рифтовые зоны, в которых рифтообразование имело место после весьма продолжительного периода платформенного развития, 2) **эпиорогенные** рифтовые зоны, где оно непосредственно следовало за орогенной стадией или даже происходило в течение последней. Среди эпиplatformенных рифтовых зон Е.Е. Милановский различает крайние типы: а) **сводово-вулканический**, характеризующийся интенсивной и продолжительной наземной вулканической активностью, например, Кенийский и Эфиопский рифты Восточной Африки, б) **щелевой**, характеризуемый грабенами большой глубины, со слабым проявлением или отсутствием вулканизма, например, Рейнский и Байкальский рифты, а также ряд переходных типов между ними.

Третий подход, исходящий из разнообразия процессов образования и особенностей размещения рифтов, стремится связать рифты с двумя основными механизмами их формирования: "**активным** способом рифтообразования", при котором рифты возникают в результате местного подъема астеносферы, и "**пассивным** способом рифтообразования", когда рифты формируются вследствие напряжений растяжения, возникающих в результате взаимодействия плит [7, 109, 119]. "Активный" механизм предполагает термальную мантийную аномалию, возникшую до начала рифтообразования и являющаяся движущей силой последнего. В "пассивном" механизме любая мантийная термальная аномалия является реакцией на рифтообразование, вызванное подъемом кровли астеносферы под утончающейся в процессе растяжения литосферой. Сенгёр и Бёрк [119] предполагают различную последовательность событий, типичную для этих двух способов рифтообразования: при "активном" механизме — сводообразование—вулканизм—рифтообразование, при "пассивном"—рифтообразование — (поднятие?) —вулканизм. При активном механизме тепловой поток, величина поднятия и объем связанных с рифтообразованием должны быть больше, чем при пассивном. Влияние дорифтовых структурных элементов предполагается более сильным в случае пассивного рифтообразования, чем при активном.

К сожалению, как подчеркнул П. Мор [80], для большинства рифтов время проявления и реальные взаимоотношения вулканизма и рифтообразования остаются в общем поразительно слабо выясненными, обнаруживая в конкретных случаях большое разнообразие. Однако две постулированные модели эволюции рифтообразования, представляющие собой упрощенные крайние варианты типовых механизмов, могут в настоящее время служить в качестве полезной рабочей гипотезы.

Какая из классификационных систем окажется в конечном счете наилучшей, покажут будущие исследования. Вызывается ли рифтообразование процессами, происходящими под литосферными плитами или внутри их, или же оно требует определенного сочетания литосферных и подлитосферных процессов, может быть, однако, в дальнейшем выяснено в результате обобщения и синтеза уже имеющихся данных о конти-



нентальных рифтах. Табл. 2 представляет попытку суммировать структурные, морфологические, магматические и геофизические черты типичных ныне активных (современных) и древних (палео-) рифтов. Некоторые из этих черт будут ниже прокомментированы.

### Структурные и геоморфологические черты

Как часто отмечается в литературе, большинство континентальных рифтов имеет ширину 35-60 км, по-видимому, независимо от времени образования, тектонического положения и мощности коры или литосферы.

Возможно, более важным фактором является скорость растяжения. Низкие скорости приводят к образованию широких, разбитых сбросами впадин, тогда как высокие скорости благоприятствуют развитию относительно узких, отчетливо выраженных рифтов, часто связанных с вулканизмом. Внутри отдельных рифтов этот механизм проявляется в их сужении книзу со временем, причем активность постепенно все более концентрируется вдоль осевых зон наиболее сильного растяжения.

Современные рифты и многие палеорифты не подвергались последующим сжимающим деформациям и приурочиваются

почти повсеместно к областям с аномально тонкой корой (или литосферой). Поскольку области с утоненной корой в общем отличаются большей прочностью, чем области с более мощной корой (вследствие относительной прочности оливина), если они не ослаблены разогревом, то есть основание предполагать, что утонение коры является не причиной, а результатом процесса (процессов) рифтообразования (см. обсуждение этого вопроса ниже).

Региональное поднятие, если оно вообще происходит, представляет характерную черту лишь термально активных, современных рифтов. Другое отличие между активными и древними рифтами (если последние обнажаются) состоит в том, что морфология рифтовой долины со временем постепенно становится менее отчетливой вследствие эрозии и заполнения осадками. Вместе с тем в ранних глубоко эродированных рифтах обычно можно наблюдать возрастание сложности грабеноподобной структуры с появлением сбросовых зон, даек и других интрузий. Примерами хорошо обнаженных протерозойских рифтовых структур являются авлакоген Атапуско в Канаде [35, 52, 53] и Гардарская магматическая провинция в Гренландии [125]. Отношение обнаженных интрузивных пород к осадочным и вулканическим

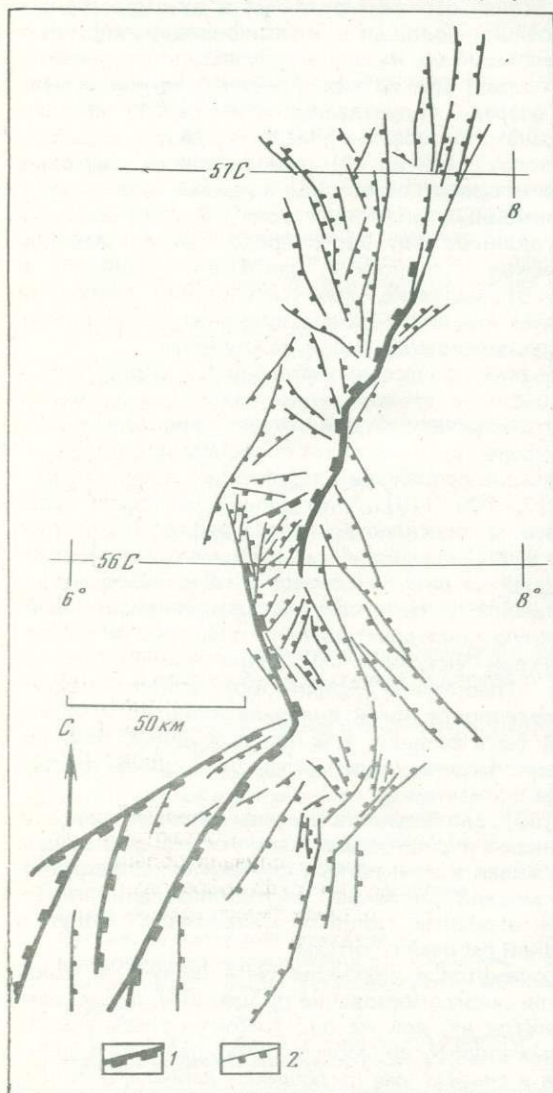


Рис. 6. Сеть разломов грабена Хорн

Сбросы: 1 — главные, 2 — второстепенные. Зубцы обращены в сторону опущенных крыльев сбросов



образованиям заполнения грабена, по-видимому, в целом также возрастает по мере увеличения глубины эрозионного среза. Эти изменения сопровождаются соответствующими изменениями локального (или коротковолнового) магнитного и гравитационного аномальных полей (см. ниже). Таким образом, несмотря на постепенное изменение морфотектонического выражения, наблюдаемого в древних рифтах, имеет место общее сходство даже протерозойских рифтов с современными, что позволяет считать, что процесс (процессы) рифтообразования мог сохранять свой характер на протяжении, по крайней мере, около 2500 млн. лет.

Обычно рифты обладают асимметричным строением как в плане, так и в поперечном разрезе. В качестве иллюстрации этого можно привести пример грабена Хорн в Северном море (рис. 6, 7). Этот грабен или рифтовая зона длиной приблизительно 300 км варьирует в ширине от 30 км в центральных частях, до 70 — на обоих окончаниях, обладающих воронкообразной конфигурацией, характерной также для многих сегментов океанских рифтовых хребтов, например, для области FAMOUS [110]. Окончание грабена, кроме того, характеризуется отчетливо веерообразным расположением разломов и уменьшением вертикальной компоненты смещения по отдельным сбросам, что видно, например, во многих сегментах Восточно-Африканской рифтовой системы [9] и на южном окончании Рейнского грабена [55].

Грабен Хорн в северной части выражен главным краевым сбросом на востоке и изгибом основания и рядом ступенчатых сбросов на западе (см. рис. 6). При движении к югу полярность меняется, и главный краевой сброс располагается здесь на западной стороне грабена, демонстрируя амплитуду вертикального смещения подошвы цехштейна до 6 км. Хотя грабен в основном является структурой растяжения, общая его конфигурация, локальные проявления структур сжатия и эшелонированное расположение сбросов позволяют установить, что во время ранней фазы деформаций в нем имело место также слабое левостороннее сдвиговое перемещение. Небольшие внутриграбеновые горсты наблюдаются близ центральной его части (южнее 56° с.ш.), а также близ обоих его окончаний.

Рис. 7 показывает, что погружение дна грабена происходило в течение трех различных эпизодов (или периодов) и контролировалось несколько различными механизмами. Первые два из них в пермо-карбоне выражались в резко асимметричном опускании, с развитием антитетических сбросов, падающих в сторону главного краевого сброса и с вращением отдельных блоков вдоль поверхностей нормальных листрических сбросов. Один или оба эпизода сопровождались предполагаемым левосторонним сдвигом. Третий эпизод, имевший место в триасе, очевидно, представлял собой "чистое" явление растяжения, вызвавшее единообразное опускание на всем протяжении грабена. Многостадийная эволюция грабена Хорн сопровождалась раннепермским вулканизмом [16, 75, 95] в виде извержений щелочных базальтов и риолитов. Лавовые потоки и переслаивающиеся с ними агломераты, туфы и кластические осадки, по-видимому, покрывали значительные части дна грабена. Вулканическая активность в грабене Хорн была синхронной со сходным вулканизмом в грабене Осло [107], так же как и в Центральном грабене Северного моря [75], что указывает на одновременное начало рифтообразования и вулканизма в обширных частях Североморской рифтовой системы.

Структурные соотношения, установленные в грабене Хорн, так же как и признаки повторных тектонических подвижек могут быть типичными для многих континентальных рифтов. Наблюдения подтверждают идею о том, что рифт, однажды возникнув, продолжает проявлять себя как главная зона анизотропии, вдоль которой стремятся разрядиться тектонические напряжения, передаваемые через литосферу. Тот факт, что отдельные периоды рифтообразования внутри одной и той же области существенно различаются по характеру развития рифтовых структур, может указывать на то, что состав и строение литосферной плиты — факторы, не полностью контролирующие процесс рифтообразования.

### Черты магматизма

Как показано в табл. 2, характер магматизма континентальных рифтов варьирует в широких пределах. Так, в новейшем сравнительном исследовании рифтов Кенийского, Рио-Гранде и Осло Вильямс [129] приходит к выводу, что рифты имеют меньше общего в отношении магматической активности, чем это можно было бы ожидать на основании



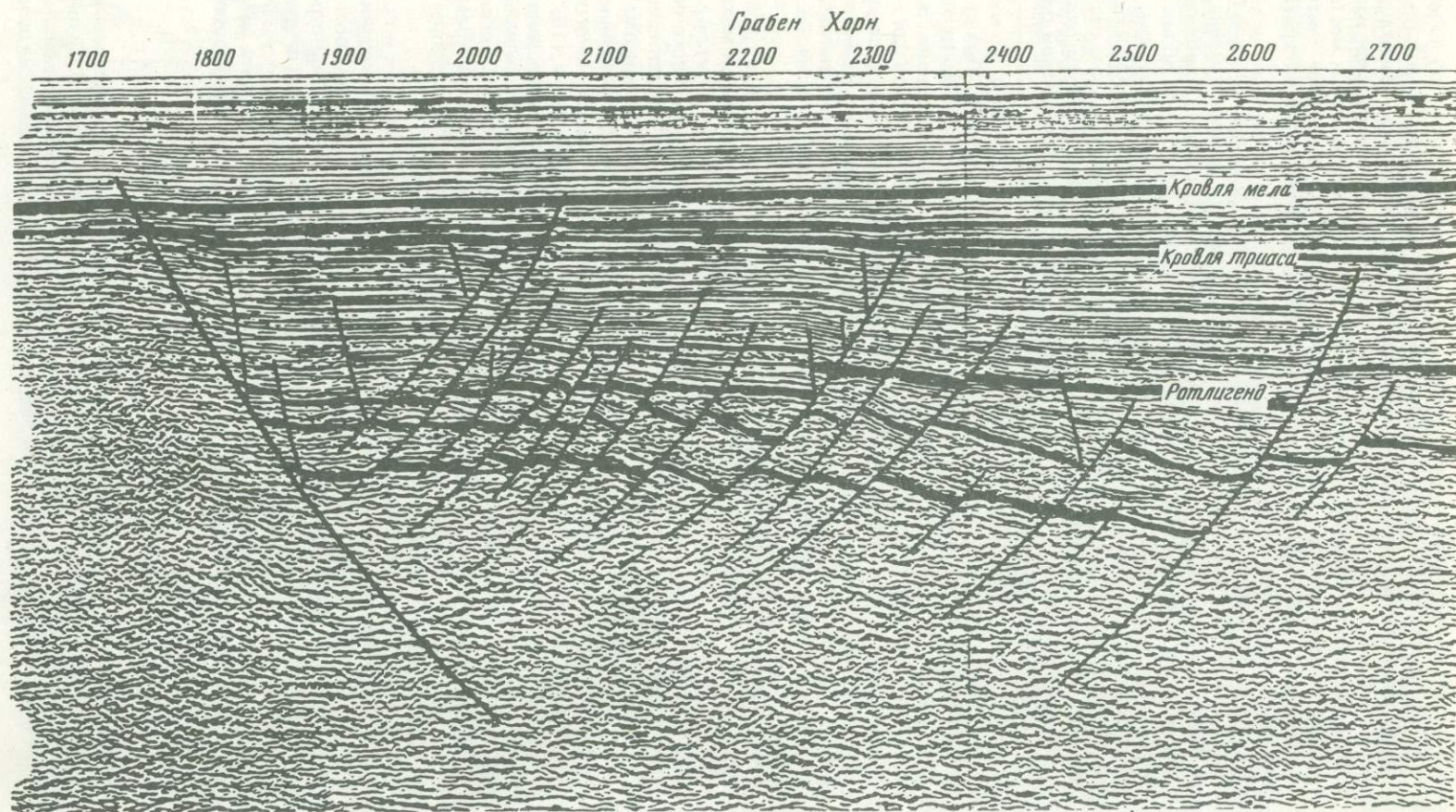


Рис. 7. Интерпретированный сейсмический разрез центральной части грабена Хорн



беглого знакомства с литературой. Кроме того, поскольку магматические породы "типичного" рифтового характера встречаются также в другой геологической обстановке, предположительно считающиеся характерными для рифтов свиты щелочных пород, не могут дать достоверных критериев для идентификации палеорифтов. Следовательно, лишь весь комплекс физических, геологических и геохимических параметров может помочь идентифицировать как современные, так и другие континентальные рифты. Поразительное разнообразие магматического проявления рифтов, возможно, отражает влияние таких факторов, как тектоническая обстановка, состав литосферы и астеносферы и термальная эволюция соответствующей рифтовой зоны.

Неоднократно отмечалось, что, хотя развитие многих рифтов бывает связано с интенсивными проявлениями вулканизма ("влажные рифты", wet rifts), в других рифтах они незначительны или отсутствуют ("сухие рифты"). Большинство активных рифтов может служить примерами первых, но западный рифт Африки, Байкальский рифт, Рейнский грабен и многие авлакогены часто приводятся как примеры последних (например [80]). Поскольку контраст в проявлениях вулканизма между "влажными" и "сухими" рифтами может отражать различие термальных условий в астеносфере, постольку общее количество магматических продуктов (вулканитов и интрузивов) является наименее спорной и соответственно наиболее важной мерой магматической активности в рифтовой зоне. Имеется много данных геофизических наблюдений, указывающих на присутствие внутри рифтовых зон необнаженных вулканитов, интрузивных тел и магматических камер, расположенных на малых и больших глубинах [37, 45, 106, 114].

Таким образом, для большинства рифтов характерно присутствие значительных объемов магматических пород, большая часть которых размещена внутри коры, особенно в нижних ее частях. До сих пор остается неясным вопрос, почему лишь небольшие или даже ничтожные порции магматического расплава достигают поверхности. Было высказано предположение, что "влажные рифты" более благоприятны для высоких скоростей растяжения, чем "сухие рифты", которые нередко возникают при низких его скоростях, поскольку скорость растяжения связана с динамикой подъема астеносферы и генерацией магмы [15].

Рифтовый магматизм в общем имеет щелочной характер (с колебаниями от переходного до сильно щелочного), но толеитовые и известково-щелочные типы пород могут также присутствовать в рифтах. Крайне важно, однако, рассмотреть временные соотношения рифтообразования и вулканизма; например, необходимо различать собственно рифтовый и дорифтовый вулканизм, который в общем обнаруживает менее щелочной характер. Собственно рифтовый вулканизм в ряде случаев характеризуется переходом во времени от щелочных базальтов к толеитовым [42, 107]. В других случаях доминирующим фактором в изменениях химизма вулканитов является их положение в структурном плане рифта, извержения толеитовых базальтов происходят близ оси рифта, тогда как щелочных базальтов — на его флангах [9, 14, 15, 67].

Мафические щелочные породы (щелочной базальт, базанит, нефелинит и др.) отчетливо обогащены щелочами, несовместимыми (incompatible) элементами (включая редкоземельные) и летучими (в частности  $\text{CO}_2$ ) по сравнению с толеитовыми базальтами, при этом наблюдается относительное обогащение легкими редкоземельными элементами по сравнению с тяжелыми [92]. Толеитовые базальты континентальных рифтов и платобазальты относительно обогащены щелочами и несовместимыми элементами по сравнению с абиссальными толеитами и обогащены (или, по крайней мере, не обеднены) легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых. Установленные большие различия между базальтами континентальных рифтов могут отражать результат ряда процессов, происходивших во время плавления и (или) после него. К наиболее важным факторам относятся неоднородность мантии, глубина плавления и высокий уровень фракционирования, свойственный слабощелочным базальтам [10, 92, 94].

Часто описываемое бимодальное распределение вулканитов в континентальных рифтах с точки зрения содержания в них  $\text{SiO}_2$  рассматривалось П. Мором [80], предполагающим, что бимодальность (или "пробел Дэли") отчасти искусственно создается использованием  $\text{SiO}_2$  в качестве показателя фракционирования, а отчасти возникает в результате фильтрации через плотное вещество коры [43]. Мор считает, что



явная бимодальность вулканитов и объемы отдельных их типов не отражают соотношение магм, фракционированных в глубоких магматических камерах. По нашему мнению, этот вывод подтверждается, например, тем фактом, что в глубоко эродированном грабене Осло имеется значительная доля как интрузивных, так и эффузивных пород среднего состава, что существенно суживает "пробел Дэли".

Магматическая активность в рифтовых зонах проявилась в различных характерных формах, таких как дайки и силлы, рои даек, взрывные трубки, вулканы и кольцевые комплексы, а в более древних (глубже эродированных) рифтах также в форме сложных батолитов. Эти вулканотектонические структуры обычно закономерно размещаются в пространстве, в частности, относительно оси рифта. Размещение вулканических центров, по-видимому, связано с мощностью коры или литосферы [35, 81], тогда как ориентировка различных вулканотектонических элементов, могущих служить индикаторами палеонапряжений [91, 134], может быть использована с целью выявить изменения напряжений во времени [10, 112].

### Геофизические признаки

Геофизические признаки, в особенности активных рифтов, четко указывают на то, что поверхностные проявления рифтообразования связаны с сегментами коры, значительно отличающимися от стандартной континентальной коры (см. табл. 2). Некоторые из этих характерных геофизических признаков обнаружены также в палеорифтах, хотя в последних, особенно в протерозойских, они выражены менее отчетливо.

Наиболее определенные данные об аномальной структуре коры и верхней мантии под рифтами дает сейсмическое профилирование, показывающее, что современным рифтам свойственны утоньшение коры (и литосферы), аномальная верхняя мантия, а также аномальные скорости в верхних и средних частях коры [3, 20, 21, 47, 88, 96, 98–102], тогда как нижняя часть коры под палеорифтами может характеризоваться высокими сейсмическими скоростями, что рассматривается как результат изменения ее при инъекции мантийного материала [82], (см. также данные о равнине Снейк-ривер [18]).

Самая верхняя часть мантии под утоненной корой в современных рифтовых зонах характеризуется аномальными скоростями  $P$ -волн, в общем колеблющимися в пределах 7,3–7,8 км [40, 96]. Эти низкие скорости и наличие низкоплотностного мантийного материала часто интерпретируются как свидетельство существования здесь самой верхней части астеносферного диапира, вещество которого находится в состоянии частичного плавления. Телесеismicкие данные о запаздывании  $P$ -волн в Байкальской области [137] позволяют предполагать, что аномальная мантия может распространяться на значительно большую область, чем ее видимое поверхностное выражение в виде рифтовой зоны. Признаки существования сложно построенной слоистой переходной зоны между корой и мантией, например, под Рейнским грабеном [89, 127] могут быть обусловлены многочисленными основными интрузиями в нижней части коры. Для обширной области Рейнского грабена есть также свидетельства отчетливо выраженной анизотропии в распространении сейсмических волн с максимальными скоростями  $Pn$ -волн 8,43 км/с в направлении, примерно параллельном оси грабена и 7,77 км/с – перпендикулярно ей [13, 127].

Кривые зависимости между скоростями и глубинами для четырех континентальных рифтов, приведенные на рис. 8, показывают, что кроме аномальных скоростей  $Pn$ -волн, в Байкальском, Рейнском рифтах и рифте Рио-Гранде наблюдаются также инверсии скоростей в средней части коры, но они не отмечены в Кенийском рифте, возможно, из-за неполноты данных. В рифте Рио-Гранде выявляется присутствие в средней части коры (на глубинах около 18–29 км) магматического тела [114, 115], однако мощность и площадь его распространения представляют предмет обсуждения (и продолжающихся исследований). В Кении (см. рис. 8) высокая видимая скорость в 6,4 км/с в коре на глубинах менее 18 км позволяет предполагать присутствие высокоскоростного базальтового материала, что согласуется с интерпретацией гравиметрических [8, 45] и сейсмических данных [71].

В палеорифтах мы не наблюдаем аномальных скоростей в верхней мантии. Напротив, в кровле нормальной мантии ( $Pn$ -волн  $> 8,1$  км/с) находится высокоскоростная



нижняя часть коры. В позднепалеозойском грабене Осло в основании коры на глубинах приблизительно от 20 до 32 км (Мохо) располагается тело, характеризующееся скоростями  $Pn$ -волн 7,5–7,6 км/с [105, 106, 118, 124]. По-видимому, сложная переходная зона и часть астеносферного диапира, присутствующие в современных рифтах, вошли в кору палеорифта, а новый раздел Мохо установился под палеорифтовой "подушкой", ныне покоящейся на нормальной мантии. В грабене Осло, однако, кора остается относительно утоненной на несколько километров по сравнению с обрамляющими его с обеих сторон участками Фенноскандинавского щита [106]. В еще более древнем палеорифте Миссисипской "бухты", где позднедокембрийский рифт был реактивирован в мезозое [26, 62], также имеется аномальный высокоскоростной слой (7,3 км/с) в основании коры [82]. Муни и его соавторы считали, что его существование указывает на изменение нижней части коры в результате инъекции мантийного материала. Миссисипская "бухта", в отличие от значительно более молодого грабена Осло, демонстрирует утолщение коры, возможно, обусловленное последующими деформационными событиями и изостатической перестройкой. Пространственные связи между многими древними рифтами и впадинами на кратонах позволяют предполагать, что их погружение могло зависеть от структурных и вещественных изменений, вызванных рифтообразованием [11]; положительные аномалии масс вызывали изостатическое опускание [32, 72].

Гравиметрические исследования представляют другой важный источник данных. В сочетании с данными сейсмических исследований методами преломленных и отраженных волн они дают региональную картину, необходимую для интерпретации рифтовых структур в объеме. Поскольку гравианомалии отражают латеральные изменения в распределении масс, такие исследования помогают также определению стадий эволюции современных рифтов или стадий эволюции и времени прекращения развития палеорифтов.

Существенные особенности гравитационных аномалий Буге, свойственные рифтам, суммированы на рис. 9. Аномалия с очень большой длиной волны порядка 1000 км (7 на рис. 9) наблюдается в некоторых современных рифтах, например, в Восточно-Африканских [45] и Рио-Гранде [108, 111]. Эта аномалия интерпретируется как обусловленная существованием обширного тела с несколько пониженной плотностью в астеносфере, замещающей вышележащую литосферу. Лишь несколько процентов частичного плавления требуется для того, чтобы вызвать эту отрицательную аномалию плотности; отношение расплава к твердым породам астеносферы, по-видимому, возрастает в направлении верхней части растущего диапира, постепенно становящейся все более разуплотненной. Эта длинноволновая гравианомалия не наблюдается в древних рифтах, что согласуется с сейсмическими данными, указывающими на нормальные скорости в их верхней мантии.

Широкий (до 100 км) центральный гравитационный максимум (см. 2 на рис. 9), на который наложена более узкая линейная зона минимума, часто обнаруживается в современных рифтах [4, 45, 65, 106, 116, 127], но более обычна, и, возможно, даже более резко выражена в древних рифтах [50, 63, 106, 126]. Этот четкий гравитационный максимум указывает на то, что астеносфера проникла в кору (вызывая положительную аномалию плотности масс), что схематически иллюстрируется (см. рис. 9). Размер центрального максимума служит прямой мерой для определения массы инжецированного мантийного материала и более косвенно — степени утонения коры. Осевой интрузивный комплекс (иногда неправильно называемый "осевой дайкой") обычно достигает глубины около 20 км под поверхностью рифта, но может подходить к ней значительно ближе, до глубин 5–10 км [32, 65]. Широкий гравитационный максимум выявляется даже в областях, подобных кайнозойскому Байкальскому рифту, если учесть влияние толщи осадков мощностью около 6 км [4, 135, 136]. Хотя центральный гравитационный максимум обнаруживается не везде, например, в Западном рифте Восточной Африки [131] и в рифтовой системе Св. Лаврентия [66], инъекция мафических пород из подкорковых глубин представляет, судя по гравиметрическим данным, по-видимому, ключевой фактор в развитии многих рифтовых систем и связанных с ними комплексов изверженных пород.

Избыток масс, обусловленный интрузией относительно плотного материала в кору, может вызвать в общем как положительную аномалию Буге, так и положительную аномалию в свободном воздухе [32]. Поскольку первая является следствием контраста



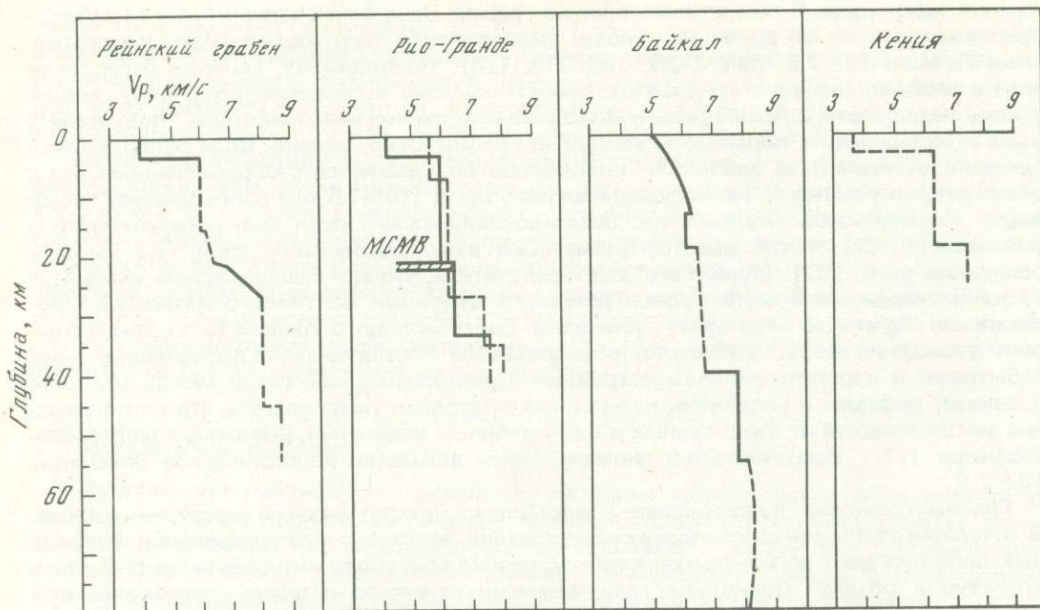


Рис. 8. Сравнение диаграмм изменений скоростей продольных волн  $V_p$  (в км/с) с глубиной в центральных осевых частях четырех главных кайнозойских континентальных рифтов (по Ольсену [95]). МСМВ — интервал глубин, в котором наблюдались внутрикоровые магматические тела (в центральной части штата Нью-Мексико)

между плотностями интрузивного комплекса и его непосредственного окружения, эта аномалия будет сохраняться неограниченно долго после своего возникновения, хотя она может быть несколько замаскирована отрицательными аномалиями, вызванными низкоплотными осадками и интрузивами (см. ниже). Аномалия в свободном воздухе имеет тенденцию к уменьшению со временем, отражая, однако, степень достигнутой местной изостатической компенсации.

Гравияномалии третьего типа (см. 3 на рис. 9) обычно накладываются на широкий центральный максимум и представляют более резко ограниченные локальные депрессии гравитационного поля порядка 10 км в поперечнике. Они являются результатом существования либо центральной грабенообразной впадины (чаще выполненной осадками, вулканитами и (или) водой), либо неглубоко залегающих кислых интрузивных тел, или же следствием комбинации всех этих факторов. В активных рифтовых зонах депрессия рифтовой долины является наиболее вероятной причиной этих аномалий, как отметил Буллард [23], в отношении рифта Грегори (Кенийского), тогда как в более глубоко эродированных палеорифтах, таких, как грабен Осло, доминирует влияние батолитов кислого состава [106].

Большая часть данных о тепловом потоке современных континентальных рифтов, например, Байкальского, систем Бассейнов и Хребтов, Восточно-Африканской, Рейнской, Рио-Гранде [83, 84] указывает на то, что они характеризуются высоким тепловым потоком, в среднем для грабенов в рифтовых системах составляющим от 70 до 125 мВт/м<sup>2</sup>. Данные для существенно невулканических участков Восточно-Африканской рифтовой системы указывают на нормальный или пониженный тепловой поток, что говорит о важнейшем значении вулканического компонента в переносе тепла в молодых рифтах. За исключением системы Бассейнов и Хребтов и частично системы Рио-Гранде, высокий тепловой поток в молодых рифтах, по-видимому, ограничивается грабенами и не отмечается на широких сводовых и платообразных поднятиях, связанных с рифтовыми системами.

Этот факт можно интерпретировать как указание на то, что глубинные термальные процессы могут не проявлять себя непосредственно кондуктивными тепловыми ано-



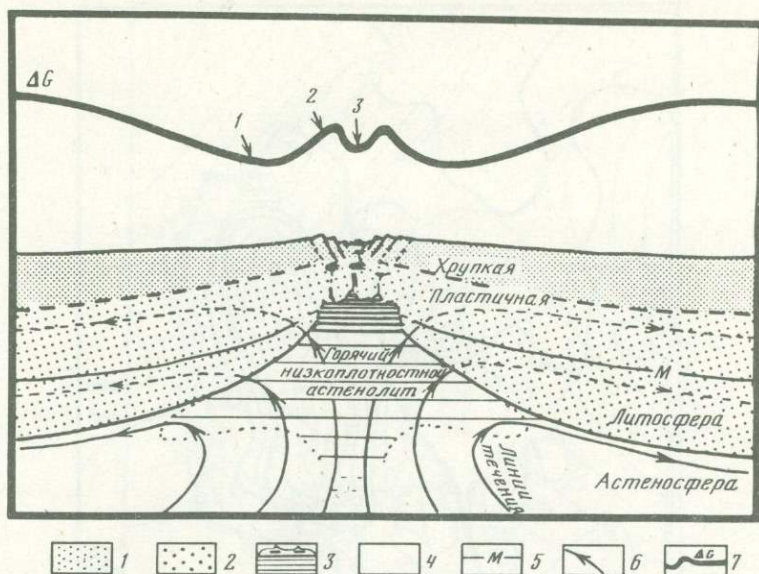


Рис. 9. Схематический разрез континентального рифта с качественным профилем гравитационных аномалий Буге

1-2 - части литосферы: 1 - хрупкая, 2 - пластичная; 3 - горячий низкоплотностный астенолит; 4 - астеносфера; 5 - граница Мохоровичича; 6 - линии течения; 7 - качественный профиль гравитационных аномалий Буге (цифры 1-3 объясняются в тексте)

малиями на поверхности молодых рифтовых зон [83, 84]. Высокий тепловой поток наблюдается лишь там, где он связан с конвективным переносом тепла при подъеме магмы, тогда как пик кондуктивного теплового потока может достигать поверхности уже после прекращения рифтообразования, что связано с низкой скоростью кондуктивного переноса тепла с глубин. Поскольку нормальная временная константа для континентальной литосферы составляет около 200 млн. лет [85], то термальные аномалии, связанные с процессами рифтообразования, вряд ли можно встретить в палеорифтах. В них наблюдаются небольшие термальные аномалии, но они в общем обусловлены эффектами терморифракции, связанными с латеральными неоднородностями в коре (например, в грабене Осло [48, 49, 122]), или циркуляцией глубинных подземных вод, возможно, вдоль реактивированных рифтовых разломов (например, в Верхнемиссисипской "бухте" [123]).

Аэромагнитные проявления рифтов сильно варьируют, что зависит от влияния многочисленных факторов, таких как мощность заполнения грабенов, величина пострифтового осадочного чехла, объем и глубина залегающих интрузивных пород и т.п. Тем не менее осевой интрузивный комплекс обычно проявляет себя и, комбинируясь с возможными дайками и вулканическими продуктами, обычно создает характерную зону локальных магнитных максимумов и минимумов, следующую простиранию оси рифта. Это хорошо выражено в Центральной Северо-Американской рифтовой системе [50]. Другой пример приведен на рис. 10, где обширные магнитные аномалии следуют контурам главных батолитов в палеорифте Осло [54].

Данные о магнитных аномалиях, полученные со спутников *POGO* и *Magsat*, в глобальном масштабе коррелируются с рифтовыми структурами [38, 39]. Рис. 11 показывает тесную связь между контурами магнитных аномалий *POGO* и рельефом границы Мохо под палеорифтом Осло (изолинии границы Мохо показаны по Рамбергу [106]). Соответствие между геофизическими характеристиками и тектоническими структурами, вероятно, указывает на то, что особенности строения магнитного поля, полученные со спутников, отражают латеральные изменения мощности и состава нижней части коры [39].

Магнитотеллурические исследования показали, что для современных континентальных рифтов характерны проводящие внутрикоровые слои [41, 60, 61]. Хотя наличие



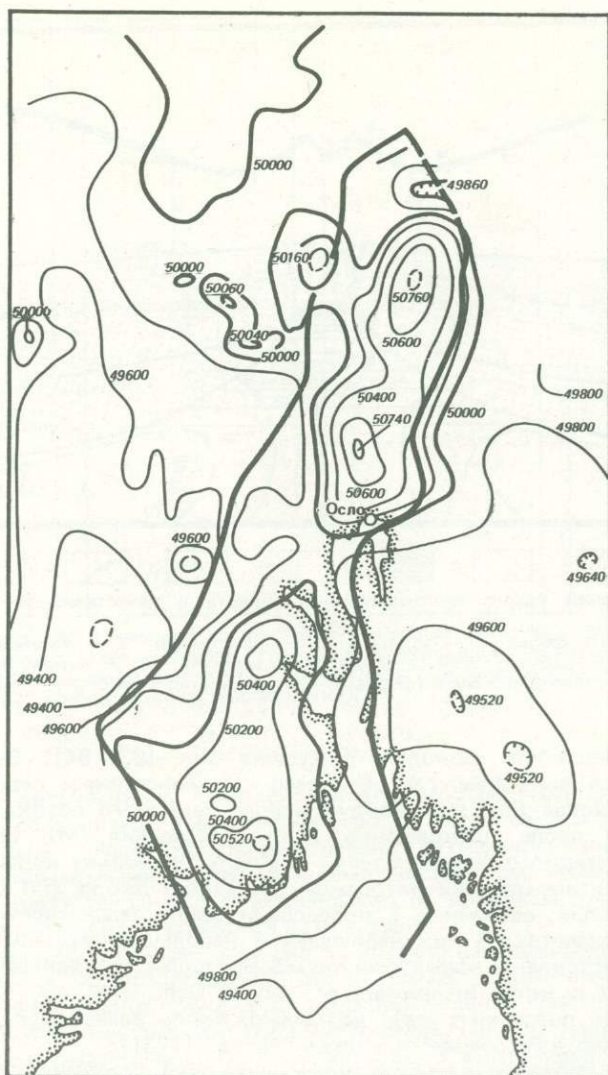


Рис. 10. Карта общей интенсивности магнитного поля района грабена Осло (оконтурен жирной линией) с сечением изолиний через 200 гамм (по Хусебай и Рамбергу [54])

слоев с низким сопротивлением можно в общем объяснить присутствием свободной воды, коровых магм, пластичных зон или концентрацией определенных минералов (графит, серпентин), Ирасек с соавторами [61] на основании данных новейшего исследования в рифте Рио-Гранде пришли к выводу, что они свидетельствуют в пользу существования пластичного слоя на глубине около 10 км и гипотезы о магматической инъекции.

В обзоре глубинных электрометрических исследований пяти рифтовых зон (Байкальской, Рейнской, Рио-Гранде, Восточно-Африканской и Исландской) Херманс [51] подчеркнул, что во всех этих областях обнаруживаются аномально низкие величины электрического сопротивления или внутри коры, или в верхах мантии. Кроме того, Херманс [51] установил, что глубинные электрометрические исследования свидетельствуют в пользу модели, в которой подъем масс астеносферного материала прямо связан с фракционированием базальтового расплава и его последующей инъекцией в кору.

Рассмотренные выше морфотектонические, магматические и геофизические черты



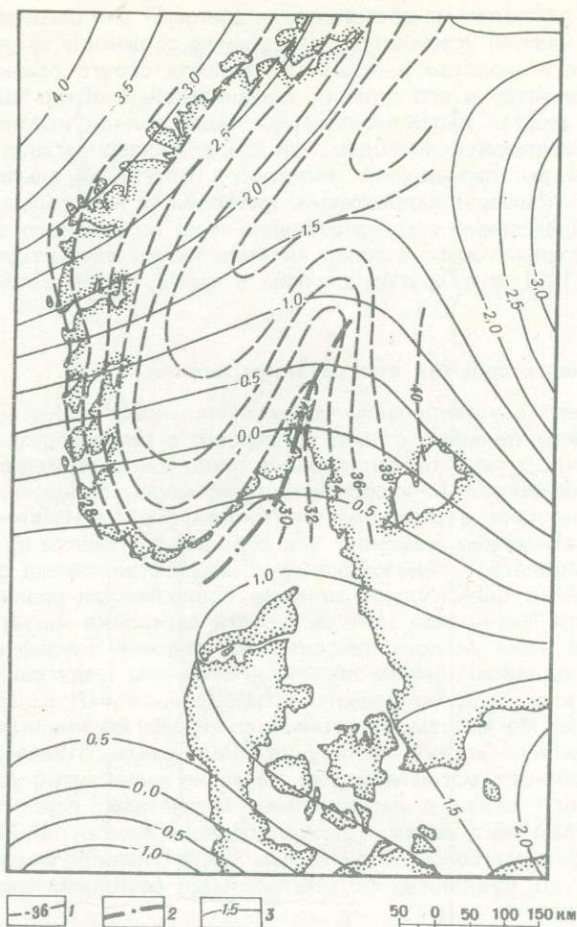


Рис. 11. Магнитные аномалии ПОГО для Южной Норвегии в сопоставлении с рельефом поверхности Мохо (по Рамбергу и др. [39])

1 — глубина залегания границы Моховичича; 2 — ось гравианомалии, связанной с рифтом Осло; 3 — магнитные аномалии (в гаммах), установленные наблюдениями со спутников ПОГО

в основном установлены при изучении небольшого числа так называемых "главных рифтовых зон Земли". Как видно, например, на рис. 1—4, в действительности существует гораздо больше рифтов как современных, так и древних, многие из которых также можно отнести к категории "главных". Критическая проверка применимости к ним многих из намеченных характерных черт рифтовых зон или выявление степени их изменчивости должны быть проведены в ходе продолжающегося детального исследования некоторых менее изученных пока рифтов Земли.

### Направления эволюции

Данные о континентальных рифтах, которыми мы располагаем, показывают большое разнообразие направлений их эволюции, что и можно было ожидать, учитывая различия в условиях размещения и характеристиках рифтовых зон. В идеале для каждого рифта или группы рифтов можно наметить простую последовательность событий — сбросообразования, интрузивной и вулканической деятельности, регионального воздымания и проседания, — которая отражена в генетической классификации рифтов [119]. Геологические, геохимические и геофизические черты, присущие развитию рифтов, должны возникать в определенной эволюционной последовательности. На практике,



однако, когда мы располагаем достаточными данными для расшифровки истории того или иного рифта, удается установить значительную сложность эволюции, и хотя рифты могут обнаруживать сходство в общих тенденциях своего развития, оно неизбежно существенно различается в его деталях. Сравнительный обзор эволюционных тенденций в различных рифтах выходит за рамки задач данной краткой обзорной статьи. Он привел бы нас к спорным выводам, так как для интерпретации данных необходимо сперва определить эти направления эволюции. В качестве альтернативного подхода мы представляем примеры направления эволюции в некоторых рифтах с обсуждением вопросов определения этих направлений и их возможного значения. Для дополнительного рассмотрения этих проблем читатель может обратиться к работам П. Мора [80], Вильямса [129] и к другим статьям в книге, опубликованной под редакцией Паульмаса [97].

### Последовательность событий при развитии рифтов

Главная проблема в установлении последовательности событий в развитии рифтов состоит в отделении явлений, прямо связанных с рифтообразованием, от явлений, которые связаны с другими тектоническими процессами, но имеют тесное пространственное и временное отношение к собственно рифтовому процессу. Как было отмечено выше, рифты возникают в различных тектонических и магматических обстановках, что усложняет и, возможно, изменяет ход событий в процессе их развития. Хорошим примером этого является кайнозойская вулкано-тектоническая эволюция юго-западной части Нью-Мехико, США, кульминацией которого явилось возникновение и развитие южной части рифта Рио-Гранде (рис. 12). Хотя датировка магматических и тектонических событий в этом регионе относительно надежна, трудно отделить магматизм (если таковой проявлялся), прямо связанный с первым (задуговым?) эпизодом растяжения в этой области, от более раннего островодужного (?) и нерифтового задугового (?) магматизма. Магматизм, связанный со вторым эпизодом растяжения, который образовал современную южную часть рифта Рио-Гранде, отличается по составу продуктов от более раннего магматизма, но также не имеет четко установленной генетической и временной связи с растяжением. Магматизм, вероятно, начался раньше главной второй фазы растяжения, которая предполагает "активный" механизм рифтообразования, но был наиболее интенсивным после главной фазы рифтообразования, что позволяет считать вулканизм скорее пассивной реакцией, чем активным источником рифтового процесса.

Столь же сложную последовательность тектонических и магматических событий удалось выяснить для других рифтов, таких как грабен Осло [107], Рейнский грабен [56], Байкальский рифт [70] и Кенийский и Эфиопский секторы Восточно-Африканской рифтовой системы [9, 80, 128, 129]. Во многих рифтах (например, Восточно-Африканских, Рейнском, Байкальском) широкое пологое проседание коры предшествовало образованию рифта, однако это могло не быть универсальной чертой истории рифтогенеза и его нельзя считать предвестником рифтообразования [80]. В некоторых рифтах (например, в южной части западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы) вулканизм проявлялся редко, и достоверная тектоно-магматическая история не может быть реконструирована, поскольку нельзя исключить возможность того, что магматизм здесь был представлен скорее в форме плутонической, чем вулканической деятельности.

Дальнейшие осложнения в установлении эволюции рифтов обусловлены множественностью событий рифтообразования, подобной той, какая была выше описана для грабена Хорн в Северном море, или наличием других эпизодов формирования впадин, предшествующих рифтообразованию, таких, как Ларамийская фаза сжатия, имевшая место ранее двух эпизодов растяжения в южной части рифта Рио-Гранде (см. рис. 12). В общем развитие рифтов не может быть охарактеризовано некоей простой последовательностью событий, возможно, отчасти вследствие взаимного наложения нескольких эпизодов рифтообразования или эпизодов рифтообразования и других тектоно-магматических событий, но, возможно, также вследствие неоднородной природы литосферы в разных рифтовых зонах и вариаций в ее реакции на сходные воздействия.



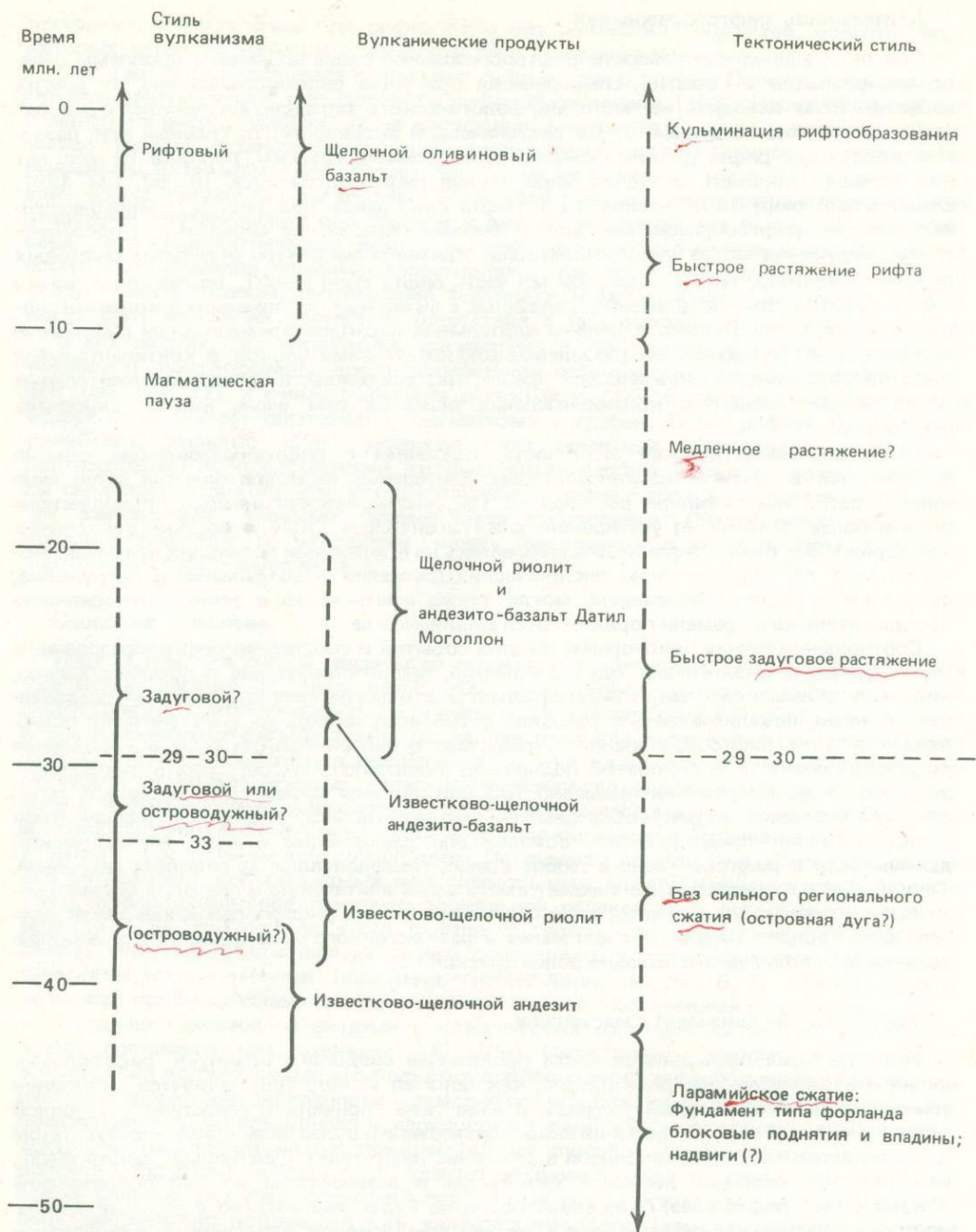


Рис. 12. Вулкано-тектоническая эволюция южной части рифта Рио-Гранде (по У.Р. Сигеру, личное сообщение, 1983 г.)



## Длительность рифтообразования

При определении длительности рифтообразования снова возникают проблемы отделения признаков и событий, специфически присущих рифтообразованию, от других событий. Если исходить из чисто морфологического определения понятия "рифты" [80], учитывающего данные об их тектонической активности, то главный этап развития грабена или рифта должен считаться относительно кратким, порядка 10 млн. лет или меньше, например, Восточно-Африканская рифтовая система [9, 80, 128, 129], Байкальский рифт [68], южная часть рифта Рио-Гранде (см. рис. 12). Многочисленные эпизоды рифтообразования, другие бассейнообразующие события или послерифтовое погружение могут удлинить историю седиментации внутри отдельных рифтовых впадин (например, грабен Хорн, южная часть рифта Рио-Гранде), но нет свидетельств того, что вертикальные движения, связанные с активным растяжением в континентальных рифтах, продолжались в течение длительных периодов времени. Если растяжение продолжается, то происходит разделение континентальных блоков, и континентальный рифт преобразуется в океанический хребет. Нет свидетельств более продолжительных периодов растяжения в континентальных областях при очень низких скоростях последнего.

Напротив, магматическая активность, связанная с рифтообразованием, обычно фиксируется в течение значительно более длительных периодов (иногда сотен миллионов лет), чем активное растяжение. Так, магматическая история продолжительностью более 50 млн. лет установлена для грабена Осло [107], а мощные вулканические серии в Восточной Африке формировались на протяжении последних приблизительно 50 млн. лет. Другие виды тектонических движений — воздымание и погружение, связанные с рифтообразованием, могли также иметь место в течение относительно продолжительного времени порядка сотен миллионов лет.

Соотношения между некоторыми из этих событий и собственно рифтообразованием могут быть очень сложными, однако события, предшествовавшие рифтообразованию, иногда были независимыми от действительно рифтовых процессов, и события, следовавшие за ними, локализовались в условиях литосферы, термально- и механически ослабленной в ходе рифтообразования. Термальная ослабленность литосферы, вызванная рифтообразованием, если она не подновлена последующими событиями, продолжает сохраняться на протяжении примерно 100 млн. лет или менее. Неоднородность литосферы, обусловленная рифтообразованием, может, однако, оставаться перманентной чертой и может предопределить локализацию деформаций и даже магматической деятельности в рифтовой зоне в любое время, следовавшее за рифтообразованием. Таким образом, рифтовая зона может иметь очень длительную и сложную магматическую и тектоническую историю, хотя единичный эпизод рифтообразования имеет длительность порядка 50 млн. лет или менее, а фаза активного расширения при рифтообразовании является еще значительно более краткой.

## Тектонические движения и магматизм

Интерпретация последовательности проявлений сводового поднятия, рифтообразования и вулканизма при рифтогенезе, как показал П. Мор [80], является в познании генезиса рифтов проблемой "курицы и яйца" или "причины и следствия". Основной вопрос состоит в том, является ли сводообразование и вулканизм прямым результатом подъема астеносферы, приводящим в движение рифтогенез ("активный" рифтогенез), или же в основном реакцией литосферы и астеносферы на рифтообразование ("пассивный" рифтогенез)? Сводовое поднятие будет рассмотрено с большей детальностью в следующем разделе; здесь же мы сфокусируем внимание на взаимосвязи магматизма и тектонических движений.

Объемы продуктов вулканизма варьируют в пределах двух порядков для современных рифтов: от 5000 км<sup>3</sup> в Байкальском рифте [69] до 500000 км<sup>3</sup> в восточном рифте Восточно-Африканской рифтовой системы [9]. Сходные вариации объемов вулкаников наблюдаются также внутри отдельных рифтовых систем. Так, большая часть вулканизма Восточно-Африканской рифтовой системы приурочена к северным (и восточным) частям системы и лишь очень малая часть — к южной (и западной). Однако следует соблюдать осторожность при включении в анализ генетических связей



тектоники и магматизма при рифтогенезе плутонических продуктов, большая часть которых, вероятно, размещалась в форме даек во время растяжения.

Там, где эрозия вскрывает фундамент рифтов, как в грабене Осло, установлено, что главные плутонические тела связаны с рифтообразованием [106]. Простой подсчет для Кенийского рифта, основанный на допущении, что плотные массы в коре под осевой частью рифта, установленные гравиметрическими исследованиями, обусловлены основными интрузиями, показывает, что объем интрузивных тел в этом рифте превышает объем вулканитов в 2 раза или более. Для рифтов с более слабым вулканизмом отношение плутонических образований к вулканическим может быть даже еще большим, хотя гравиметрические данные не дают однозначного ответа, и положительные остаточные аномалии можно интерпретировать так же, как подъем границы Мохо [136]. Таким образом, соотношения тектоники и магматизма в некоторых рифтах могут быть неясными вследствие отсутствия в них выходов магматических пород.

В тех рифтах, где проявления магматизма и тектонической активности хорошо изучены и закартированы, последовательность событий в общем оказывается сложной (см. рис. 12) и сильно варьирует в разных рифтах. В последнем сравнительном обзоре соотношений тектоники и магматизма в грабене Осло, рифтах Рио-Гранде и Кенийском Вильямс [129] указывает, что детальные исследования дали мало подтверждений тех представлений, что фазы кислого вулканизма сопровождали импульсы сводового поднятия, или что наибольшие по объему продуктов извержения в рифтах завершались главными фазами сбросообразования. Следовательно, проблема причинно-следственных отношений между тектоникой и вулканизмом в рифтах еще ожидает своего выяснения.

### Сводовые поднятия

Идея о том, что рифты связаны со сводами или куполами, была широко принята уже около десятилетия тому назад [42]. Этот взгляд, однако, в последнее время был подвергнут сомнению по двум причинам: 1) классические Рейнский, Байкальский и Восточно-Африканский рифты представляют примеры рифтов, сильно отличающихся друг от друга; 2) детальные исследования в этих классических рифтах не дали возможности установить простые соотношения между сводовым воздыманием, магматизмом и тектоническими движениями. В новейших исследованиях осадочных бассейнов и происхождения континентальных окраин было обращено внимание на роль рифтообразования как причины прогибания коры. Погружение начинается в результате ослабления (*attenuation*) коры во время рифтообразования, а в дальнейшем, в пострифтовом этапе, продолжается под влиянием термальной релаксации в литосфере и нагрузки осадков [73]. Рифты или части рифтовых систем, где обнаруживается подобный режим, могут не обнажаться на земной поверхности и устанавливаются лишь геофизическими исследованиями (например, грабен Хорн, см. рис. 6, 7). Таким образом, возникает проблема сопоставления подобных рифтов с ассоциацией рифт—свод.

Ассоциация рифтов со сводами в классических современных рифтах в последнее время поставлена под сомнение [80, 129]. Интерпретация геологических данных в отношении истории сводового поднятия проблематична, так как в лучшем случае нам известны только две поверхности — предрифтовая эрозионная поверхность (например, преимущественная денудационная поверхность в Кении) [9] и поверхность современного тектонического поднятия. При помощи многих способов датирования и идентификации "поднятий" и "прогибов" удается установить существование местных неровностей рельефа. Без учета последних факт седиментации в том или ином районе может быть неправильно истолкован как свидетельство регионального погружения, тогда как в действительности имело место региональное поднятие. Такая ошибочная интерпретация возможна, например, в случае, когда широкий свод осложняется центральным прогибом, подобным водосборному бассейну Виктория в современном Восточно-Африканском своде. Необходима осторожность при интерпретации геологической летописи в терминах регионального поднятия и погружения.

Там, где установлено сводовое поднятие, ассоциированное с рифтообразованием, новейшие исследования показывают, что выпучивание, прогибание и сбросовые подвижки комбинируются между собой, создавая структурный рельеф рифта [129]. Предполагается, что прогибание предшествует рифтообразованию в некоторых облас-



тях, таких как грабены Кении, Рио-Гранде, Рейнский и Осло [29, 56, 107, 129], однако трудно признать это погружение предвестником рифтообразования [80]. Некоторые из этих проблем, несомненно, возникают из-за трудностей разделения локальных и региональных поднятий и погружений, но очевидно, что в большинстве рифтовых областей не существует простых зависимостей между сводовым воздыманием, вулканизмом и тектоническими деформациями на протяжении большинства стадий процесса рифтообразования.

### Геофизические характеристики

Геофизические характеристики современных рифтов и палеорифтов обсуждались выше (см. табл. 2), и несомненно, что многие из них изменяются со временем. Эти изменения геофизических параметров происходят: а) в процессе модификации литосферы в течение периода рифтообразования, б) во время пострифтовой термальной релаксации, предшествующего разогрева и (или) утонения литосферы, связанного с рифтообразованием. Например, гравиметрический профиль аномалий Буге, пересекающий рифт, будет изменяться в процессе развития рифта вследствие взаимодействий между тремя главными факторами, контролирующими форму гравиметрического профиля: 1) подъем астеносферы или утонение литосферы, вызвавшее длинноволновую гравитационную депрессию; 2) плотные интрузивные тела мантийного происхождения, внедрившиеся в кору, обуславливающие гравитационные максимумы со средней длиной волны, 3) за-

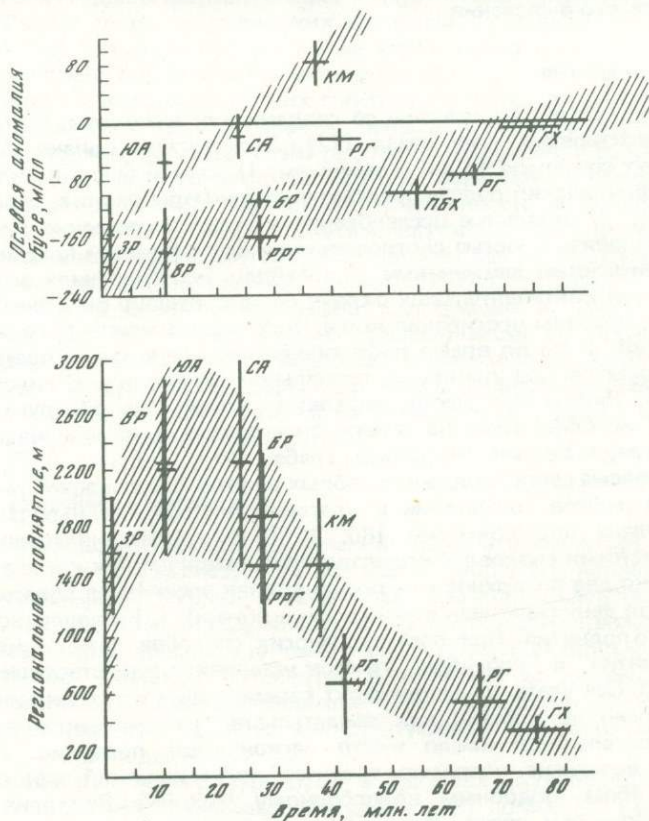


Рис. 13. "Осевая" гравианомалия Буге и "региональное" поднятие плеч рифта как функция возраста рифта (по Зейдлеру и Якоби [117])

ЗР — Западный рифт Восточной Африки, ВР — Восточный рифт Восточной Африки, ЮА — Южный Афар, СА — Северный Афар, БР — Байкальский рифт, РРГ — рифт Рио-Гранде, КМ — Красное море, РГ — Рейнский Грабен, ПБХ — Провинция Бассейнов и Хребтов (США), РГ — рифт Годовари (Индия), ГХ — грабен Хон (Ливия)



полняющий грабен низкоплотностной материал, вызывающий возникновение коротковолнового гравитационного минимума (см. рис. 9).

Пострифтовое утонение литосферы приводит к исчезновению длинноволновой гравитационной депрессии, а региональное погружение и седиментация могут полностью замаскировать средневолновой гравитационный максимум, обусловленный плотными интрузиями в коре. Другие геофизические параметры, которые изменяются в процессе рифтообразования и после него, включают тепловой поток, сейсмические скорости в верхней мантии, поднятие—погружение и электропроводность в коре и верхней мантии. Аномалии теплового потока на поверхности могут запаздывать по сравнению с термальными эффектами на глубине, и другие геофизические параметры, зависящие от температур на глубине, могут измениться раньше, чем тепловой поток на поверхности, если тепло не переносится к поверхности конвективно, магматическим путем [84, 85].

Зейдлер и Якоби [117] недавно обобщили физические параметры для ряда позднемезозойских и третичных рифтов и установили тренды изменения некоторых из этих параметров со временем. Согласно этому исследованию, "осевая" гравианомалия Буге и "региональное" поднятие показаны (рис. 13) как функция времени фактического начала рифтообразования. Зейдлер и Якоби приходят к трем выводам: 1) группировка рифтовых зон в две семьи, которые мы называем "континентальной" и "океанической"; 2) уменьшение отрицательной "осевой" аномалии Буге в континентальных рифтах со временем до нуля, тогда как "океанический" тренд изменения этой аномалии переходит через нуль; 3) подъем и снижение "региональной" альтитуды плеч рифта со временем. Признавая ограниченный характер своего предварительного исследования, эти авторы приходят к заключению, что полученные ими результаты могут быть правдоподобно объяснены изостатической моделью горячего низкоплотностного фронта, поднимающегося через нижнюю часть литосферы и вызывающего воздымание, рост свода и рифтообразование в коре и в то же время создающего характерные гравианомалии.

В аналитическом исследовании, выполненном Зейдлером и Якоби, сделана попытка показать, что их параметризованный подход к развитию рифтов дает возможность выявить фундаментальные процессы, отраженные в сложной геологической картине на поверхности. Следует, однако, заметить, что эта методика недостаточна для решения таких задач, особенно в связи с трудностями количественного выражения некоторых параметров и определения времени и что установленные тренды являются случайными или не объясняют важные детали рифтообразования. Поскольку мы не можем производить повторные измерения физических параметров в одном рифте через значительные интервалы времени, в дальнейшем должна быть изучена потенциальная возможность проведения параметрических исследований рифтов с использованием данных о многих рифтах различного возраста.

### Изменения напряженного состояния

Чтобы в литосфере происходило растяжение, требуется существование поля растягивающих напряжений, однако имеются основания предполагать, что иные поля напряжений (сжимающие) могут превалировать в течение тех фаз рифтообразовательного процесса, когда не происходило растяжения. Рамберг и соавторы [112] восстановили ориентировки палеонапряжений в истории грабена Осло, используя пики магматизма и сбросовых подвижек как индикаторы палеонапряжений. Они установили главные оси напряжений для шести стадий рифтообразования в грабене Осло, ранее установленных этими же исследователями [107]. Эти результаты обобщены на рис. 14; они показывают, что как до, так и после растяжения в грабене Осло поле напряжений было сжимающим.

Мы не располагаем в настоящее время детальной информацией об изменениях полей напряжений во времени в других рифтах, хотя изменения в ориентировке поля напряжений были установлены для Рейнского грабена [57] и для западной части США [36, 134]. Эти изменения полей напряжений были связаны с наличием нескольких стадий развития, изменением структурных стилей и направления растяжений в провинции Бассейнов и Хребтов [36] и рифте Рио-Гранде [46]. Необходимо иметь больше данных об изменениях полей напряжений и взаимодействии регионального и локальных полей напряжений, чтобы интерпретировать последовательность тектонических и магматических событий в ходе развития рифта в отношении движущих механизмов рифтогенеза.



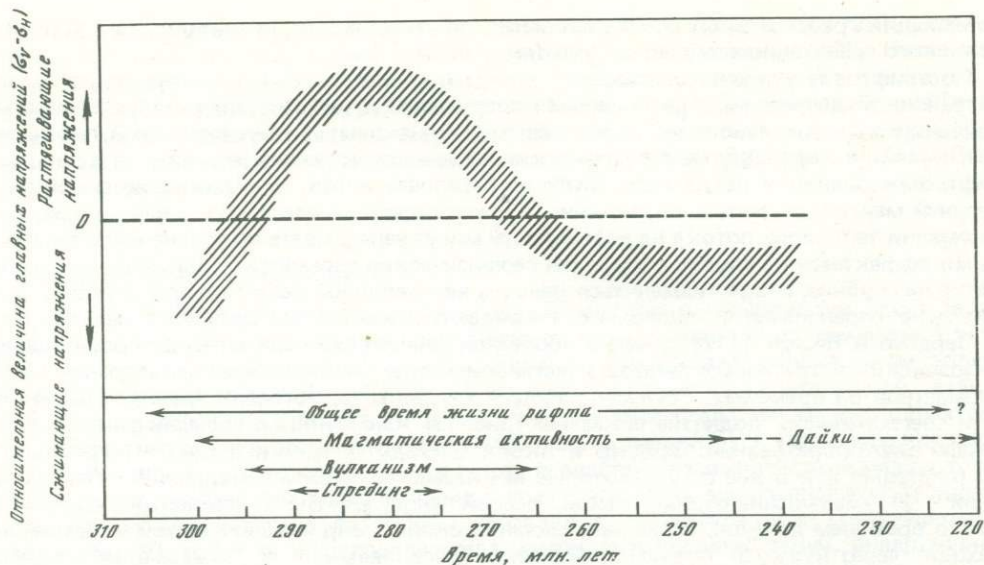


Рис. 14. Изменения относительной величины главных напряжений ( $\sigma_V - \sigma_H$ ) в ходе развития грабена Осло (по Рамбергу, Ларсену, Сундволлю)

### Скорость деформаций растяжения

Обычно считается, что скорости растяжения в континентальных рифтах значительно ниже, чем в океанических спрединговых хребтах, поскольку в континентальных рифтах величина расширения относительно мала по отношению к их относительно долгой активной жизни. Интуитивно можно также предполагать, что спрединг на континентах должен происходить медленнее вследствие предполагаемой большей прочности неоднородной континентальной литосферы по сравнению с океанической (некорректное допущение!), а также потому, что океанические плиты движутся с более высокими скоростями, чем плиты со значительным участием континентальной коры. Общее расширение до первых десятков километров на протяжении времени жизни рифта, составляющего около 50 млн. лет, указывает на то, что скорость растяжения в нем была на два порядка меньше, чем скорость растяжения, наблюдаемая в океанических центрах спрединга.

Детальные исследования развития рифтов, однако, указывают на то, что раздвиг мог иметь место лишь в течение относительно коротких интервалов времени от общей продолжительности развития рифтов, и что поэтому скорости растяжения в континентальных рифтах могут быть значительно более близкими к скоростям спрединга в океанических рифтах. Если активная стадия рифтообразования в континентальном рифте продолжается 10 млн. лет, то скорость растяжения в нем окажется лишь на один порядок меньше, чем в типичных океанских рифтах. Если же растяжение было сконцентрировано в интервале времени продолжительностью в 1 млн. лет или меньше, то скорости растяжения в континентальных и океанических рифтах должны быть сходными. Для того чтобы выяснить различия в скорости расширения между континентальными рифтами и океаническими зонами спрединга (если они имеются), требуются более детальные данные о хронологии развития континентальных рифтов и общей величине расширения в них.

### Величина расширения

Как и многие другие аспекты развития рифтов, общая величина расширения в большинстве рифтов слабо изучена. Мор [80] приводит установленные величины расширения, составляющие от 5 до 70 км для рифтов Байкальского, Восточно-Африканских и Рио-Гранде, иногда со значительным размахом колебаний величин для одного и того же рифта. Часть этих данных получена с помощью различных методов определения растя-



жения, некоторые из которых, несомненно, отражают суммарный эффект нескольких фаз растяжения или других тектонических событий.

Величина расширения может быть установлена как по геологическим, так и по геофизическим данным с использованием ряда методов и допущений. Данные геологической съемки могут быть использованы для оценки расширения на основании подсчета величины смещения по нормальным сбросам и угла наклона сместителей [46] и мощности даек. Слабая обнаженность сбросов и даек может привести к недооценке величины расширения при использовании этого метода. Гравиметрические данные можно использовать для подсчета величины утонения коры и интрузий астеносферного вещества при расширении, откуда можно установить и величину последнего [31]. Однако, если строение коры было аномальным еще до начала расширения, или, если все процессы массопереноса, например, эрозия, не включены с достаточной точностью в расчет, то результаты подсчета величины расширения могут оказаться ошибочными. Сходным образом, использование сейсмических данных о мощности коры может также привести к неправильной оценке величины расширения, если структура коры была аномальной еще до расширения. Недавно Маккензи [73] предложил простую модель расширения литосферы, связывающую погружение и тепловой поток с величиной расширения. Но опять-таки, если структура коры (или литосферы) была аномальной еще до начала расширения, при применении этой модели будет получена ошибочная оценка величины расширения. По-видимому, ни один из методов оценки величины расширения не может считаться безупречным, за исключением, возможно, тех случаев, когда они используются для весьма ограниченных участков.

Другие расхождения возникают при экстраполяции локальных величин расширения на более обширные области. Локальные величины расширения могут варьировать в пределах одного порядка или более, как, например, в ранней фазе растяжения в южной части рифта Рио-Гранде (личное сообщение Сигера). Общее расширение в континентальных областях может местами достигать 100% и более (например, в провинции Бассейнов и Хребтов [1]) и предполагается, что при рифтообразовании на континентальных окраинах величины расширения могут быть того же порядка или еще большими (например, на северной окраине Бискайского залива [30]). Для большинства современных континентальных рифтов, однако, общая величина расширения (хотя она обычно и бывает слабо изученной) должна быть порядка 10 км, или около 10% от ширины рифта. Опять-таки требуется значительно больше данных, чтобы надежно определить величины расширения в континентальных рифтах.

#### МЕХАНИЗМ РИФТООБРАЗОВАНИЯ

В последнее время внимание было сосредоточено на двух крайних вариантах движущего механизма рифтообразования — "активном", в котором рифтогенез является результатом местного термального подъема астеносферы, и "пассивном", в котором рифтогенез представляет пассивную реакцию на региональное поле напряжений [7, 87, 109, 119]. Астеносферный диапиризм, вызванный неустойчивым распределением плотностей в связи с перекрыванием более плотным материалом самой верхней литосферной части мантии менее плотной астеносферы, также должен быть принят во внимание. Морган и Бейкер [87] считают, что процесс рифтообразования нуждается в рассмотрении в двух аспектах: 1) как процесс — активный или пассивный — дает начало рифтообразованию; 2) если литосфера начала утоняться, то какую роль играют магматизм, диапиризм и тектоническая обстановка? Рифты не развиваются в гомогенной литосфере в изоляции от всех других термодинамических процессов. Сложность развития индивидуальных рифтов, несомненно, отражает не только неоднородности литосферы и, возможно, также астеносферы, возникшие раньше начала рифтообразования, но и взаимодействие тектонических и термальных процессов, происходивших в период развития рифта.

Экспериментальное и цифровое моделирование рифтов [19, 57, 86, 103, 104, 130] дало важную информацию о динамике рифтообразования. Мулугета [90] провел серию новейших опытов с центрифугой, моделируя рифтообразование, вызванное подъемом вязкого материала, который в экспериментах индуцировался действием центробежной силы. На рис. 15 показан разрез через одну из моделей этого исследователя,



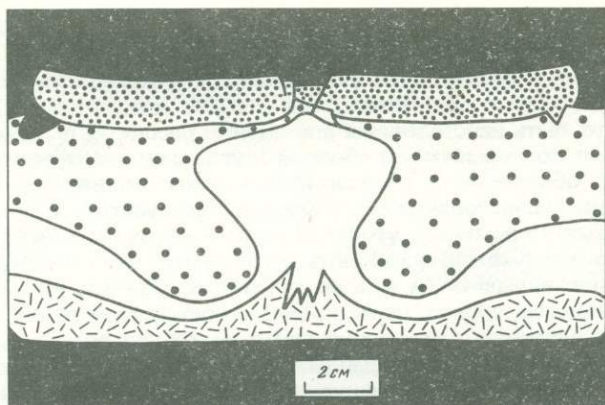


Рис. 15. Разрез модели развития рифта, полученной с помощью центрифуги (по Мулугета [90])

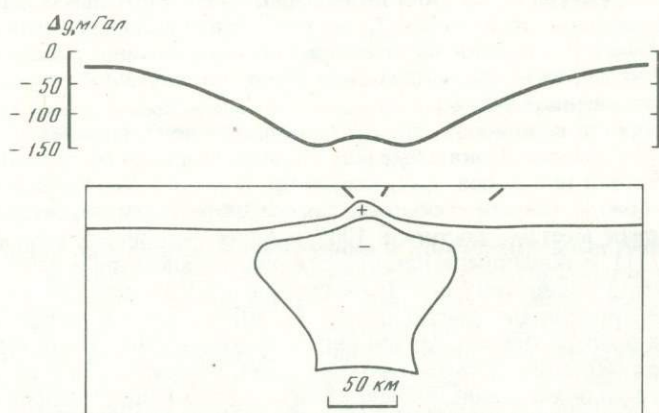


Рис. 16. Подсчитанные гравималии Буге согласно модели, изображенной на рис. 15, увеличенной до реальных размеров рифта (по Мулугета [90])

иллюстрирующий подъем и латеральное расширение диапирового тела, а на рис. 16 — подсчитанный гравитационный эффект модели, увеличенной до естественных размеров возмущающего тела. Мулугета приходит к заключению, что близкое подобие в структуре и гравитационном эффекте моделей с реально существующими рифтовыми системами позволяет предполагать значительное сходство их динамики и движущих сил.

Мы отсылаем читателя также к другим обобщающим работам по моделированию рифтов (например, [57, 86]), из которых будет видно, что, хотя многие из этих моделей могут объяснить некоторые из характерных черт рифтов, ни одна из них не объясняет всего сложного геологического развития большинства рифтов. Мы полагаем, что очевидная неспособность моделей объяснить эволюцию рифтов связана с принятыми в этих моделях ограничениями, касающимися учета мантийных неоднородностей и изменения термальных и тектонических условий в ходе рифтообразования. Модели дают возможность проникнуть в суть процессов, которые потенциально могут протекать в ходе рифтообразования, но взаимодействие между этими процессами, возможно, обуславливает значительную сложность развития реальных рифтов.

“Активный” и “пассивный” механизмы рифтообразования нельзя рассматривать изолированно один от другого. Было показано [90], что растягивающие напряжения, вызванные просто ростом термального свода, не могут объяснить наблюдающееся расширение рифтов, и хотя термальное выпучивание действительно создает поле растягивающих напряжений над куполовидным поднятием [5, 6, 17], для того чтобы произошло расширение, региональное поле напряжений также должно быть растягиваю-



щим. Следовательно, "активная" рифтовая система может контролироваться "пассивным" механизмом, определяющим время раздвига, поскольку в течение некоторых интервалов времени ему препятствовало существование регионального поля сжимающих напряжений. Напротив, если плита находится в условиях однообразного регионального поля растягивающих напряжений, то деформация локализуется там, где плита наиболее ослаблена, возможно, вследствие наличия локальной термальной аномалии. Таким образом, термальная "активная" система может определить пространственную локализацию "пассивного" рифтообразования. В дополнение к этому, диапризм во время "пассивного" рифтообразования может эффективно преобразовать систему в "активную" рифтовую систему. Практически, большинство рифтов может иметь как "активную", так и "пассивную" компоненты, и на разных стадиях рифтообразования могут доминировать различные механизмы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новейшие региональные исследования показали, что существует множество континентальных рифтов, и детальное изучение отдельных рифтов обнаружило их сложный и разнообразный характер. Многие обобщения, касающиеся континентальных рифтов, даже те, которые были сделаны всего десятилетие тому назад, не подтверждаются новыми данными, и в последнее время было установлено много новых рифтов, данные о которых должны учитываться при анализе процессов рифтообразования. Будущие исследования должны быть сконцентрированы на изучении деталей развития рифтов, причем не только "классических", но также и пока менее известных, включая палеорифты. При анализе данных о рифтах с точки зрения их развития рифты должны рассматриваться в их тектонической обстановке и в их связи с другими тектоническими процессами, протекающими вокруг них. При таком подходе можно будет выявить движущие механизмы процессов рифтообразования.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Этот обзор был написан в то время, когда один из нас (И. Рамберг) проводил свой свободный от лекций год, работая в университете Райс и компании Сьюпериор Ойл Интернешенл (оба в Хьюстоне, Техас) при частичной стипендиальной поддержке Норвежского Совета технических и научных исследований (NTNF). Другой автор (П. Морган) работал в Институте по изучению Луны и планет (LPI), осуществляющем свою деятельность при университетской Ассоциации космических исследований по контракту № NASW 3389 с Национальной администрацией авиации и космических исследований. Этот обзор является статьей LPI № 510. Авторы признательны Е.Е. Милановскому за перевод их статьи на русский язык.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Angelier J., Colleta B.* Tension fractures and extensional tectonics. — *Nature*, 1983, vol. 301, p. 49–51.
2. Anon. Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift system. Rome: Academia Nazionale Dei Lincei, 1980. 705 p. (Atti Dei Convegni Lincei, vol. 47).
3. *Ansorge J., Emtor D., Fuchs K.* et al. Structure of the crust and upper mantle in the rift system around the Rhine graben. — In: Graben problems. Schweizerbart; Stuttgart, 1970, p. 190–197.
4. *Artemjev M.E., Artyushkov E.V.* Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 1197–1211.
5. *Artyushkov E.V.* Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 7675–7708.
6. *Artyushkov E.V.* Mechanisms of continental riftingogenesis. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 9–14.
7. *Baker B.H., Morgan P.* Continental rifting: progress and outlook. — *Eos*, 1981, vol. 62, p. 585–586.
8. *Baker B.H., Wohlenberg J.* Structure and evolution of the Kenya rift valley. — *Nature*, 1971, vol. 229, p. 538–542.
9. *Baker B.H., Mohr P.A., Williams L.A.J.* Geology of the Eastern rift system of Africa. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1972, vol. 136, p. 67.
10. *Baker B.H., Crossley R., Goles G.G.* Tectonic and magmatic evolution of the southern part of the Kenya rift valley. — In: Petrology and geochemistry of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 29–50.
11. *Bally A.W., Snelson S.* Realms of subsidence. — In: Facts and principles of world petroleum oc-



- currence, 1980, p. 9–94. (Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.; N 6).
12. *Bamford D.* MOSAIC time term analysis. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1976, vol. 44, p. 433–446.
  13. *Bamford D., Crampin S.* Seismic anisotropy — the state of the art. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1977, vol. 49, p. 1–8.
  14. *Barberi F., Santacroce R., Varet J.* Silicic peralkaline volcanic rocks of the Afar depression (Ethiopia). — *Bull. Volcanol.*, 1974, vol. 38, p. 755–790.
  15. *Barberi F., Santacroce R., Varet J.* Chemical aspects of rift magmatism. — In: *Continental and oceanic rifts*. Wash. (D.C.), 1982, p. 223–258. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
  16. *Best G., Kockel F., Schöneich H.* Geological history of the southern Horn Graben. — *Geol. en mijnbouw*, 1983, bd. 62, blz. 23–33.
  17. *Bott M.H.P.* Crustal doming and the mechanisms of continental rifting. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 1–8.
  18. *Braile L.W., Smith R.B., Anson J.* et al. The Yellowstone-Snake river plain seismic profiling experiment: Crustal structure of the eastern Snake river plain. — *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, p. 2597–2609.
  19. *Bridwell R.J., Potzick C.* Thermal regimes, mantle diapirs and crustal stresses of continental rifts. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 15–32.
  20. *Brocher T.M.* Shallow velocity structure of the Rio Grande rift: A reinterpretation. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, p. 4960–4970.
  21. *Brocher T.M.* Geometry and physical properties of the Socorro, New Mexico, magma body. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, p. 9420–9432.
  22. *Brown L.D., Chapin C.E., Sanford A.R.* et al. Deep structure of the Rio Grande rift from seismic reflection profiling. — *J. Geophys. Res.*, 1978, vol. 85, p. 4773–4800.
  23. *Bullard E.C.* Gravity measurements in East Africa. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*, 1936, vol. 235, p. 445–531.
  24. *Burke K.* Aulacogens and continental breakup. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1977, vol. 5, p. 371–396.
  25. *Burke K.* Evolution of continental rift systems in the light of plate tectonics. — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 1–9.
  26. *Burke K., Dewey J.F.* Plume-generated triple junctions; key indicators in applying plate tectonics to old rocks. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, p. 406–433.
  27. *Burke K., Whiteman A.J.* — In: *Implications of continental drift to the Earth sciences*. L.: Acad. press, 1973, p. 735–755.
  28. *Burke K., Delano L., Dewey J.F.* et al. Rifts and sutures of the world, Report for Contract N NAS5-24094 to Goddard Space Flight Center, 1978. 238 p.
  29. *Chapin C.E.* Evolution of the Rio Grande rift — a summary. — In: *Rio Grande rift: Tectonics and magmatism*. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1979, p. 1–5.
  30. *Chenet P.Y., Montadert L.* Rifting tectonics on Galacia, Portugal and N. Biscay margin. — In: *Papers presented to the Conference on the processes of planetary rifting*. Houston: Lunar and planet. inst., 1981, p. 47–50.
  31. *Cordell L.* Extension in the Rio Grande rift. — *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, p. 8561–8569.
  32. *DeRito R.F., Cozzarelli F.A., Hodge D.S.* Mechanism of subsidence of ancient cratonic rifts. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 94, p. 141–168.
  33. *Dewey J.F., Burke K.* Hotspots and continental breakup: Implications for collisional orogeny. — *Geology*, 1974, vol. 2, p. 57–60.
  34. *Dons J.A., Larsen B.T.* The Oslo paleorift. — *Norg. geol. unders.*, 1978, bd 337, S. 199.
  35. *Easton R.M.* Crustal structure of rifted continental margins: Geological constraints from the Proterozoic rocks of the Canadian shield. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 94, p. 371–390.
  36. *Eaton G.P.* The Basin and Renge province: Origin and tectonic significance. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1982, vol. 10, p. 409–440.
  37. *Fairhead J.D.* The structure of the lithosphere beneath the eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 30, p. 269–298.
  38. *Frey H.* Global geophysics and geology; correlations of satellite-derived gravity and magnetic anomalies with rifts and sutures. — *Eos*, 1979, vol. 60, p. 398.
  39. *Frey H., Ruder M.* Satellite geopotential anomalies and continental rifts. — In: *Papers presented at the Conference on the processes of planetary rifting*. Houston: Lunar and Planet Inst., 1981, p. 176–178.
  40. *Fuchs K.* Seismische Anisotropie des oberen Erdmantels und Intraplatten-tektonik. — *Geol. Rdsch.*, 1977, Bd. 64, p. 700–716.
  41. *Garland G.D.* The significance of terrestrial electrical conductivity variations. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1981, vol. 9, p. 147–174.
  42. *Gass I.G.* The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, gulf of Aden and Ethiopian rifts. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, vol. 267, p. 369–381.
  43. *Gill R.C.O.* Mechanism for the salic magma bias of continental alkaline provinces. — *Nature. Phys. Sci.*, 1973, vol. 242, p. 41–42.
  44. *Girdler R.W. (ed)* East African rifts. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 15, p. 1–179.
  45. *Girdler R.W., Fairhead J.D., Searle R.C., Sowerbutts W.T.C.* The evolution of rifting in Africa. — *Nature*, 1969, ovl. 224, p. 1178–1182.
  46. *Golombek M.P., McGill G.E., Brown L.* Tectonic and geologic evolution of the Espanola basin, Rio Grande rift: Structure, rate of extension, and relation to the state of stress in the western United States. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 94, p. 483–507.
  47. *Griffiths D.H., King R.F., Khan M.A., Blundell D.J.* Seismic refraction line in the Gregory rift. — *Nature*, 1971, vol. 229, p. 66–71.
  48. *Haenel R., Gronlie G., Heier K.S.* Terrestrial heat flow determinations from lakes in southern Norway. — *Norg. geol. tidsskr.*, 1974, bd 54, s. 423–428.
  49. *Haenel R., Gronlie G., Heier K.S.* Terrestrial heat flow determinations in Norway and an attempted interpretation. — In: *Terrestrial heat flow in Europe*. N.Y.: Spring-Verl., 1979, p. 232–239.
  50. *Halls H.C.* The Late Precambrian central North American rift system — a survey of recent geological and geophysical investigations. — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 111–124.



51. *Hermance J.F.* Magnetotelluric and geomagnetic deep-sounding studies in rifts and adjacent areas: Constraints on physical processes in the crust and upper mantle. — In: Continental and oceanic rifts. Wash. (D.C.), 1982, p. 169–192. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
52. *Hoffman P.F.* Evolution of an early Proterozoic continental margin: The Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian shield. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1973, vol. 273, p. 457–581.
53. *Hoffman P.F.* A Wilson cycle of early Proterozoic age in the northwest of the Canadian shield. — Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap., 1980, vol. 20, p. 523–549.
54. *Husebye E., Ramberg I.B.* Geophysical investigations. — Norg. geol. unders., 1978, bd 337, s. 41–53.
55. *Illies J.H.* Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. — Geol. en mijnbouw, 1977, bd. 56, blz. 329–350.
56. *Illies J.H.* Two stages Rhinegraben rifting. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 63–71.
57. *Illies J.H. (ed.)* Mechanisms of Graben formation. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 266.
58. *Illies J.H., Fuchs K. (ed.)* Approaches to Taphrogenesis Schweizerbart; Stuttgart, 1975. 460 p.
59. *Illies J.H., Mueller St. (eds.)* Graben problems. Schweizerbart; Stuttgart, 1970. 316 p.
60. *Jiracek G.R., Ander M.E., Holcombe H.T.* Magnetotelluric soundings of crustal conductive zones in major continental rifts. — In: Rio Grande rift: Tectonics and magmatism. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1979, p. 209–222.
61. *Jiracek G.R., Gustafson E.P., Mitchell P.S.* Magnetotelluric results opposing magma origin of crustal conductors in the Rio Grande rift. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 299–326.
62. *Kane M.F., Hildenbrand T.G., Hendricks J.D.* Model for the tectonic evolution of the Mississippi embayment and its contemporary seismicity. — Geology, 1981, vol. 9, p. 563–568.
63. *Keller G.R., Lidiak E.G., Hinze W.J., Braile L.W.* The role of rifting in the tectonic development of the Midcontinent, US. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 391–412.
64. *Khain V.E.* The new international tectonic map of Europe and some problems of structure and tectonic history of the continent. — In: Europe from crust to core. L.: J. Wiley and Sons, 1977, p. 19–40.
65. *Khan M.A., Mansfield J.* Gravity measurements in the Gregory rift. — Nature. Phys. Sci., 1971, vol. 229, p. 72–75.
66. *Kumarapeli P.S.* The St. Lawrence paleo-rift system: A comparative study. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 367–384.
67. *Lipman P.W.* Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico. — Gull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, p. 1343–1354.
68. *Logatchev N.A.* Main features of evolution and magmatism of continental rift zones in the Cenozoic. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 351–366.
69. *Logatchev N.A., Florensov N.A.* The Baikal system of rift valleys. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, p. 1–13.
70. *Logatchev N.A., Mohr P.A. (eds.)* Geodynamics of the Baikal rift zone. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, p. 1–105.
71. *Maguire P.K.H., Long R.E.* The structure of the western flank of the Gregory rift (Kenya). I. The crust. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, vol. 44, p. 661–675.
72. *McGinnis L.D.* Tectonics and the gravity field in the continental interior. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 77, p. 317–331.
73. *McKenzie D.P.* Some remarks on the development of sedimentary basins. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, p. 25–32.
74. *McLean A.C., Qureshi I.R.* Regional gravity anomalies in the western Midland valley of Scotland. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1966, vol. 66, p. 267–283.
75. *Michelsen O.* Geology of the Danish Central Graben. — Geol. Surv. Denmark. Ser. B, 1982, N 8, p. 133.
76. *Milanovsky E.E.* Continental rift zones; their arrangement and development. — Tectonophysics, 1972, vol. 15, p. 65–70.
77. *Milanovsky E.E.* Some problems of rifting development in the Earth's history. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 385–399.
78. *Milanovsky E.E.* Aulacogens of ancient platforms: Problems of their origin and tectonic development. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 213–248.
79. *Milanovsky E.E.* Major stages of rifting evolution in the Earth's history. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 599–607.
80. *Mohr P.* Musings on continental rifts. — In: Continental and oceanic rifts. Wash. (D.C.), 1982, p. 293–309. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
81. *Mohr P.A., Wood C.A.* Volcano spacings and lithospheric attenuation in the Eastern rift of Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 33, p. 126–144.
82. *Mooney W.D., Andrews M.C., Ginsburg A. et al.* Crustal structure of the northern Mississippi embayment and a comparison with other continental rift zones. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 327–348.
83. *Morgan P.* Heat flow in rift zones. — In: Continental and oceanic rifts. Wash. (D.C.), 1982, p. 107–122. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
84. *Morgan P.* Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 277–298.
85. *Morgan P.* The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. — Phys. and Chem. Earth, 1983 (in press).
86. *Morgan P., Baker B.H. (eds.)* Processes of continental rifting. — Tectonophysics, 1983, vol. 94.
87. *Morgan P., Baker B.H.* Introduction — processes of continental rifting. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, p. 1–10.
88. *Mueller St.* Evolution of the Earth's crust. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 11–28.
89. *Mueller St., Peterschmitt E., Fuchs K. et al.* Crustal structure of the Rhinegraben area. — Tectonophysics, 1973, vol. 20, p. 381–392.
90. *Mulugeta G.* Experimental model study of the evolution of rift valley systems and fracture patterns in the crust: Ph.D. Thesis/ Univ. Uppsala. Uppsala, 1982.
91. *Nakamura K.* Volcanoes as possible indicators of



- tectonic stress orientation. — principle and proposal. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1977, vol. 2, p. 1–16.
92. *Neumann E.-R., Ramberg I.B. (ed.)* Petrology and geochemistry of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978. 296 p.
  93. *Neumann E.-R., Ramberg I.B.* Paleorifts — concluding remarks. — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 409–424.
  94. *O'Hara M.J.* Geochemical evolution during fractional crystallisation of a periodically refined magma chamber. — *Nature*, 1977, vol. 266, p. 503–507.
  95. *Olsen J. Chr.* Structural outline of the Horn Graben area. — *Geologie en mijnbouwn*, 1983, bd. 62, blz. 47–50.
  96. *Olsen K.H.* The role of seismic refraction data for studies of the origin and evolution of continental rifts. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 94, p. 349–370.
  97. *Palmason G. (ed.)* Continental and oceanic rifts. Wash. (D.C.), 1982. 309 p. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
  98. *Pilger A., Rösler A. (eds.)* Afar depression of Ethiopia. Schweizerbart; Stuttgart, 1975. 416 p.
  99. *Pilger A., Rösler A. (eds.)* Afar between continental and oceanic rifting. Schweizerbart; Stuttgart, 1976. 216 p.
  100. *Prodehl C.* Structure of the crust and upper mantle beneath the central European rift system. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 80, p. 255–269.
  101. *Prodehl C., Ansoerge J., Edel J.B.* et al. Explosion-seismology research on the central and southern Rhinegraben: A case history. — In: *Explosion seismology in Central Europe*. Heidelberg: Springer, 1976, p. 313–328.
  102. *Puzryev N.N., Mandelbaum M.M., Krylov S.V.* et al. Deep structure from Baikal and other continental rift zones from seismic data. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 45, p. 15–22.
  103. *Ramberg H.* Dynamic models simulating rift valleys and continental drift. — *Lithos*, 1971, vol. 4, p. 259–276.
  104. *Ramberg H.* Gravity deformation and the Earth's Crust. 2nd ed. L.: Acad. press, 1981. 452 p.
  105. *Ramberg I.B.* Crustal structure across the Permian Oslo Graben based on gravity measurements. — *Nature, Phys. Sci.*, 1972, vol. 240, p. 149–153.
  106. *Ramberg I.B.* Gravity interpretation of the Oslo Graben and associated igneous rocks. — *Norg. geol. unders.*, 1976, bd 325, s. 1–194.
  107. *Ramberg I.B., Larsen B.T.* Tectonomagmatic evolution. — *Norg. geol. unders.*, 1978, bd 337, s. 55–73.
  108. *Ramberg I.B., Neumann E.-R. (eds.)* Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978. 444 p.
  109. *Ramberg I.B., Neumann E.-R.* Paleorift systems — introduction. — In: *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 19–27.
  110. *Ramberg I.B., Gray D.F., Reynolds R.G.H.* Tectonic evolution of the FAMOUS area of the Mid-Atlantic ridge, lat. 35° 50' to 37° 20' N. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 88, p. 609–620.
  111. *Ramberg I.B., Cook F.A., Smithson S.B.* Structure of the Rio Grande rift in southern New Mexico and wet Texas based on gravity interpretation. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, p. 107–123.
  112. *Ramberg I.B., Larsen B.T., Sundvoll B.* Paleostress orientations and tectonic evolution of the Oslo Graben. 1983 (in press).
  113. *Riecker R.E. (ed)* Rio Grande rift: Tectonics and magmatism. Wash. (D.C.): Amer. Geophys. Union, 1979. 448 p.
  114. *Sanford A.R., Einarsson P.* Magma chambers in rift zones. — In: *Continental and oceanic rifts*. Eash. (D.C.), 1982, p. 147–168. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
  115. *Sanford A.R., Mott R.P., Shuleski P.J.* et al. Geophysical evidence for a magma body in the crust in the vicinity of Socorro, New Mexico. — In: *The Earth's crust: Its nature and physical processes*. Wash. (D.C.), 1977, p. 385–403. (Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr.; N 20).
  116. *Searle R.C., Gouin P.* A gravity survey of the central part of the Ethiopian rift valley. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 15, p. 41–52.
  117. *Seidler E., Jacoby W.R.* Parameterized rift development and upper mantle anomalies. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 53–68.
  118. *Sellevoll M.A., Warrick R.E.* A refraction study of the crustal structure in southern Norway. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 61, p. 457–571.
  119. *Sengör A.M.C., Burke K.* Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. — *Geophys. Res. Lett.*, 1978, vol. 5, p. 419–421.
  120. *Shatsky N.S.* Great Donbass and Vitichita system. — *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, 1946, N 6, p. 425–458 (in Russ.).
  121. *Shatsky N.S.* On the troughs of Donetz type. — In: *Shatsky N.S. Selected works*. Moscow: Nauka, 1964, vol. 2, p. 544–553 (in Russ.).
  122. *Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G.* et al. Heat flow-heat generation studies in Norway. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 23, p. 31–48.
  123. *Swanberg C.A., Mitchell B.J., Lohse R.L., Blackwell D.D.* Heat flow in the Upper Mississippi embayment. — *Eos*, 1979, vol. 60, p. 310.
  124. *Tryti J., Sellevoll M.A.* A report on a reconnaissance seismic crustal study of the Oslo rift. — In: *The Norwegian Geotraverse Project*. Unpubl. Report. Oslo, 1977, p. 151–184.
  125. *Upton B.G.J., Blundell D.J.* The Gardar igneous province: Evidence for Proterozoic continental rifting. — In: *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 163–172.
  126. *Van Calsteren P.W.C., Den Tex E.* An early Paleozoic continental rift system in Galicia (NW Spain). — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 125–132.
  127. *Werner D., Kahle H.-G., Ansoerge J., Mueller St.* Mass displacements and geothermics within the upper mantle of the Rhinegraben rift system: A model to interpret data from gravity and seismology. — In: *Continental and oceanic rifts*. Wash. (D.C.), 1982, p. 283–292. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
  128. *Williams L.A.J.* The volcanological development of the Kenya rift. — In: *Petrology and geochemistry of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 101–121.
  129. *Williams L.A.J.* Physical aspects of magmatism in continental rifts. — In: *Continental and oceanic rifts*. Wash. (D.C.), 1982, p. 147–168. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).



- nic rifts. Wash. (D.C.), 1982, p. 193—222. (Amer. Geophys. Union. Geodyn. Ser.; Vol. 8).
130. *Witjack M.* An analytical model of continental rift fault patterns. — *Tectonophysics*, 1979, vol. 59, p. 59—81.
131. *Wohlenberg J.* On the seismicity of the East African rift system. — In: *Graben problems*. Schweitzerbart; Stuttgart, 1970, p. 290—295.
132. *Ziegler P.A.* North Sea rift and basin development. — In: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1979, p. 249—277.
133. *Ziegler P.A.* Geological atlas of Western and Central Europe. The Hague: Shell Intern. Petrol. Maatschappij. B.V., 1982. 130 p. + maps.
134. *Zoback M.L., Zoback M.* State of stress in conterminous United States. — *J. Geophys. Res.*, 1980, vol. 85, p. 6113—6156.
135. *Zorin Yu.A.* On the deep structure of the Baikal depression based on geophysical data. — *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, 1966, vol. 7, p. 76—85 (in Russ.).
136. *Zorin Yu.A.* The Baikal rift: An example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of the lithospheric plates. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 73, p. 91—104.
137. *Zorin Yu.A., Rogozhina V.A.* Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift zone. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 45, p. 23—30.

УДК 551.24

## ЭВОЛЮЦИЯ РИФТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ

*Московский государственный университет, Москва, СССР*

Еще недавно считали, что рифтовые зоны, т. е. линейные структуры планетарного масштаба, в которых происходит горизонтальное расширение земной коры, являются тектоническими образованиями, специфическими для мезозойско-кайнозойского этапа развития Земли или даже для его последней — позднекайнозойской (неотектонической) стадии. Однако проведенные в последнее десятилетие сравнительно-геологические исследования показали, что тектонические элементы, либо сходные с современными рифтовыми зонами или по крайней мере с некоторыми их типами, либо приближающиеся к ним по ряду особенностей своего строения и развития (рифтоподобные зоны), возникали на протяжении последних 3—3,5 млрд. лет, т. е. большей части истории Земли.

Вместе с тем выяснилось, что относительная роль и интенсивность рифтогенеза, т. е. процесса возникновения и развития рифтовых и рифтоподобных зон, на протяжении геологической истории не оставалась постоянной, то значительно возрастая, то снижаясь, а некоторые черты строения и эволюции подобных зон и общий характер рифтогенеза, а также его соотношения с другими важнейшими историко-геологическими процессами претерпевали со временем существенные изменения. В частности, в рифтовых и рифтоподобных зонах геологического прошлого наряду с преобладавшей в них тенденцией горизонтального растяжения земной коры отмечаются также эпизодические проявления сжатия, и чем древнее палеорифтовые структуры, тем относительная роль этих явлений становится в них в целом все более значительной.

В глубоком геологическом прошлом рифтогенез был более тесно связан и более близок по своему характеру с одновременно с ним протекавшим процессом развития геосинклинальных поясов (в позднем протерозое и палеозое) и протогеосинклинальных областей (в раннем протерозое), чем в мезозойско-кайнозойское время, когда рифтогенез и геосинклинальный процесс приобрели характер почти противоположных в кинематическом отношении "антагонистических" и вместе с тем комплементарных тектонических процессов. Тектонические же процессы, протекавшие в подвижных линейных зонах в течение архея, совмещали в себе элементы как геосинклинального, так и рифтового процессов последующего времени, и не могут быть сведены к какому-либо одному из них. Таким образом, различия этих процессов в самые ранние эпохи развития Земли, по существу, "стираются" [8, 9].

В геологической истории можно наметить пять основных этапов в развитии рифтогенеза, или родственных ему процессов, характеризующихся специфическими чертами пространственного распространения, строения, тектонического развития свойственных им рифтоподобных и рифтовых структур — архейский, раннепротерозойский, поздне-



протерозойский и палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Первый, третий и пятый этапы были ознаменованы особенно интенсивными проявлениями процессов раздробления и горизонтального растяжения земной коры, приводившими к возникновению на каждом из них качественно новых генераций и новых типов рифтоподобных и рифтовых структур. С этими этапами было связано коренное обновление тектонической структуры Земли ( $\alpha$ -регенерации, по Г. Штилле). Наличие таких этапов, ознаменованных усилением прогрева верхов мантии (вплоть до ее частичного и даже полного плавления) и горизонтального расширения коры на обширных территориях или даже на всей поверхности Земли и возникновением и активным развитием линейных зон растяжения, как нам представляется, может найти наиболее естественное объяснение с позиций гипотезы пульсаций Земли, происходивших на фоне ее общего неравномерного, слабого или умеренного расширения.

Структуры растяжения, последовательно возникавшие в каждую из эпох рифтогенеза, существенно отличались по геометрическим параметрам, морфологическим особенностям, масштабу растяжения, тектоническим парагенезам, формациям горных пород, термическому режиму, сопутствующему магматизму и метаморфизму и особенностям развития, в том числе относительной роли позднейших деформаций сжатия. Эти различия отдельных генераций рифтовых и рифтоподобных структур отражают ход необратимой эволюции Земли, в частности изменения строения и свойств коры, подвергавшейся деструкции в различные периоды ее истории.

**Архей.** Наиболее древние на Земле линейные тектонические зоны, выявленные в фундаменте щитов и отчасти плит древних платформ, принадлежат к раннему (3,7—3 млрд. лет) и позднему (3—2,6 млрд. лет назад) архею. Эти зоны, возникавшие на относительно малоэнергичной и, вследствие повышенного термического режима архейского времени, относительно пластичной в их глубоких горизонтах протоконтинентальной коре, сочетали в себе признаки как рифтовых, так и геосинклинальных зон позднейшего геологического времени. Они закладывались в обстановке раздробления, горизонтального растяжения, проседания подвижной протоконтинентальной коры, обладавшей высокой проницаемостью для подъема магматических расплавов преимущественно основного и ультраосновного состава. Однако поздние стадии развития этих зон характеризовались сменой горизонтального растяжения относительно сильным сжатием, сопровождавшимся значительным усилением прогрева коры. Среди линейных подвижных зон архея можно выделить два типа структур, которые могут рассматриваться в известном смысле в качестве общих "предков" для рифтовых и геосинклинальных зон позднего докембрия и фанерозоя — это так называемые зеленокаменные пояса и гранулитовые пояса (рис. 1).

Зеленокаменные пояса (их, может быть, правильнее было бы называть зеленокаменными зонами), широкое распространение которых установлено ныне на щитах Северо-Американской, Восточно-Европейской, Африканской, Индостанской, Австралийской и некоторых других платформ, представляют собой сравнительно узкие (первые десятки километров), но глубокие (5—15 км) прогибы протяженностью в первые сотни километров. Они выполнены мощными толщами базальтовых и коматиитовых лав, изливавшихся в подводных условиях, а выше — толщами низкокальциевых вулканитов кислого состава, а также обломочными (включая конгломераты) и кремнистыми отложениями, среди которых существенную роль играют железистые кварциты (джеспилиты). В петрохимическом отношении вулканические образования архейских зеленокаменных поясов более напоминают вулканические серии фанерозойских рифтовых зон, чем таковые ранней и средней ("островодужной") стадий развития эвгеосинклинальных зон [2]. Зеленокаменные пояса обычно в каждой области развития бывают представлены целой группой подобных зон (до 10—20 зон и более), оси которых более или менее параллельны, хотя и имеют несколько извилистую в плане конфигурацию.

Зеленокаменные пояса разделяются зонами развития древнейших (в основном раннеархейских) комплексов так называемых серых гнейсов гранодиоритового или тоналитового состава, гальки которых присутствуют в основании разреза образований, выполняющих эти зеленокаменные прогибы. По-видимому, они закладывались на "серогнейсовом фундаменте" в процессе его растяжения, раздробления приблизительно взаимно параллельными разломами, приводившего к возникновению в пределах подобных областей многочисленных сравнительно узких грабенообразных прогибов. Последние начинали заполняться как продуктами размыва разделявших их выступов серогней-



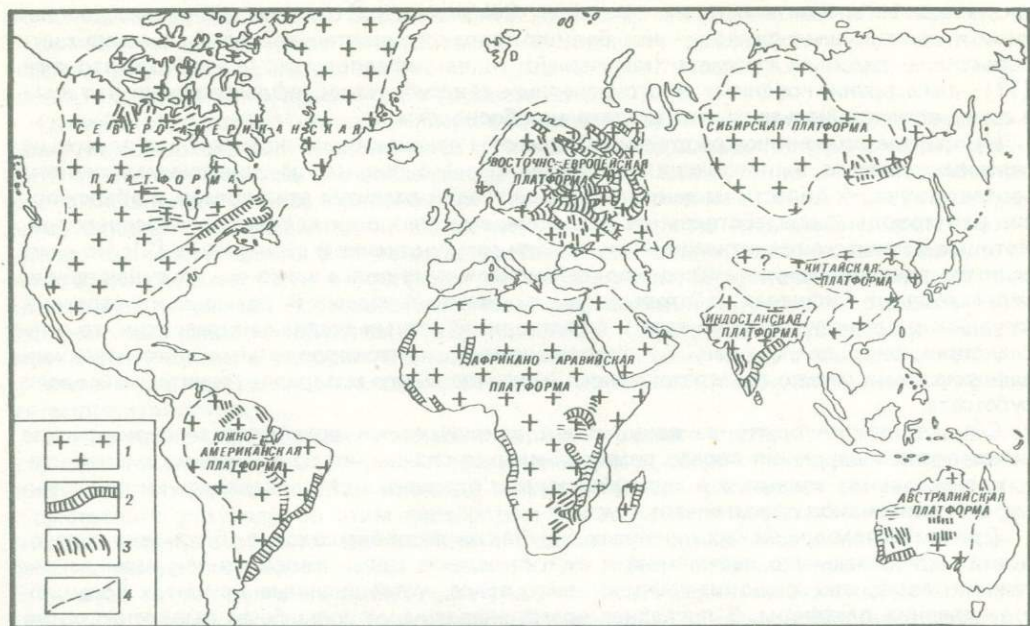


Рис. 1. Раннеархейские (?) чарнокит-гранулитовые пояса и ранне- и позднеархейские зеленокаменные пояса на древних платформах (на рис. 1—6 платформы и подвижные пояса показаны в их современном положении, без палинспастических реконструкций)

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

сового фундамента, так и вулканическим материалом, поступавшим на поверхность по продольным разломам, рассекавшим фундамент зеленокаменных поясов. Эти особенности структурного плана и ранних стадий развития зеленокаменных поясов, несомненно, сближают их с рифтовыми зонами фанерозоя, что дало основание ряду зарубежных и советских исследователей, в частности Уиндли [20], А.В. Сеницину [11], А.Ф. Грачеву и В.С. Федоровскому [2] и другим, рассматривать эти пояса в качестве древнейших аналогов рифтовых структур позднейших эпох. В частности, по свойственной им рассредоточенности горизонтального растяжения между довольно многочисленными рифтоподобными зонами области распространения архейских зеленокаменных поясов напоминают кайнозойскую провинцию Бассейнов и Хребтов в Кордильерах с характерной для нее "клавиатурой блоков", состоящей из многих грабенов и горстов.

По мнению Л.И. Салога [10], А.Ф. Грачева и В.С. Федоровского [2], весьма вероятно, что заложение архейских зеленокаменных поясов, одновременно формировавшихся на многих нынешних континентах Земли, происходило в условиях ее общего небольшого расширения. Вместе с тем на поздних стадиях своего развития области распространения зеленокаменных поясов испытывали значительное сжатие: грабенообразные прогибы приобретали форму сильно сжатых синклиналей или синклинориев, а их гнейсовый фундамент подвергался возрастающему прогреву, приобретал высокую пластичность и в значительной мере преобразовывался в ультраметаморфические гранитогнейсы и гранитоиды, которые "всплывали" в виде куполовидных массивов между зеленокаменными поясами и внедрялись в складчатые структуры последних.

Деформации сжатия, завершающие эволюцию зеленокаменных поясов, и сопровождающий их гранитоидный плутонизм представляют собой явления, не типичные для развития "классических" рифтовых зон последующего времени, но, напротив, свойственны поздним стадиям развития геосинклинальных прогибов. На этом основании некоторые исследователи рассматривают зеленокаменные пояса в качестве древнейших аналогов геосинклинальных структур, а именно своеобразных миниатюрных, но много-



численных эвгеосинклинальных прогибов. Заложение их сопровождалось раздроблением и даже полным разобщением блоков протоконтинентальной коры, а завершение развития — сильным сжатием (коллизией) и, как предполагают Бёрк с соавторами [17], даже возникновением многочисленных зон субдукции, существование которых в архее, впрочем, нельзя считать достаточно обоснованным.

Некоторые сторонники рифтогенной природы архейских зеленокаменных поясов не связывают смятие выполняющих их образований с общим горизонтальным сжатием соответствующей области на заключительной стадии развития этих поясов, а объясняют его распирающим воздействием на последние смежных с ними гранито-гнейсовых зон, которые в процессе гранитизации испытывали разуплотнение и расширение [2]. Но даже если это предположение справедливо, зеленокаменные пояса архея все же существенно отличаются от типичных рифтовых зон значительно меньшей ролью в их строении крупных разломов, которые если и возникали на разных стадиях их развития, то впоследствии оказывались как бы "заплывшими", замаскированными пластическими деформациями сильно разогретого и реоморфизованного материала гранито-гнейсового субстрата.

Следует отметить, что за единичными исключениями архейские зеленокаменные пояса после завершения своего развития крепко спаивались со смежными с ними гранито-гнейсовыми зонами и в дальнейшем, как правило, не наследовались ни рифтовыми, ни какими-либо другими структурами.

Другим типом архейских линейных зон, также развивавшихся в обстановке чередования горизонтального растяжения и сжатия земной коры, являются так называемые гранулитовые, или чарнокит-гранулитовые, пояса, установленные на щитах большинства древних платформ. В последнее время аналогичные зоны были выявлены также в архейском фундаменте Русской плиты К.О. Кратцём и др. [4], образно назвавшими их "межами". Гранулитовые пояса резко отличаются от зеленокаменных поясов гораздо большими размерами (ширина до 100 км и более, длина 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 реже амфиболитовой фаций. Если зеленокаменные пояса представляют собой прогибы, то гранулитовые пояса в их современной структуре выражены в основном в виде линейных поднятий, в пределах которых на поверхность выведены породы, первоначально слагавшие весьма глубокие "горизонты" архейского фундамента.

По мнению некоторых исследователей, зоны будущих гранулитовых поясов обособились еще в раннем архее в процессе растяжения протоконтинентальной коры территории нынешних платформ и раздробления ее глубокими швами и разделили последние на значительно более крупные массивы, или мегаблоки, чем гранито-гнейсовые блоки, разобщенные зеленокаменными поясами. Первоначально они представляли собой, по-видимому, раздвиговые зоны, заполнявшиеся мантийными дериватами основного и ультраосновного состава, но впоследствии эти зоны подвергались сжатию, раздавливанию, и по ним выдвигался и выжимался, надвигаясь на смежные гнейсовые массивы, сильно метаморфизованный (в гранулитовой фации) материал глубоких частей протоконтинентальной коры. Некоторые исследователи, например Крёнер [18], считают, что, хотя глубоко метаморфизованные образования гранулитовых поясов имеют архейский возраст, подъем и надвигание слагаемых ими тектонических блоков и пластин на смежные массивы происходили позднее — в раннем протерозое. В пользу последнего предположения могут как будто свидетельствовать наблюдаемые на некоторых платформах несогласные структурные соотношения между заведомо архейскими зеленокаменными поясами и гранулитовыми поясами, имеющими отличное от последних простираение и в плане как бы срезающими их.

Следует заметить, что породы, слагающие гранулитовые пояса, помимо древнейшего (архейского?) метаморфизма гранулитовой ступени, как правило, несут следы последующих ретроградных метаморфических изменений, которые происходили в раннем протерозое, а нередко повторялись и в последующие эпохи. В отличие от зеленокаменных поясов многие гранулитовые пояса обладали большой "живучестью", т. е. способностью к последующей регенерации, и впоследствии подчас неоднократно (в позднем протерозое и фанерозое) переживали тектоно-термальную активизацию [3, 12]. Они во многом предопределили локализацию многочисленных позднепротерозой-



ских, палеозойских и даже мезозойско-кайнозойских рифтовых зон континентов, а также многих мезозойских (а в Западной Австралии — палеозойских) периконтинентальных рифтовых зон и положение контуров впадин "вторичных" (мезозойско-кайнозойских) океанов — Индийского и Атлантического.

**Ранний протерозой.** К началу раннего протерозоя (2,6 млрд. лет назад) после отмирания позднеархейских зеленокаменных поясов и завершения глобально проявившегося процесса гранитизации в пределах всех нынешних континентов сложились обширные относительно консолидированные протоплатформенные области, обладавшие более мощной и прочной корой континентального типа по сравнению с протоконтинентальной корой архея. Они явились впоследствии ядрами древних платформ, а в некоторых случаях почти не уступали им по размерам. Территории протоплатформ испытывали в раннем протерозое в основном воздымание, и лишь на отдельных их участках происходили погружения, приуроченные к некоторым субизометричным и удлиненным зонам, в которых формировались древнейшие комплексы протоплатформенного чехла, достигавшие нередко весьма значительной мощности и, как правило, метаморфизованные.

Между протоплатформами в начале и середине раннего протерозоя закладывались и развивались подвижные — протогоеосинклинальные области, которые значительно превышали по ширине и протяженности зеленокаменные пояса архея, но вместе с тем существенно уступали по этим параметрам геосинклинальным поясам неогей. Протогоеосинклинальные области (во всяком случае их доступные исследованию участки) были почти целиком заложены на архейской протоконтинентальной коре, о чем свидетельствует отсутствие в их разрезах, за редкими исключениями (например, Байкало-Витимская зона), типичной офиолитовой ассоциации и наличие внутри них выступов архейского основания. Развитие протогоеосинклинальных областей завершалось складчатыми деформациями, метаморфизмом (амфиболитовой, реже зеленосланцевой ступени) и гранитоидным плутолизмом. Эти процессы происходили главным образом около 2—1,9 млрд. лет назад (эпоха свекофенской складчатости в пределах Восточно-Европейской платформы и соответствующие ей эпохи на других платформах) и в некоторых из протогоеосинклинальных областей — около 1,8—1,7 млрд. лет назад (рис. 2).

Одновременно с протогоеосинклинальными областями на самих протоплатформах возникали относительно более узкие и менее протяженные линейные подвижные зоны. Их заложение и развитие, кроме заключительных стадий, протекало в обстановке некоторого горизонтального растяжения, сближающей их с интракратонными рифтовыми зонами последующих эпох, что позволяет называть эти зоны проторифтовыми. Они известны в пределах многих древних платформ — Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Австралийской, Индостанской, Африканской. По протяженности, а нередко и ширине проторифтовые зоны превосходят архейские зеленокаменные пояса, но, присутствуя в областях своего развития в виде единичных или нескольких структур, а не целых густых "роев", как зеленокаменные пояса, они уступают им по общей распространенности на площади. Кроме того, они отличаются от зеленокаменных поясов более выдержанным простиранием, более отчетливым выражением контролирующих их крупных, в частности краевых, разломов.

На некоторых протоплатформах — Восточно-Европейской, Сибирской, Индостанской и других — можно заметить пространственную связь проторифтовых зон с соседними протогоеосинклинальными областями; они либо ответвляются от последних, либо закладываются на некотором расстоянии от их краев и простираются параллельно им (например, проторифтовые зоны Кольского полуострова и Карелии, субпараллельные восточному краю Свекофенской протогоеосинклинальной области). В отдельных случаях определить принадлежность той или иной подвижной линейной раннепротерозойской зоны к протогоеосинклинальному или проторифтовому типу бывает затруднительно. Однако в некоторых областях, например в пределах Австралийской платформы, наблюдается структурная сетка из раннепротерозойских проторифтовых зон различного простирания (субмеридионального, субширотного, северо-западного), указывающая на то, что их заложение происходило в условиях раздробления и общего разнонаправленного горизонтального расширения ("расползания") протоконтинентальной коры.

По характеру выполняющих образований среди проторифтовых зон (как и протогоеосинклиналей) различаются два типа. В одном из них вулканизм не играл заметной роли, и накапливались главным образом осадочные, преимущественно терригенные



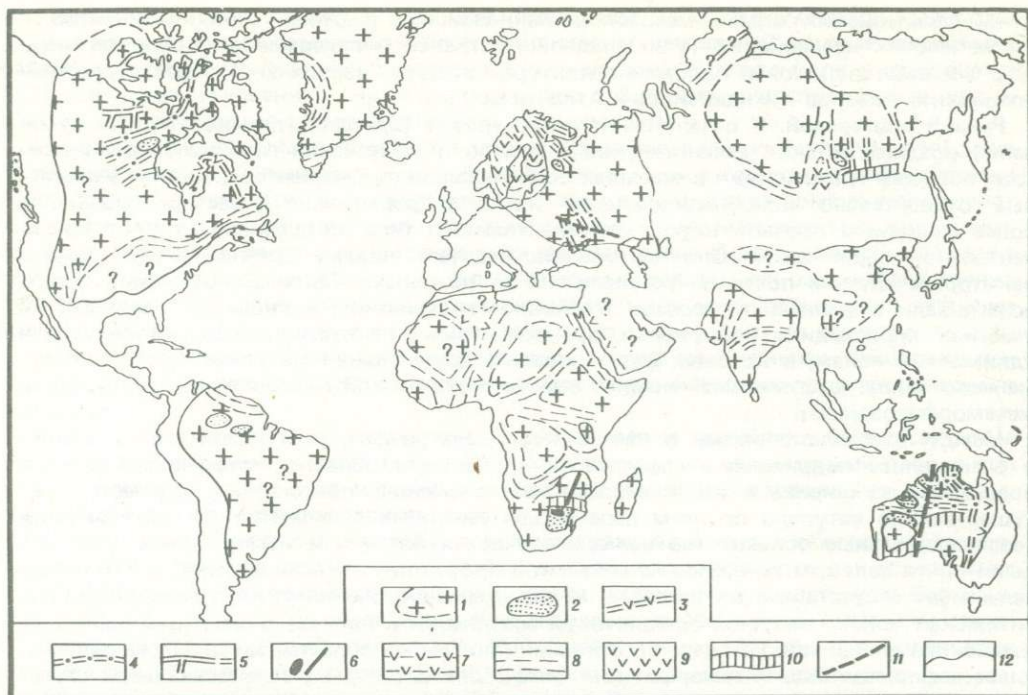


Рис. 2. Раннепротерозойские рифтоподобные зоны в структуре древних платформ

1 — протоплатформенные области; 2 — впадины в протоплатформенных областях (протосинеклизы), выполненные осадочно-вулканогенным чехлом; 3, 4 — проторифтовые зоны (авлакогеосинклинали): 3 — с осадочно-вулканогенным разрезом, превратившиеся к концу раннего протерозоя в интракратонные складчатые зоны, 4 — с осадочным разрезом; 5 — авлакогены второй половины раннего протерозоя; 6 — крупнейшие базит-ультрабазитовые интрузивы; 7, 8 — эпикратонные протогейсинклиналильные области: 7 — с осадочно-вулканогенным разрезом, превратившиеся к концу раннего протерозоя в складчатые области, 8 — с осадочным разрезом; 9 — протозгейсинклиналильные 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

отложения, а также весьма характерные для многих из этих зон джеспилиты (например, Криворожская зона на Украинском щите и аналогичные ей зоны района КМА на Воронежском кристаллическом массиве). Другому типу проторифтовых зон свойственны осадочно-вулканогенные серии с преобладанием пород базальтового состава, а также связанные с ними пластовые и секущие интрузивные тела базитов и гипербазитов (например, Печенгская и Имандра-Варзугская впадины на северо-востоке Балтийского щита), что, по-видимому, может указывать на большую интенсивность процесса растяжения и раздробления коры (вплоть до ее подошвы) глубокими разломами и трещинами. Однако до полного разрыва сплошности и значительного раздвига блоков континентальной коры процесс горизонтального растяжения в проторифтовых зонах, как и в большинстве протогейсинклиналильных областей, почти никогда не доходил.

В некоторых случаях вследствие глубокой последующей денудации от вулканических проторифтовых зон сохранились лишь их "корни", выраженные в виде мощных и подчас весьма протяженных дайкообразных расслоенных базит-гипербазитовых интрузий, примером которых является так называемая Великая дайка Зимбабве.

Если ранние стадии развития проторифтовых зон, особенно вулканического типа, протекали в условиях горизонтального растяжения и глубокого (до 5–10 и даже 15 км) проседания их фундамента, то на более поздних стадиях развития большинство проторифтовых зон подвергалось довольно значительному сжатию, по-разному проявлявшемуся в разных их типах. В зонах, выполненных в основном мощными массивными



вулканическими образованиями, сжатие приводило к формированию крупных асимметричных впадин, срезанных краевыми надвигами и осложненными второстепенными чешуйчатыми разрывами взбросо-надвигового типа, — Печенгская и Имандра-Варзугская впадины. Напротив, в прогибах, выполненных тонкослоистыми осадочными, в том числе железисто-кремнистыми формациями, возникли сильно сжатые синклинали и узкие синклинии, также срезанные взбросо-надвигами (Криворожская зона). Эти завершающие деформации в проторифтовых зонах Восточно-Европейской платформы происходили главным образом около 2–1,9 млрд. лет назад и совпадали во времени с эпохой свекофенской складчатости в одноименной протогеосинклинальной области, занимающей центральную часть территории Балтийского щита. Такая же синхронность деформаций сжатия в проторифтовых зонах и протогеосинклинальных областях отмечается и на некоторых других древних платформах. Завершающие деформации сжатия резко видоизменили первоначальную грабенообразную (или близкую к ней) структуру проторифтовых зон. Следует заметить, что даже Великая дайка Заимбабве несет признаки сильных последующих деформаций сжатия и сдвига, выраженные в возникновении осложняющих ее прямолинейное простираие горизонтальных флексур (сигмоид).

В некоторых проторифтовых зонах (Куола-Выгозерская зона в Карелии, включая ее южную часть — Ветреный пояс) на протяжении раннего протерозоя проявились не один, а два цикла растяжения и последующего сжатия земной коры, отвечающие его ранней (2,6–2,2 млрд. лет) и средней (2,2–1,9 млрд. лет назад) частям.

Лишь весьма немногие из проторифтовых зон, заложение и проседание которых происходило в течение последней трети раннего протерозоя (1,9–1,65 млрд. лет), например Билякчанский грабен на востоке Алданского щита, не испытали в конце своего развития заметного сжатия. В целом развитие узких раннепротерозойских проторифтовых зон и более обширных протогеосинклинальных областей подчинялось общей глобальной ритмичности проявлений расширения и сжатия земной коры. Однако масштаб деформаций растяжения и последующего сжатия, происходивших в раннем протерозое на отдельных протоплатформах и в протогеосинклинальных областях, а также глобальный эффект этих горизонтальных движений, по-видимому, уступали масштабу аналогичных процессов, имевших место в архее. В первую очередь это предположение касается большей суммарной величины горизонтального расширения протоконтинентальной коры в подвижных зонах в архее по сравнению с ранним протерозоем<sup>1</sup>.

Отмеченные выше признаки сходства в строении и развитии проторифтовых зон и протогеосинклинальных областей и их пространственной сопряженности позволяют считать, что эта пара главных типа подвижных раннепротерозойских линейных зон были родственны друг другу, возникли и отмирали одновременно и развивались в принципе однотипно, в сходном кинематическом режиме. Отличия проторифтовых зон от протогеосинклинальных областей заключались главным образом в их меньших размерах, меньших амплитудах тектонических деформаций (в частности, меньшей роли горизонтального сжатия в некоторых наиболее поздних из проторифтовых зон), а также в меньшей интенсивности метаморфизма (обычно достигающего лишь зеленосланцевой ступени) и кислото-плутонизма на завершающих стадиях развития проторифтовых зон. Вместе с тем по размерам и форме в плане, по ведущей роли в их структуре продольных разломов и "поведению" на ранних стадиях развития, явно свидетельствующему о раздроблении и горизонтальном растяжении коры, проторифтовые зоны приближаются к внутриконтинентальным зонам неогена, в первую очередь к рифейским авлакогенам. Эти двойственные черты раннепротерозойских проторифтовых структур раннего протерозоя позволяют использовать в отношении многих из них, как и некоторых сходных с ними позднепротерозойских и палеозойских интракратонных складчатых зон, предложенный Г.П. Леоновым [5] термин "авлакогеосинклиналь" или, чтобы подчеркнуть специфичность раннепротерозойской генерации подобных структур, — называть их протоавлакогеосинклиналями.

**Поздний протерозой.** К концу раннего протерозоя в результате превращения раннепротерозойских протогеосинклинальных областей в складчатые системы и упрочнения

<sup>1</sup> Следует оговориться, впрочем, что этот вывод сможет потребовать пересмотра, если будет установлен раннепротерозойский возраст зарождения впадины Тихого океана, время возникновения которой пока неизвестно.



структуры спаявшихся с ними протоплатформ (кратонизации) на большей части территории современных материков сформировалась достаточно мощная и зрелая кора континентального типа. Однако вскоре после этого она стала подвергаться процессам деструкции, т. е. раздробления, горизонтального растяжения, погружения и переработки. Эти процессы, начавшиеся в раннем рифее, интенсифицировавшиеся в среднем и продолжавшиеся в позднем рифее, проявились на поверхности рифейской континентальной коры весьма неравномерно, охватив главным образом ряд широких полосовидных зон, и привели в итоге к возникновению нескольких огромных геосинклинальных поясов и обособлению ряда обширных относительно стабильных блоков — древних платформ. Самый протяженный из геосинклинальных поясов — Циркумтихоокеанский — разделил океаническое (Тихоокеанское) и континентальное "полушария" Земли, а отвечающие от него пояса — Северо-Атлантический, Урало-Монгольский, Средиземноморский и, возможно, некоторые другие — расчленили континентальное "полушарие" на ряд платформ различной величины. К числу их в порядке возрастания размеров, относятся платформы северной, Лавразийской группы — Китайская, Сибирская, Восточно-Европейская и Гренландско-Северо-Американская, а также гигантская южная — Гондванская суперплатформа. Не исключено, впрочем, что последняя в действительности не была единой платформой и разделялась гипотетическими геосинклинальными поясами — Аравийско-Индийским и Периантарктическим (поясом Нерейс по А.Н. Мазаровичу [6]), на три (?) крупных платформенных массива — Западно-Гондванский (Африкано-Южно-Американский), Восточно-Гондванский и Антарктический (рис. 3).

Древние платформы, разобщенные в ходе заложения геосинклинальных поясов, также не избежали деструкции, хотя и проявившейся в их пределах менее интенсивно, и были разбиты многочисленными сравнительно узкими линейными зонами раздвигов, которые испытывали в рифее горизонтальное растяжение и более или менее глубокое проседание. Эти зоны, впервые выявленные в пределах Восточно-Европейской платформы Н.С. Шатским [13], предложившим называть их авлакогенами (в переводе с греческого "бороздой рожденными структурами"), можно рассматривать в качестве древнейших аналогов кайнозойских континентальных рифтовых зон, в первую очередь интракратонных. Локализация рифейских авлакогенов контролировалась наличием благоприятных структурных элементов в их фундаменте, к которым принадлежали различные линейные зоны раннепротерозойского и архейского возраста, в частности древние гранулитовые пояса, "предрасположенные", как отмечалось выше, к последующей тектоно-термальной регенерации. Проведенное Н.С. Шатским сравнительное изучение ряда рифейских, а также палеозойских авлакогенов показало их значительное разнообразие, выраженное в современной структуре и отражающее различную сложность процесса их тектонического развития, и позволило различать среди авлакогенов две главные группы. К первой относятся, согласно Н.С. Шатскому, простые авлакогены, сохранившие в относительно мало измененном виде первоначальную грабенообразную форму, по крайней мере в структуре нижних горизонтов платформенного чехла. Ко второй группе — сложным авлакогенам — Н.С. Шатский отнес обычно более крупные (т. е. более протяженные, широкие и глубокие) и сложно построенные интракратонные линейные зоны, первоначальная грабенообразная структура которых была сильно осложнена и преобразована позднейшими линейными складчатыми деформациями, превратившими их в узкие интракратонные складчатые зоны. Слагающие их рифейские отложения чаще более мощные, чем в простых авлакогенах, обычно оказываются метаморфизованными (преимущественно в зеленосланцевой фации) и нередко прорываются синскладчатыми и постскладчатыми интрузивными телами. Эти черты строения и развития сближают "сложные авлакогены" с геосинклинальными прогибами, заложенными на континентальной коре, и с возникшими в итоге их эволюции эпигеосинклинальными складчатыми зонами. Вместе с тем между типичными "простыми" и "сложными" авлакогенами существует ряд постепенных переходов, которые в отдельных случаях можно проследить даже по простиранию единой зоны. Поэтому, чтобы подчеркнуть двойственную, промежуточную между типичными авлакогенами (рифтовыми зонами) и геосинклинальными прогибами природу "сложных" авлакогенов и, учитывая, что этот термин не получил распространения, целесообразно применять для обозначения подобных зон предложенный Г.П. Леоновым [5] термин "авлакогеосинклиналь", сохранив термин "авлакоген" лишь для "простых авлакогенов" Н.С. Шатского.



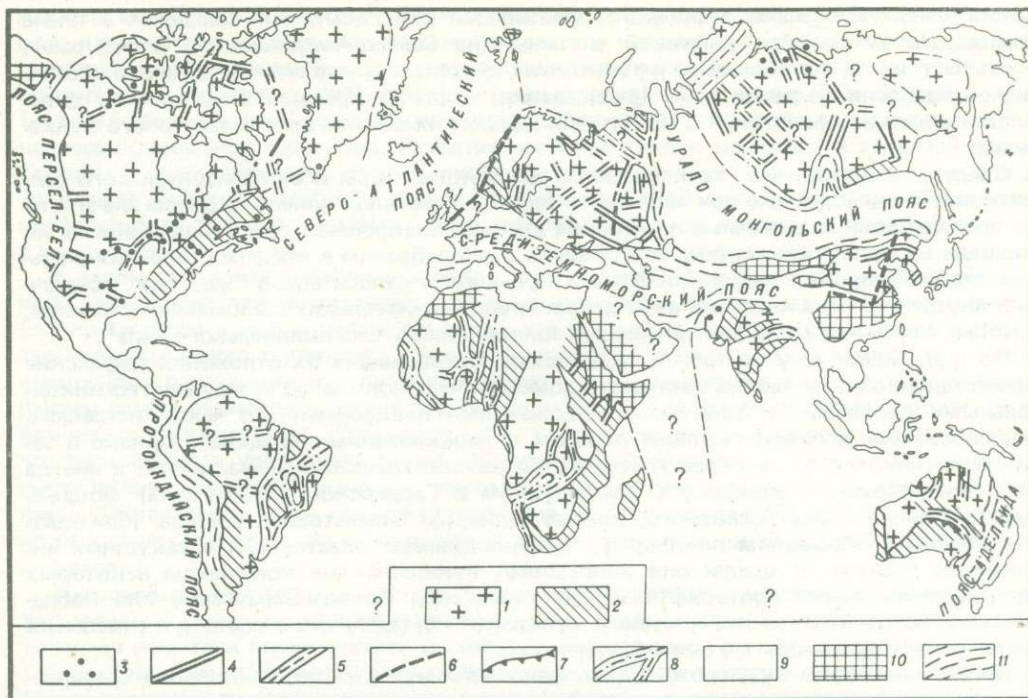


Рис. 3. Рифтовые и рифтоподобные зоны на древних платформах в позднем протерозое

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

Уже в позднем протерозое отчетливо проявились существенные отличия в тектоническом строении и развитии платформ Лавразийской и Гондванской групп и в размещении геосинклинальных поясов, которые Н.А. Штрейс [16] назвал "биполярностью структуры Земли". Наиболее ранние типичные проявления внутриплатформенного рифтогенеза, выраженные в заложении и развитии многочисленных рифейских авлакогенов, в своей подавляющей части сосредоточены в пределах Восточно-Европейской платформы, а также трех других платформ северной, Лавразийской, группы, где они были впоследствии также обнаружены. Эти древние, в значительной мере погребенные линейные грабенообразные зоны, ограниченные нормальными сбросами, пересекающие фундамент каждой платформы в различных направлениях, являлись, как отметил А.А. Богданов [1], либо слепыми выростами смежных геосинклинальных поясов (входящие авлакогены), глубоко проникающими в тело платформ, либо узкими связующими ветвями между двумя соседними геосинклинальными поясами, отсекающими от платформ их угловые участки или разделяющими их на несколько частей (сквозные авлакогены), либо, наконец, замкнутыми ("слепыми") бороздовыми впадинами, простирающимися параллельно обрамляющим платформы геосинклинальным поясам (внутренние авлакогены). Эти соотношения указывают на тесную структурно-генетическую связь рифейских авлакогенов на платформах с обрамляющими их геосинклинальными поясами, позволяя рассматривать их заложение как более слабые проявления на территории платформ по сравнению с этими поясами единого тектонического процесса раздробления, горизонтального растяжения, глубокого погружения и переработки континентальной коры. Одновременное возникновение на одной платформе (например, Восточно-Европейской) сетки, состоящей из многочисленных гра-



бенообразных зон резко различного простираения или сильно изгибающейся в плане древовидно ветвящейся рифтовой системы (на Северо-Американской платформе), указывает на то, что заложение и развитие их протекало в условиях некоторого общего разнонаправленного расширения (расползания) коры платформ. С этим хорошо согласуются широкие проявления в некоторых рифейских авлакогенах базальтового вулканизма.

Следует отметить, что, хотя процессы деструкции коры и ее горизонтального расширения, происходившие при заложении геосинклинальных поясов, в целом значительно превосходили аналогичные явления на древних платформах, они проявлялись на их площади весьма неравномерно. Это привело к обособлению в пределах геосинклинальных поясов широких геосинклинальных прогибов и относительно "жестких" остаточных внутренних массивов или даже целых групп из нескольких сближенных массивов, которые разделялись узкими линейными зонами авлакогеосинклинального типа<sup>1</sup>.

По формационному составу и мощностям заполняющих их отложений рифейские авлакогены большей частью занимают промежуточное положение между миеосинклинальными прогибами и типичными отложениями платформенного чехла, начавшего формироваться в рифее главным образом в перикратонных впадинах. Однако в заполнении некоторых наиболее глубоких рифейских авлакогенов участвуют, а иногда даже доминируют (например, в Кыюноуском и Гардарском авлакогенах) мощные вулканогенные толщи основного, преимущественно базальтового состава (близкого к трапповым формациям платформ), сопровождаемые пластовыми и секущими интрузиями базитов. В целом они напоминают вулканические комплексы некоторых раннепротерозойских проторифтовых зон, например Печенга-Варзугской или Лабрадорской, но отличаются присутствием вулканитов субщелочного состава и отдельных щелочных интрузий, обычно центрального типа.

Проявления позднепротерозойского щелочного вулканизма, связанного с рифтогенезом, отмечаются также на севере Сибирской платформы [14]. В конце среднего рифея или в конце позднего рифея—венде большинство авлакогенов отмирает, а некоторые из них испытывают инверсию знака тектонических движений (смену погружения воздыманием, растяжения сжатием), выразившуюся в возникновении в них внутренних вало- или горстообразных поднятий, взбросов, надвигов, а в отдельных случаях в складчатых деформациях выполняющих их отложений. Эти деформации инверсионного типа во времени отвечают раннебайкальской (гренивильской) и позднебайкальской эпохам складчатости и, очевидно, представляют собой относительно слабые отражения на платформах соответствующих деформаций сжатия в смежных с платформами геосинклинальных поясах. В тех случаях, когда инверсия не имела места или проявлялась слабо, в конце позднего протерозоя (в венде) или в палеозое на месте авлакогенов начали формироваться более широкие и плоские платформенные впадины типа синеклиз.

На большинстве платформ южной, Гондванской, группы типичные авлакогены в позднем протерозое почти неизвестны, что, очевидно, связано с удаленностью большей части этой огромной территории от известных нам геосинклинальных поясов. Исключение составляют лишь северная и центральная части Австралийской платформы, приближенные к Тихоокеанскому геосинклинальному поясу (авлакогены Баттен, Амадиес и др.), и Антарктическая платформа, на которой одни позднепротерозойские авлакогены явно тяготеют к Росскому эпигеосинклинальному складчатому поясу байкалид, а другие располагаются в северной части Восточной Антарктиды близ побережья Южного океана. Эти факты, как и повсеместные проявления байкальского изотопного "омоложения" пород этой периферической зоны, дают основания допускать существование в пределах Южного океана Периантарктического геосинклинально-складчатого байкальского пояса.

В пределах же западной части Гондваны — на громадных территориях современных Африкано-Аравийской и Южно-Американской платформ — вместо геосинклинальных поясов и типичных авлакогенов чрезвычайно широко распространены как бы заменяющие и те и другие интракратонные энсиалические авлакогеосинклинальные прогибы, многие из которых достаточно узки (менее 100 км) и обладают большим сходством с раннепротерозойскими авлакогеосинклинальными прогибами Лавразийских платформ,

<sup>1</sup> Подобные области после отмирания включавших их геосинклинальных поясов, как правило, превращались в молодые плиты.



Австралии и Индии. Во многих работах предполагается, что нынешняя Южно-Американская платформа в позднем протерозое (так же, как и в палеозое—юре) непосредственно прилежала к Африканской, однако представляется более правдоподобным, что между Бразилией и Экваториальной Африкой существовала зона шириной в многие сотни (и, может быть, тысячу) километров, в которой располагалась система рифейских авлакогеосинклинальных прогибов. Развитие интракратонных прогибов в западной части Гондваны сопровождалось фазами сжатия в конце раннего (в Африке) и среднего (в Южной Америке) рифея и завершилось интенсивной складчатостью и широкими проявлениями тектоно-термальной активизации в ряде зон Африки и Южной Америки в конце рифея и в венде.

В целом горизонтальное растяжение, которому кора платформенных областей подвергалась в пределах авлакогенов в рифее, несомненно, не было полностью компенсировано сжатием в конце рифея и в венде, что указывает на некоторое общее горизонтальное расширение территории древних платформ в позднем протерозое. Факт одновременного растяжения и углубления авлакогенов, имеющих в пределах одной платформы самые различные простирания, говорит о том, что имело место их расширение в различных направлениях ("расползание"). Вряд ли можно также сомневаться в том, что расширение и увеличение площади геосинклинальных поясов при их заложении в рифее не было компенсировано в целом деформациями сжатия, происходившими в конце байкальского этапа, поскольку развитие этих поясов, за исключением сравнительно небольших участков, не закончилось в рифее—венде и с новой силой возобновилось в палеозое.

Палеозой. В течение палеозоя продолжали свое развитие геосинклинальные пояса, возникшие в рифее, но многие их зоны после эпохи байкальской складчатости в начале палеозоя испытали новое сильное растяжение, приведшее к разрывам утоненной континентальной коры и возникновению офиолитовых трогов с корой океанического типа. Проявления интракратонного рифтогенеза в палеозое в основном были приурочены к северным, Лавразийским платформам. По характеру они были во многом сходны с познепротерозойским рифтообразованием, но уступали ему по интенсивности и пространственности. При этом в палеозое, как правило, не возникали новые интракратонные рифтовые зоны, лишь регенерировались после более или менее продолжительной паузы в их развитии многие (хотя далеко не все) древние авлакогены. В единичных же случаях, например в Яньшаньской палеорифтовой зоне на севере Китайской платформы, погружение авлакогена на рубеже протерозоя и палеозоя почти не прерывалось.

Зоны, затронутые рифтогенезом в палеозое, в отличие от рифея, захватывали не всю территорию платформ, а лишь их зоны, тяготевшие к обрамлявшим их геосинклинальным поясам. При этом на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, обрамление которых образуют разновозрастные палеозойские эпигеосинклинальные складчатые области, в некоторых авлакогенах и зонах разломов проявился слабо выраженный каледонский "цикл". Затем в среднем—позднем девоне произошла мощная, сопровождавшаяся вспышками щелочно-базальтового и щелочно-ультрабазитового магматизма регенерация ряда рифейских авлакогенов, которая представляла одно из проявлений глобального процесса тектоно-магматической активизации в девоне. Длительность периода интенсивного погружения регенерированных авлакогенов в повторных палеозойских циклах их развития, как правило, оказывается гораздо меньшей, чем в позднем протерозое, составляя десятки — максимум 100 млн. лет против нескольких сотен миллионов лет в рифее, но общая глубина их опускания в целом мало уступает таковой в позднепротерозойском цикле, а скорость погружения в палеозое даже существенно превосходит темп протерозоя в рифее.

В самом протяженном из палеозойских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе — Днепровско-Донецком — погружение продолжалось с большой интенсивностью с позднего девона до ранней перми и завершилось в его наиболее глубокой восточной части, представляющей, по существу, авлакогеосинклинальную зону, инверсией и складчатостью в середине пермского периода. Но и после этого повторные, постепенно затухающие деформации сжатия в восточной части этого авлакогена продолжались по крайней мере до конца мезозоя. Инверсия, сопровождавшаяся деформациями сжатия и возникновением узких зон линейных поднятий, проявилась в некоторых других палеозойских авлакогенах на Сибирской (Патомско-Виллюйский, Иркинеевский и др.) и Северо-Американской (Бутия-Корнуолс, Вичита) платформах. В некоторых же авла-



когенах деформации инверсионного характера (возникновение валообразных поднятий над грабенами, взбросо-надвиговые подвижки) оказались сильно оторванными во времени от стадии интенсивного погружения (отвечавшей второй половине девона) и происходили в течение мезозоя — в конце триаса, юре, мелу, а местами даже в кайнозое (Жигулевский взбросо-надвиг).

На большинстве южных, Гондванских, платформ рифтогенез в раннем и среднем палеозое, как и в рифее, проявился очень слабо. Исключения составляют Австралийская платформа, где в кембрии возобновили свое развитие и завершили его в карбоне деформациями сжатия авлакогены Центральной Австралии (Амадиес и др.), прилегающие к Восточно-Австралийской складчатой системе, и некоторые авлакогены на северо-западе Африканской (Угарта, Антиатлас) и на западе Южно-Американской платформы (Чикитос), тяготеющие соответственно к палеозоидам Атласа и Анд. Однако некоторые палеозойские авлакогеосинклинали явно находились во внутренней части суперконтинента Гондваны. Это Капиды на юге Африки и Сьерра-де-ла-Вентана на юго-востоке Южной Америки, развитие которых завершилось складчатостью в триасе, а также развивавшиеся с ордовика или силура авлакогены в Северо-Западной и Западной Австралии. Наличие палеозойских внутригондванских авлакогеоносов и авлакогеосинклиналиальных зон позволяет допустить возможность существования в палеозое в южной части нынешнего Атлантического и восточной части Индийского океанов каких-то неизвестных нам более крупных подвижных зон, ответвлениями которых они могли являться. Магматизм, сопутствующий проявлениям рифтогенеза на древних платформах, в палеозое окончательно приобретает субщелочной или щелочной характер, который сохраняется и на протяжении последующего мезозойско-кайнозойского мегаэпэа. В целом на протяжении почти палеозоя, судя по истории развития авлакогеоносов на древних платформах, как и геосинклиналиальных поясов, сколько-нибудь существенного расширения их площади, как и общей площади обрамляющих платформ геосинклиналиальных поясов, а также, вероятно, всей земной поверхности, не происходило (рис. 4).

Другим качественно новым типом рифтогенеза, впервые проявившимся в палеозое, было возникновение первых эпиорогенных рифтовых зон и рифтовых систем. Последние начали формироваться в пределах тех геосинклиналиальных поясов или отдельных их частей, которые завершили свое геосинклиналиальное погружение, испытали главные деформации сжатия и превратились в складчатые области [7].

Наиболее древняя эпиорогенная рифтовая зона возникла в венде—раннем кембрии на байкальском складчатом фундаменте Байкало-Патомской области в Сибири. В пределах Урало-Монгольского пояса после эпохи байкальской складчатости, несомненно, возник и ряд других рифтоподобных зон, но они были "замаскированы" в ходе последующих тектонических преобразований, поскольку рифтоподобные деформации в этих зонах в венде—начале палеозоя, по существу, представляли лишь начальную фазу регенерации геосинклиналиального процесса. Более молодая, девонская генерация эпиорогенных рифтовых зон наиболее широко представлена в Северо-Атлантическом каледонском складчатом поясе. К ней принадлежат грабены Восточной Гренландии, Шпицбергена, Норвегии, Шотландии, Северных Аппалач, выполненные мощными грубо-обломочными, а в ряде случаев и вулканогенными образованиями. Формирование линейных рифтовых впадин происходило в условиях горизонтального растяжения, сопряженного местами с крупными сдвигами (Шотландия).

В каледонских складчатых сооружениях Урало-Монгольского пояса, структуры которых имели не линейный, а более сложный, извилистый рисунок, в девоне возникали впадины неправильной формы, сопряженные с ними глыбовые зоны поднятий, вулканические пояса и области (каледониды Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Саяно-Минусинской области). Аналогичные глыбовые структуры растяжения и области наземного вулканизма формировались и после герцинских складчатых деформаций в позднем палеозое в некоторых областях Урало-Монгольского пояса, например, северном фланге Средиземноморского пояса (в Центральной Европе). Вулканизм, широко проявлявшийся в эпиорогенных рифтовых зонах, отличался от щелочного вулканизма палеозойских, а также мезозойско-кайнозойских интракратонных рифтовых зон преимущественно известково-щелочным характером.

**Мезозой и кайнозой.** Мезозойско-кайнозойская эпоха в истории Земли была ознаменована существенной перестройкой ее общего тектонического плана, по своему зна-



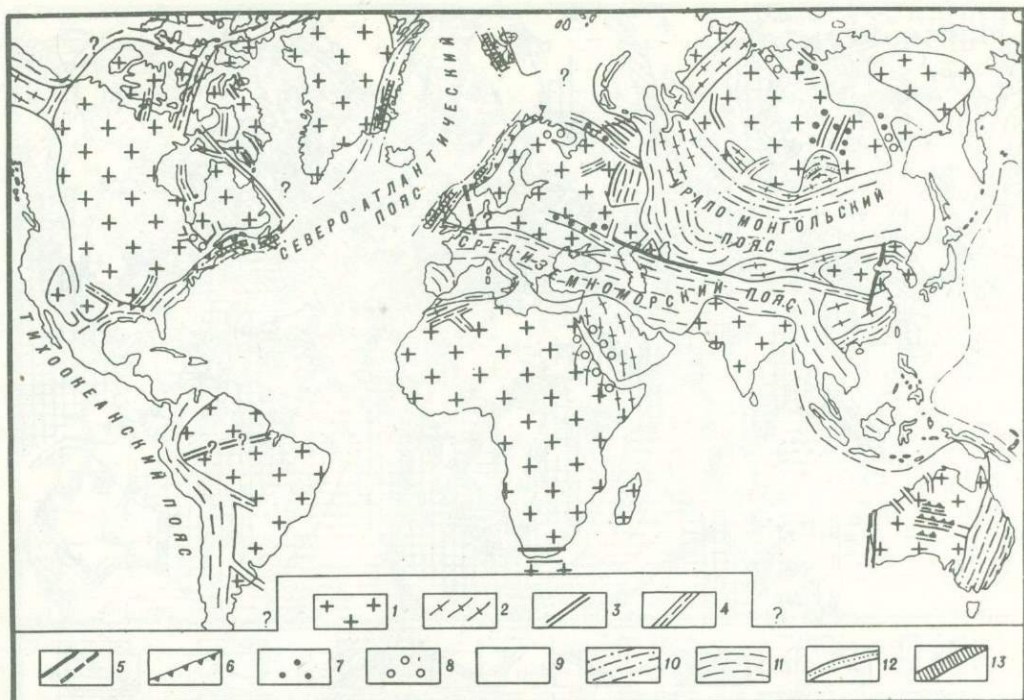


Рис. 4. Рифтовые зоны на древних платформах и в складчатых областях в палеозое (до перми)  
 1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — ранне- и среднепалеозойские авлакогены (в основном регенерированные); 4 — то же, испытавшие инверсию в среднем или позднем палеозое; 5 — крутые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

чению сравнимой с возникновением геосинклинальных поясов и обособлением древних платформ в рифее. В течение мезозоя и кайнозоя сфера проявления геосинклинального процесса все более сужается, возникают и постепенно разрастаются вторичные океанические впадины, происходит "обновление" ложа древней Тихоокеанской впадины. Гигантские по масштабу вулканические процессы последовательно охватывают все ложе океанов, а также обширные внегеосинклинальные области континентов. Если в позднем протерозое и палеозое главными тектоническими элементами, помимо Тихоокеанской впадины, являлись геосинклинальные пояса и древние платформы, то в мезозое-кайнозое роль главных элементов структуры Земли приобретают океанические впадины и континентальные массивы, образовавшиеся частью в процессе спаивания одной или нескольких (Евразия) платформ со смежными эпигеосинклинальными складчатыми областями, а частью, напротив, в результате распада ранее существовавших более обширных платформ (Гондванской и Гренландско-Северо-Американской).

Наконец, важнейшим элементом мезозойско-кайнозойской тектонической истории было возникновение и развитие многочисленных рифтовых зон в пределах как континентов, так и всех океанов, в структуре и формировании ложа которых они играют огромную или даже ведущую роль. Еще к концу палеозоя относится возникновение (или регенерация) на некоторых участках Восточной Гондваны рифтовых зон, тяготеющих в отличие от более древних рифтовых зон платформ не к геосинклинальным поясам, а к периферии современной впадины Индийского океана и, по-видимому, генетически связанных с начальными стадиями распада Гондваны. Наиболее ранними



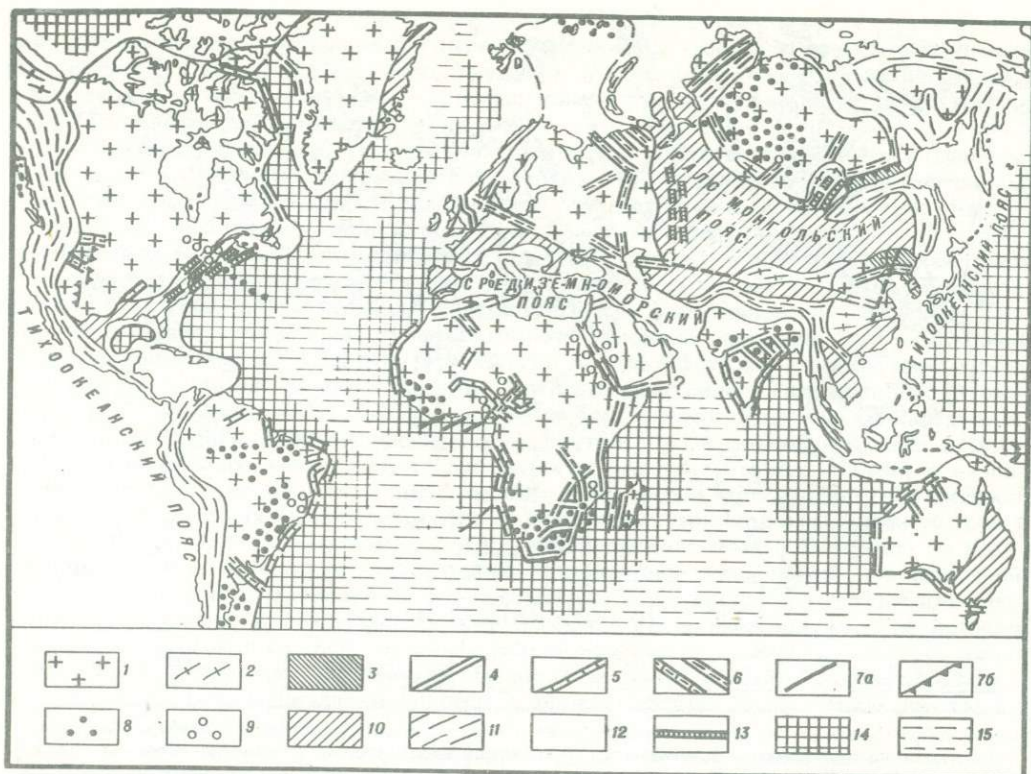


Рис. 5. Рифтовые зоны на древних платформах и в складчатых областях в перми и мезозое  
 1 — древние платформы; 2 — области байкальской складчатости; 3 — зоны тектоно-магматической активизации на платформах в мезозое; 4, 5 — рифтовые зоны на платформах: 4 — позднепалеозойские—раннемезозойские, 5 — позднемезозойские; 6 — проявления инверсии в палеозойских авлакогенах и мезозойских рифтовых зонах платформ в мезозое; 7 — зоны крупных разломов: а — крутых, б — пологих; 8 — вулканизм на платформах; 9 — интрузии на платформах; 10 — палеозойские складчатые пояса; 11 — геосинклинальные пояса, завершившие развитие мезозойской складчатостью; 12 — то же, не завершившие развитие; 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

среди них являются и раннегондванские грабены на Индостанской и "каррусские" грабены в юго-восточной части Африканской платформы, долготная Западно-Мозамбикская система грабенов, куда в середине перми впервые проникло море, а также некоторые разновозрастные им грабенообразные впадины на Антарктической платформе (рис. 5).

В мезозое сфера проявлений рифтогенеза продолжает расширяться, а их разнообразие и интенсивность резко возрастают. Одновременно с этим в раннем триасе начинается длительная эпоха интенсивного траппового магматизма на континентах, почти совершенно отсутствовавшего в течение почти всего палеозоя, и на протяжении мезозоя и раннего кайнозоя (до эоцена включительно) он "блуждает" по поверхности Земли, последовательно захватывая Сибирскую, Африканскую, Антарктическую, Южно-Американскую, Индостанскую, Гренландскую платформы и прилегающие к ним складчатые области. С середины (?) юры фиксируются еще гораздо более мощные, количественно превосходящие трапповый вулканизм платформ в 15—20 раз базальтовые излияния во всех окраинах — как в молодых, так и в древнем Тихом океане, которые продолжают до современности.

Мезозойские, а также кайнозойские внутриконтинентальные интракратонные рифтовые зоны в отличие от рифейских и палеозойских авлакогенов, структурно и генетически сопряженных с геосинклинальными поясами, тяготеют к впадинам Атланти-



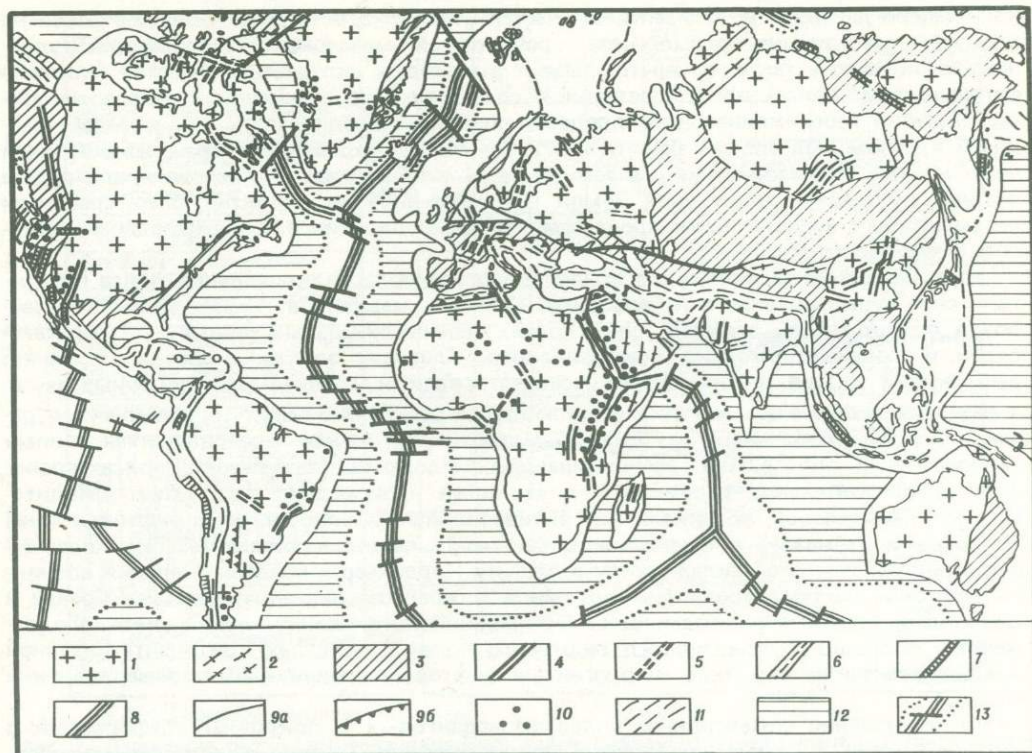


Рис. 6. Рифтовые зоны на континентах и океанах в кайнозое

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

ческого и Индийского океанов, как бы "вливаясь" в них, и, несомненно, генетически связаны с их формированием. За единичными исключениями (меловой рифт Бенуэ в Западной Африке) они не переживали тектонической инверсии и развивались в режиме прерывистого растяжения и проседания.

Еще более тесно связаны со становлением молодых океанических впадин многочисленные мезозойские периконтинентальные рифтовые зоны, прослеживаемые вдоль западных и восточных побережий Индии и Африки, восточных побережий Северной и Южной Америки и западного побережья Австралии. В значительной мере они наложены на краевые части платформ, обособившихся при распаде суперконтинента Гондваны, но некоторая их часть (например, на восточной периферии Северной Америки) приурочена к палеозойским складчатым сооружениям и имеет эпигорогический характер.

Наиболее грандиозные проявления рифтообразования в позднем мезозое и кайнозое, несомненно, имели место в пределах Атлантического, Индийского и Арктического океанов (рис. 6). Однако нельзя связывать формирование этих гигантских впадин исключительно с внутриокеаническим типом рифтогенеза, т.е. с процессом спрединга в зонах срединно-океанических рифтовых хребтов, так как значительные периферические части их ложа были сформированы в результате процессов опускания, раздробления и рассредоточенного рифтогенеза ("расползания") и переработки земной коры. Роль этих процессов была особенно значительной в формировании ложа северной части Атлантического, восточной (большей) части Арктического, северо-восточ-



ной, северо-западной и юго-западной частей Индийского океана. Большое развитие процессов деструкции, рифтогенеза, грандиозный мезозойско-кайнозойский вулканизм в океанах, а также на платформах и в молодых складчатых областях (краевые вулканические пояса) при существенном сокращении по сравнению с палеозоем сферы развития геосинклинали процесса позволяет предполагать, что мезозой—кайнозой в целом был эпохой значительного повышения термического режима в верхней части мантии (а эпизодически и в земной коре) и общего, хотя и осложненного рядом частных пульсаций, расширения Земли [19]. Эти явления, вероятно, были сравнимы по масштабу с аналогичными процессами, происходившими в архее и позднем протерозое и архее.

Хотя Северо-Атлантический и Урало-Монгольский геосинклиналильные пояса прекратили свое существование в палеозое или к началу мезозоя, в течение мезозоя и кайнозоя продолжалось развитие двух других геосинклиналильных поясов — Тихоокеанского и Средиземноморско-Индонезийского. Главным эпохам и фазам усиления деформаций сжатия в этих поясах соответствовали ослабление или временные паузы в развитии рифтогенеза и вулканизма в других регионах Земли, что, возможно, отражало наличие глобальных фаз сжатия. Напротив, во время чередовавшихся с ними "анорогенных" эпох в этих геосинклиналильных, а позднее орогенических поясах проявлялось горизонтальное растяжение, в частности происходило раскрытие офиолитовых зон (в мезозое), возникали или активизировались эпиорогенные рифтовые зоны (в позднем кайнозое) и имели место мощные вспышки вулканизма. Так, после завершения ларамийской складчатости в области Кордильер в позднем кайнозое возникли рифтовая система провинций Бассейнов и Хребтов, рифтовая зона Рио-Гранде и межконтинентальная рифтовая зона Калифорнийского залива, являющиеся продолжением Восточно-Тихоокеанского рифтового пояса в пределах континента Северной Америки, а также гирлянда эпиорогенных рифтовых впадин в Южно-Американских Андах.

По завершении интенсивных складчато-надвиговых и покровных деформаций в западной части Средиземноморского орогенического пояса в плиоцене—антропогене резко усилились процессы раздробления, растяжения и проседания многочисленных впадин. Эта же эпоха была ознаменована активизацией процессов рифтогенеза и сопутствующего вулканизма также в Африкано-Австралийском, Байкальском и других внутриконтинентальных кайнозойских рифтовых поясах, во всех внутриокеанических рифтовых поясах и межконтинентальных рифтовых зонах при одновременном прекращении или резко ослаблении деформаций сжатия в Тихоокеанском поясе и на большей части Средиземноморско-Индонезийского орогенетического пояса (кроме его Кавказско-Гималайского сегмента). Можно предполагать поэтому, что последние 4—5 млн. лет отвечают последней фазе некоторого общего расширения Земли, так же как и мезозойско-кайнозойская эпоха в целом знаменуется преобладанием глобального расширения (и в том числе рифтогенеза) над проявлениями сжатия.

Рифтогенез в эту эпоху в отличие от протерозоя и палеозоя не был непосредственно связан с развитием геосинклиналильных областей и поясов и не был подчинен ему, как сопутствующее явление на обрамляющих их платформах. Напротив, он представлял собой процесс растяжения и деструкции коры, пространственно и генетически связанный с формированием "вторичных" океанических впадин. По отношению к развитию геосинклиналильных поясов рифтогенез в течение мезозоя и кайнозоя выступает не как подчиненный ему (как в позднем протерозое и палеозое), а во многом противоположный по своим кинематическим тенденциям комплементарный, "антагонистический" процесс. Эти процессы сложно сочетаются между собой на площади и чередуются во времени, причем фазы усиления рифтогенеза не совпадают, а чередуются с пароксизмами сжатия в геосинклиналильных областях. Суммарный эффект расширения земной коры в целом, по-видимому, несколько превышает на протяжении мезозоя—кайнозоя глобальный эффект ее сокращения.

Таким образом, в ходе развития Земли рифтогенез как геологический процесс претерпевает сложную эволюцию (рис. 7). В архее развитие линейных тектонических зон — зеленокаменных и гранулитовых поясов — совмещало в себе черты рифтового и геосинклиналильного процессов последующих эпох. Подвижные зоны раннего протерозоя — протогоеосинклиналильные области и проторифтовые зоны — развивались в однотипном тектоническом режиме, но различались размерами, масштабом и интенсив-



Тектонические области и зоны	A		PR <sub>1</sub>		PR <sub>2</sub>			PZ		MZ	MZ
	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 (Зеленокаменные „пояса“)			Повторная тектона-термальная активизация								
Протоплатформенные области											
Древние платформы (кратоны)											
Протогеосинклинальные области											
Геосинклинальные пояса											
Первичные океанические бассейны (тихоокеанский)	?	?	?	?							Побочные пояса
Вторичные океанические бассейны											
Рифтовые и рифтоподобные зоны и пояса	Авлакогеосинклиналь (протоавлакогены)							Регенерация			
	Древние р.з. (авлакогены)							Регенерация			
	Молодые р.з. (не испытывавшие инверсии)										
	Эпирогенные										
	Периконтинентальные										
Межконтинентальные											
Внутриокеанические											

## II Деформации сжатия

Рис. 7. Диаграмма распространения различных типов рифтовых и рифтоподобных зон и других типов тектонических областей в истории Земли

ностью деформаций и термических процессов. В позднем протерозое и палеозое континентальный рифтогенез (в форме развития авлакогенов и авлакогеосинклинальных зон) представлял собой процесс, родственные и подчиненные геосинклинальному, а в последнюю, мезозойско-кайнозойскую, эпоху развития нашей планеты рифтогенез впервые приобрел огромное самостоятельное значение как одна из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин, возможно, протекавших в ходе некоторого общего расширения Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1961, № 5, с. 46—66.
- Грачев А.Ф., Федоровский В.С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Долгинов Е.А., Моралев В.М., Поникеров В.Л. О типах раннедокембрийских структур. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты/К.О. Кратц, А.Н. Берковский, Л.П. Бондаренко и др. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Леонов Г.П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М.: Изд-во МГУ, 1980. 344 с.
- Мазарович А.Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, 1952. Ч. 2. 140 с.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- 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.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 344 с.
- Синицин А.В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
- Хаин В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 31—38.
- Шатский Н.С. О прогибах Донецкого типа. — В кн.: Избр. тр. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 544—553.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.



15. Шилле Г. Тектоническое расчленение истории Земли. — В кн.: Избр. тр. М.: Мир, 1964, с. 344—394.
16. Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геол. Пробл. 9. М.: Наука, 1964, с. 7—47.
17. Burke K.C., Dewey I.F., Kidd W.S.F. Dominance of horizontal movements, arc and microcontinental collisions in the later permobile regime. — In: The early history of the Earth. L.: J. Willey and Sons, 1976, p. 113—129.
18. Kröner A. Precambrian crustal evolution in the light of plate tectonics and the undation theory. — *Geologie en mijnbouw*, 1979, bd. 58 (2), blz. 231—240.
19. Milanovsky E.E. Problems of the tectonic development of the Earth in the light of concept on its pulsations and expansion. — *Rev. géogr. phys. et géol. dyn.*, 1980, vol. 22, fasc. 1, p. 15—27.
20. Windley P.F. Crustal development in precambrian. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, vol. 273, N 1273, p. 231—341.

УДК 551.24 (285.2)

## СТРОЕНИЕ И СТАДИИ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Н.А. ЛОГАЧЕВ, Ю.А. ЗОРИН

*Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск, СССР*

В последние 20 лет Байкальская рифтовая зона интенсивно изучалась геологически и геофизическими методами. Такие комплексные исследования позволили приблизиться к пониманию не только механизма формирования рифтов Восточной Сибири, но и природы континентального рифтогенеза в целом. В настоящей работе кратко изложены представления о строении и развитии рифтовой зоны, которые сформировались в результате этих исследований.

### САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЕ СВОДОВОЕ ПОДНЯТИЕ

Саяно-Байкальское сводовое поднятие, в пределах которого распространены рифтовые впадины, протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 1500 км. Оно имеет довольно сложное строение, местами расширяясь до 300 км и сужаясь до 150 км. К широким сегментам поднятия приурочены максимальные высоты рельефа (до 2500—3000 м). По простиранию отмечаются три таких кульминации высот (с юго-запада на северо-восток): Саяно-Хамардабанская, Баргузино-Икатская и Кодаро-Удоканская. Они разделяются седловидными понижениями поверхности сводового поднятия: Селенгинским и Витимским (рис. 1).

Центральная по простиранию часть Саяно-Байкальского сводового поднятия располагается в области позднепротерозойской складчатости и протягивается параллельно как структурам этого возраста, так и границе древней Сибирской платформы. Юго-западная его часть распространяется в область каледонид, а северо-восточная пересекает под прямым углом складчатые позднепротерозойские структуры, вторгаясь на площадь архейского Алданского щита Сибирской платформы.

### СТРОЕНИЕ РИФТОВЫХ ВПАДИН

В Байкальской рифтовой зоне существует сложная ветвящаяся цепь впадин, разделенных горными перемычками. Большая часть крупных впадин (Южно-Байкальская, Баргузинская, Муйская, Чарская, Токкинская) приурочена к осевой части сводового поднятия. Некоторые же впадины (Северо-Байкальская, Верхнеангарская) смещены на северо-западный склон поднятия.

Наиболее крупной впадиной является Байкальская, состоящая из двух кулисообразно расположенных котловин — Южной и Северной, которые разделены диагональным поднятием подводного Академического хребта. Длина каждой котловины составляет 350 км при ширине 45—50 км. Другие впадины имеют длину 100—200 км и ширину 35—40 км (см. рис. 1).

Судя по геофизическим данным, толщина линзы осадков в Южно-Байкальской впа-



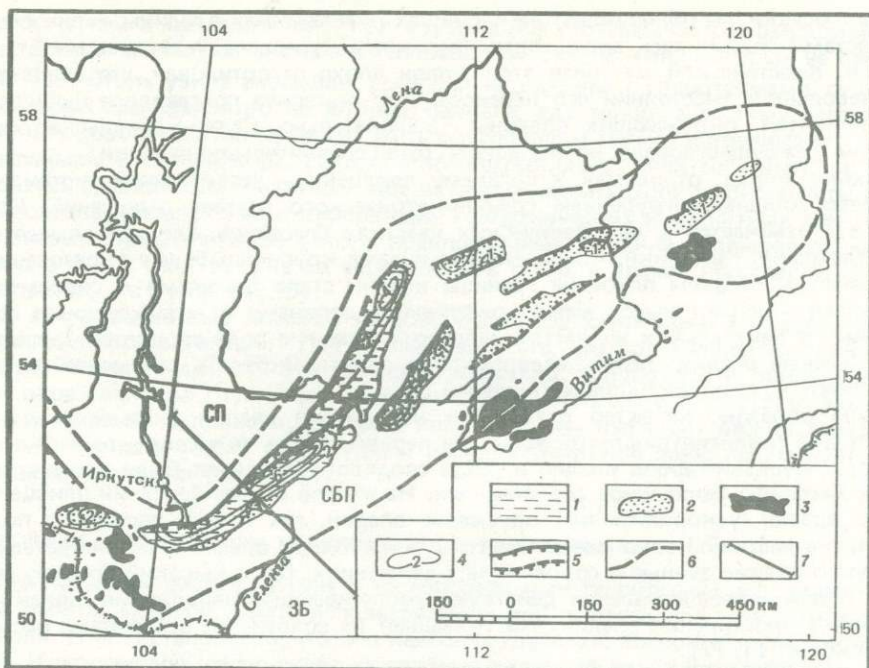


Рис. 1. Схематическая карта Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий  
 1 — участки рифтовых впадин, покрытых водами оз. Байкал; 2 — кайнозойские осадочные отложения в рифтовых впадинах; 3 — кайнозойские базальты; 4 — изопахиты кайнозойских отложений (в км); 5 — разломы; 6 — границы геологических провинций (СП — Сибирская платформа, СБП — Саяно-Байкальское сводовое поднятие, ЗБ — Забайкальская область умеренного горообразования); 7 — линия глубинного разреза литосферы (см. рис. 3)

дине достигает 6000 м, в Северо-Байкальской — 4000, а в других рифтовых впадинах — 1500–2500 м [5]. Эти оценки не противоречат результатам бурения: скважина в дельте р. Селенги (центральная часть Южно-Байкальской впадины), вскрывшая последовательно отложения от плейстоцена до раннего олигоцена или даже эоцена, не достигла кристаллического фундамента при глубине около 3000 м, а бурение скважины в Тункинской впадине остановлено в осадках нижнего миоцена на глубине 2100 м.

Впадины отделены от плеч (или крыльев) сводового поднятия системой нормальных сбросов или сбросо-сдвигов, образующих ступени. Разломы эти сложно ветвятся и пересекаются между собой. Их амплитуда обычно больше на северо-западных бортах, в связи с чем впадины асимметричны. В структуре поверхности кристаллического фундамента рифтов разрывные дислокации сочетаются с плавными ее изгибами [15, 17]. Уже само наличие нормальных сбросов свидетельствует о формировании впадин в обстановке растяжения.

#### ОСАДОЧНОЕ НАПОЛНЕНИЕ ВПАДИН И СТАДИИ РАЗВИТИЯ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Континентальные осадочные отложения в рифтовых впадинах разделяются на две толщи. Нижняя толща, относимая к олигоцену — раннему плиоцену (от 35 до 3–5 млн. лет назад), сложена песчаниками, алевролитами и глинами, среди которых сравнительно редко встречаются пласты известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей. Эти отложения имеют озерный, болотный и речной генезис. Отсутствие грубозернистых краевых фаций в экспонированных частях разреза нижней толщи в южном обрамлении оз. Байкал указывает, что в рассматриваемый интервал времени ширина осадочных бассейнов была больше, чем в настоящее время, но, очевидно, не намного,



так как осадки не обнаружены на вершинах окружающих впадины горных хребтов, где местами сохранилась дорифтовая (верхний мел — палеоген) поверхность выравнивания. Кластический материал этой толщи плохо отсортирован, что свидетельствует о небольшом расстоянии его переноса. Этот материал поставлялся непосредственно с поднятий, окружающих впадины. Следовательно, Саяно-Байкальское сводовое поднятие уже существовало, но его высоты были сравнительно невелики.

Верхняя толща, относимая к среднему плиоцену — четвертичной системе, характеризуется общим поглубением гранулометрического состава отложений. Особенно четко это отмечается в периферических участках бассейнов, где появляются гравийные отложения, галечники, конгломераты и даже крупноглыбовые образования. Следовательно, в среднем плиоцене границы впадин стали близкими к современным и увеличился контраст высот между рифтовыми долинами и окружающими горными хребтами. В центральных же частях депрессий главную роль продолжали играть озерные и речные осадки: пески, алевролиты и глины. Скорость седиментации верхней толщи почти на порядок выше, чем нижней [9].

Таким образом, характер осадочного заполнения впадин указывает на наличие двух стадий развития рифтовой зоны. На первой стадии (олигоцен—ранний плиоцен) скорость опускания днищ впадин и роста сводового поднятия были невелики, а осадочные бассейны были шире современных. На второй стадии (средний плиоцен — настоящее время) ускорились как опускание впадин, так и рост сводового поднятия.

Развитие рифтовой зоны продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют как геодезические данные о современных движениях, так и высокий уровень сейсмичности. В очагах землетрясений действуют растягивающие напряжения, ориентированные вкрест простирания впадин, что указывает на сохранение обстановки растяжения земной коры [11, 17].

#### **ВУЛКАНИТЫ**

В Байкальской рифтовой зоне развиты преимущественно щелочные оливиновые базальты. Толеитовые базальты, трахибазальты, трахиты, бенмориты и базаниты имеют резко подчиненное значение. В целом кайнозойские вулканы относятся к умеренно щелочной серии. Покровы базальтов и вулканические конусы образуют три разобщенных поля (с юго-запада на северо-восток): Саяно-Хамардабанское, Витимское и Удоканское. Щелочной вулканизм начался одновременно с развитием рифтовых впадин, но основной его объем проявился в миоцене (Саяно-Хамардабанское и Витимское поля). В плиоцене и голоцене в указанных двух районах интенсивность вулканизма резко уменьшилась, но в Удоканском поле увеличилась.

Поля вулкаников тяготеют к трем наиболее широким и высоким фрагментам Саяно-Байкальского сводового поднятия: Саяно-Хамардабанскому, Баргузино-Икатскому и Кодаро-Удоканскому. Однако эти поля довольно значительно смещены к юго-востоку относительно оси сводового поднятия (см. рис. 1). Такой приближенной приуроченностью практически исчерпывается связь вулканизма с неотектонической структурой рифтовой зоны. Лавовые покровы обычно не распространяются в пределы рифтовых впадин. Исключением являются лишь Тункинская впадина, в северной части которой, судя по данным бурения, вулканиды слагают около 20% разреза. Однако уже в южной части той же впадины скважина не встретила базальтов. Проявление эффузивов в пределах названной впадины характеризуется некоторым повышением роли толеитовых базальтов по сравнению со средним составом вулкаников, свойственным всему Саяно-Хамардабанскому полю [8]. Слабая толеитовая тенденция может свидетельствовать об уменьшении глубины магматического очага под впадиной по сравнению с окружающими ее горными хребтами.

#### **ИНТРУЗИИ И ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ПОД ВПАДИНАМИ**

Прямые геологические указания на наличие крупных кайнозойских интрузий в Байкальской рифтовой зоне отсутствуют. Обнаружены лишь рои небольших по толщине базальтовых даек в южном обрамлении Байкальской и в окрестностях Тункинской и Чарской впадин [8, 14]. Предположительно, к зоцену относится неэккоподобное тело пикритов с ответвляющейся от него дайкой на о-ве Большой Ушканий [4].



Вместе с тем в пределах наиболее изученной в геотермическом отношении впадины оз. Байкал выявлены аномалии теплового потока, ширина которых не превышает 30 км [2]. Столь узкие аномалии, если они не связаны с гидротермами, существование которых маловероятно на Южном Байкале, где толщина рыхлых осадков верхней толщи довольно велика, могут быть обусловлены только источниками тепла, расположенными в земной коре. Такими источниками могут являться интрузии, которые внедрились сравнительно недавно и еще не успели остыть. Для района дельты р. Селенги выполнена комплексная интерпретация геотермических и магнитных данных, которая показала правдоподобие такого предположения. Ширина "большой дайки" здесь оценена в 7–10 км, глубина ее вершины — в 6 км, а время, прошедшее с момента ее внедрения, — в 3 млн. лет [6].

Так как повышенные значения тепловых потоков характерны для всех изученных геотермией рифтовых впадин [17], можно полагать, что под каждой из таких впадин имеются "большие дайки". Эти интрузии, очевидно, приурочены к обновленным или вновь образованным глубинным разломам. Предположение о соответствии каждой крупной впадины глубинному разлому либо их серии выглядит весьма правдоподобным, так как сам общий структурный рисунок рифтовой зоны напоминает картину ветвящихся разломов (см. рис. 1).

### СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕЛИЧИНА ЕЕ РАСТЯЖЕНИЯ

В Байкальской рифтовой зоне и на сопредельных территориях выполнен большой объем работы методов ГСЗ с использованием как рефрагированных, так и отраженных волн [12]. Установлено, что под наиболее глубокой Южно-Байкальской впадиной раздел Мохоровичича расположен на глубине около 34 км, в то время как под плечами рифта толщина земной коры 42–46 км. Нужно отметить, что первые сведения об утонении земной коры под крупными рифтовыми впадинами были получены на основе интерпретации гравиметрических данных [5]. Такое утонение свидетельствует о пластическом растяжении коры (по крайней мере ее нижней части) под рифтовыми впадинами.

Учитывая условие сохранения объема коры, можно приближенно оценить величину пластического растяжения. Толщина кристаллической части земной коры (без линзы осадков) под Южным Байкалом 28 км. Ширина этой впадины 50 км, а без "большой дайки" уменьшается до 40 км. Площадь поперечного сечения кристаллической коры под рассматриваемым бассейном  $28 \times 40 = 1120 \text{ км}^2$ . Если предположить, что толщина коры под впадиной до начала растяжения была такой же, как в настоящее время под плечами рифта (44 км), то, разделив приведенную выше площадь поперечного сечения на последнюю величину, получим первоначальную ширину блока, соответствующую впадине ( $\sim 25 \text{ км}$ ). Следовательно, величина пластического растяжения может быть оценена в 15 км. Добавив к этому ширину "большой дайки", получим общую амплитуду растяжения — 25 км. Последнее значение характеризует лишь Южно-Байкальский сегмент рифтовой зоны. В районах же Тункинской, Баргузинской, Муйской и Чарской впадин, судя по аналогичным оценкам, растяжение не превосходит 10–15 км, а в районах горных междувпадинных перемычек — первых единиц километров [19].

Подобные колебания величины растяжения по простиранию рифтовой зоны вряд ли могут быть обусловлены неоднородностями силового поля. Более вероятно, что их причиной являются механические неоднородности самой коры. Об одном из типов коровых неоднородностей — о глубинных разломах, вмещающих "большие дайки", упоминалось выше. Вещество этих интрузий довольно быстро кристаллизуется, восстанавливая сплошность земной коры и разогревая ее на узких участках, которые из-за уменьшения эффективной вязкости приобретают способность деформироваться пластически. После охлаждения коры возможно обновление разрывов и повторное внедрение трещинных интрузий.

Такие разломы, очевидно, не являются единственным типом неоднородностей, способствующим реализации растяжения коры, т.е. образованию рифтов. Небольшие впадины рифтовой зоны (Ципинская и Ципиканская) образовались на местах, где верхние части коры сложены гранитами. В последнее время появились указания на то, что фундамент Северо-Байкальской депрессии также сложен гранитами. Подобная



приуроченность впадин может быть объяснена следующим образом. Граниты имеют меньшую плотность, чем метаморфические породы, и создают довольно существенные дефициты масс, которые в силу принципа изостазии должны компенсироваться поднятиями раздела Мохоровичича. Следовательно, еще до рифтогенеза земная кора под крупными гранитными массивами должна быть более тонкой, чем под сопредельными районами. Естественно, что при возникновении растягивающих сил деформироваться и разрушаться начинают в первую очередь участки более тонкой коры. В фундаменте рифтовой зоны существуют и другие литологические и структурные неоднородности, которые могут уменьшать прочность коры на отдельных участках.

#### ВЫСТУП АСТЕНОСФЕРЫ

По данным ГСЗ [12], скорость продольных сейсмических волн на разделе Мохоровичича под Сибирской платформой и Забайкальской областью умеренного горообразования составляет 8,1–8,2 км/с. Под Байкальской рифтовой зоной этот параметр уменьшается до 7,7 км/с. Область пониженных скоростей на разделе Мохоровичича примерно совпадает с территорией сводового поднятия, выходя за ее пределы в районе г. Улан-Удэ. На глубине около 60 км под рифтовой зоной обнаруживается раздел со скоростью продольных волн около 8,1 км/с, что, по мнению С.В. Крылова с соавторами [12], уже соответствует "нормальной" мантии. Однако сверхглубокие сейсмические зондирования [3] указывают, что на той же глубине под Сибирской платформой скорости продольных волн достигают 8,4–8,6 км/с. Таким образом, если рассматривать платформу как своеобразный эталонный регион, то следует считать, что скорости в мантии под рифтовой зоной являются аномально низкими и на глубинах более 60 км.

Этот вывод находит подтверждение в том, что на сейсмических станциях, расположенных в рифтовой зоне, систематически наблюдаются запаздывания Р-волн от удаленных землетрясений и взрывов. По сравнению со станциями, расположенными на платформе, запаздывания при субвертикальном выходе сейсмических лучей составляют около 1 с [13]. Если предположить, что около 30% величины аномалии во временах пробега обусловлено земной корой, то при приведенных выше скоростях в верхней мантии толщина слоя, в котором формируются такие аномалии, должна быть не меньше, чем 150–200 км.

На этом основании можно полагать, что под Байкальской рифтовой зоной, так же как и под другими континентальными рифтами, существует выступ астеносферы, вершина которого достигает подошвы земной коры [18]. Ширина его верхней части, по видимому, приблизительно соответствует ширине Саяно-Байкальского сводового поднятия. Обнаруженный по данным ГСЗ в верхней части выступа слой со скоростью Р-волн около 7,7 км/с, возможно, связан с дифференциацией вещества астеносферы. Следует отметить, что этот выступ участвует в создании изостатической компенсации Саяно-Байкальского сводового поднятия [5].

#### РАЗВИТИЕ АСТЕНОСФЕРНОГО ВЫСТУПА И ПРИРОДА РАСТЯЖЕНИЯ

Таким образом, ширина верхней части астеносферного выступа (200–300 км) на порядок превышает величину растяжения (25 км), необходимую для образования наиболее крупных рифтовых впадин. Следовательно, растяжение, если оно вызвано посторонними причинами (например, глобальным взаимодействием плит), просто не могло освободить пространство для вмещения столь широкого выступа астеносферы. К тому же подобное "пассивное" растяжение не могло привести к полному исчезновению мантийной части литосферы при сохранении континентальной коры под сводовым поднятием.

На основании этих простых геометрических соотношений следует полагать, что Байкальский рифт является активным: развитие астеносферного выступа в силу принципа изостазии вызвало образование Саяно-Байкальского сводового поднятия, а растекание выступа в сторону в силу стремления механической системы к минимуму энергии обусловило растяжение коры и формирование рифтовых впадин. Очевидно, должен



существовать какой-то механизм замещения литосферы астеносферой в сравнительно широкой зоне.

На основе построения двумерных численных моделей была проверена возможность образования выступа путем частичного плавления литосферы. Оказалось, что при повышении теплового потока в основании литосферы до  $100 \text{ мВт/м}^2$  толщина последней уменьшается от 120 км до толщины земной коры (40 км) за 100 млн. лет, что значительно превышает продолжительность развития рифтовой зоны. При этом в конце рассмотренного процесса значения регионального теплового потока на земной поверхности над выступом должны достигать  $90 \text{ мВт/м}^2$ , что близко к теоретической величине стационарного потока при современном положении кровли астеносферы в рифтовой зоне [7]. Однако подобные, а иногда и большие величины теплового потока характерны только для локальных его аномалий, связанных, как указывалось выше, с "большими дайками". На большей же части Саяно-Байкальского сводового поднятия, вне пределов таких геотермических аномалий, тепловой поток обычно составляет  $60\text{--}65 \text{ мВт/м}^2$ . Следовательно, частичное плавление литосферы за счет повышения притока тепла, вызванного, к примеру, возникновением "горячего пятна" в мантии, не может быть главным механизмом образования астеносферного выступа. Однако рассмотренный процесс в принципе может обусловить небольшое утонение литосферы, чем создается начальное возмущение, необходимое для реализации механического внедрения аномального вещества, поставляемого "горячим пятном", в литосферу под влиянием гравитационной неустойчивости.

Механизм чистого диапиризма, который предполагает только пластическое течение вещества литосферы, не очень подходит для объяснения образования астеносферного выступа, так как в этом случае суммарная величина растяжения коры должна иметь примерно тот же порядок, что и ширина верхней части выступа. Как было указано выше, такое соотношение не характерно для Байкальской рифтовой зоны.

По-видимому, освобождение пространства, необходимого для вмещения столь широкой астеносферной интрузии, происходило главным образом за счет отторжения блоков литосферы, которые тонули в астеносфере и в конце концов, растворялись в ней. Пластическое течение вещества литосферы, очевидно, имело второстепенное значение в освобождении пространства для выступа, но играло существенную роль в формировании рифтовых впадин.

Можно полагать, что рост высоты астеносферного выступа происходил в первую стадию рифтогенеза, когда высота Саяно-Байкальского сводового поднятия постепенно увеличивалась, а впадины развивались сравнительно медленно. Когда вещество астеносферы достигло раздела Мохоровичича, его движение вверх на широком фронте прекратилось, так как плотность астеносферы превышает плотность земной коры. В это время началось растекание вещества астеносферного выступа в стороны, что вызвало более интенсивное растяжение земной коры и увеличение скорости формирования рифтовых впадин, т.е. имел место переход ко второй стадии рифтогенеза.

Такая схема развития глубинной структуры, согласующаяся со стадиями рифтогенеза, предполагает сравнительно недавнее (3–5 млн. лет назад) появление астеносферы под разделом Мохоровичича. Эту схему целесообразно было проверить количественно путем построения двумерной модели нестационарного температурного поля литосферы, так как приведенные выше теоретические и наблюдаемые значения регионального теплового потока указывают именно на нестационарность термического режима.

Имея в виду описанный выше механизм освобождения пространства в литосфере и незначительную величину растяжения, можно пренебречь деформациями литосферы и моделировать развитие астеносферного выступа принудительным смещением вверх изотермы солидуса мантии ( $1200^\circ\text{C}$ ). Начальное распределение температуры по глубине в модели было принято по данным о примыкающей к рифту стабильной Сибирской платформе, где толщина литосферы предполагается равной 120 км, тепловой поток составляет  $46 \text{ мВт/м}^2$ , а термический режим близок к стационарному. В соответствии с этими условиями выбраны теплофизические свойства земной коры и мантии [7]. Поднятие астеносферы моделировалось ростом высоты прямоугольного выступа, образованного изотермой солидуса. Ширина выступа составляла 250 км, время поднятия его кровли с глубины 120 км до подошвы коры (40 км) с постоянной скоростью принято равным 30 млн. лет, что соответствует продолжительности первого этапа рифтогенеза. Вычисления температуры в литосфере над изотермой  $1200^\circ\text{C}$  проводились



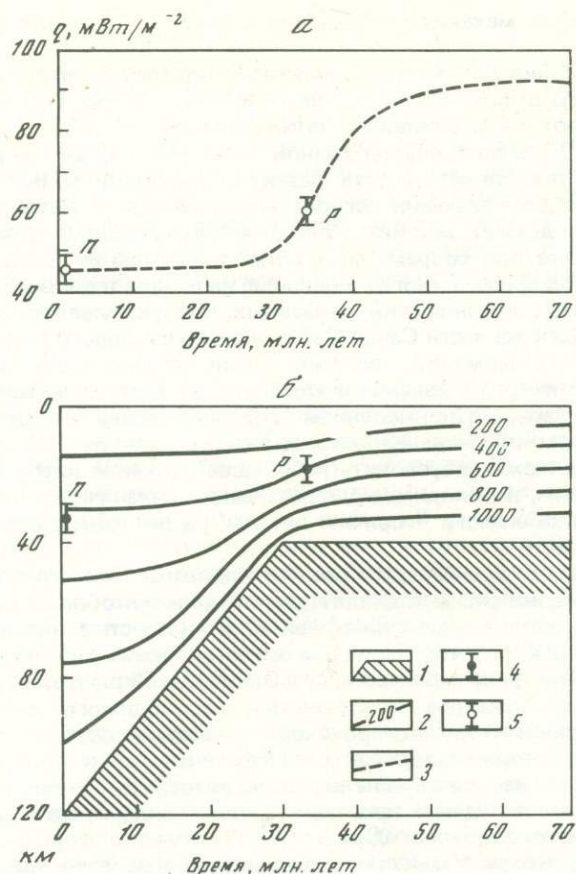


Рис. 2. Изменения поверхностного теплового потока (а) и температур (б) в литосфере во времени для центральной части астеносферного выступа (вариант без "большой дайки")

1 — поверхность астеносферы; 2 — изотермы в литосфере ( $^{\circ}\text{C}$ ); 3 — поверхностный тепловой поток; 4, 5 — доверительные интервалы: 4 — для глубины точки Кюри (по магнитометрическим данным), 5 — осредненных значений теплового потока. Р — рифтовая зона, П — платформа

путем численного решения дифференциального уравнения теплопроводности. После подхода вершины выступа к разделу Мохоровичича, ее движение вверх прекращалось, но расчеты термического поля продолжались до достижения режима, близкого к новому стационарному состоянию.

Соответствие поля настоящему моменту времени устанавливалось по совпадению теоретического и наблюдаемого регионального теплового потока (рис. 2). При этом на глубинах, отвечающих подошве магнитоактивного слоя (точке Кюри) в рифтовой зоне и на Сибирской платформе, теоретические температуры оказались примерно одинаковыми. Время, прошедшее с момента подхода астеносферы к подошве коры, оценивается в 3,5 млн. лет, что неплохо согласуется с продолжительностью второй стадии развития Байкальского рифта. Следовательно, изложенная выше схема эволюции глубинной структуры в целом подтверждается результатами моделирования нестационарного температурного поля литосферы. Земная кора в области Саяно-Байкальского сводового поднятия в региональном масштабе еще продолжает разогреваться (см. рис. 2).

Относящиеся к настоящему моменту времени теоретические температуры в литосфере и тепловые потоки через земную поверхность для Байкальского рифта и Сибирской платформы изображены на рис. 3. Восточная граница астеносферного выступа на рисун-



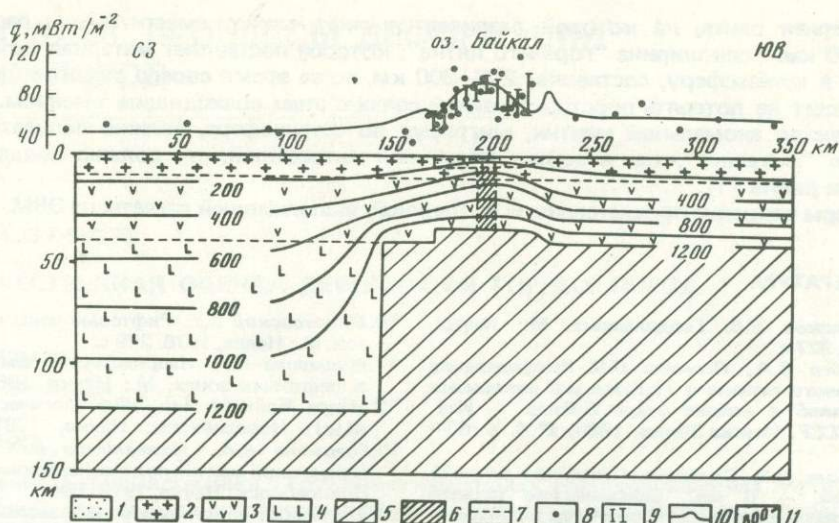


Рис. 3. Температурное поле в литосфере и поверхностный тепловой поток для настоящего времени вдоль линии глубинного разреза литосферы (см. рис. 1)

1 — осадки Байкальской впадины; 2 — "гранитный" слой; 3 — "базальтовый" слой; 4 — литосфера; 5 — астеносфера; 6 — "большая дайка"; 7 — границы слоев; 8 — измеренные значения теплового потока, спроектированные на линию разреза из полосы шириной 150 км; 9 — доверительные интервалы осредненных значений теплового потока, полученных методом скользящего окна шириной 10 км; 10 — график теоретически рассчитанного теплового потока; 11 — теоретически рассчитанные изотермы (в С)

ке не показана, так как не установлен достоверно характер погружения подошвы литосферы к юго-востоку от сводового поднятия. В этом варианте модели учтено также наличие под Южно-Байкальской впадиной "большой дайки", о которой упоминалось выше. Ее внедрение привело к аномально высокому разогреву примыкающего к ней локального участка земной коры, который в настоящее время остывает. Температура дайки в модели не поддерживалась постоянной в связи с невозможностью длительной конвекции в столь узкой камере. Наличие небольших краевых максимумов на теоретической кривой теплового потока связано с "обтеканием" теплом линзы осадков во впадине оз. Байкал. Общее соответствие теоретического потока его наблюдаемым значениям является вполне удовлетворительным (см. рис. 3).

Геологические и геофизические данные указывают на то, что развитие Байкальской рифтовой зоны обусловлено замещением литосферы веществом астеносферы. Это замещение происходило, по всей вероятности, вдоль широкой и весьма протяженной ослабленной зоны, возникшей вблизи границы разнородных сегментов земной коры, один из которых соответствует Сибирской платформе, а другой — ее складчатому обрамлению. Внедрение астеносферы в виде широкого выступа вызвало изостатическое воздымание коры, которое выразилось в образовании Саяно-Байкальского сводового поднятия. Рост высоты этого выступа (первая стадия развития зоны), а затем и растекание его в стороны (вторая стадия) обусловили растяжение коры, ориентированное вкрест простирания поднятия. В связи с наличием неоднородностей земной коры (разломов, интрузий и т.п.) растяжение это неравномерно проявилось по простиранию рифтовой зоны, что отразилось в формировании сложной ветвящейся цепи впадин, разделенных горными перемычками.

Учитывая очевидное сходство большинства континентальных рифтов с Байкальским [10, 16], можно полагать, что рассмотренный механизм применим для объяснения континентального рифтогенеза в целом. Нужно отметить, что представление об активном характере континентальных рифтов в принципе не противоречит основным постулатам тектоники плит. Скорость горизонтальных перемещений литосферных плит, включающих континенты, обычно оценивается в 1–2 см/год. Продолжительность развития кайнозойских континентальных рифтов составляет 15–40 млн. лет. За это время



литосферная плита, на которой развивается рифт, может сместиться на расстояние 150–800 км. Если ширина "горячего пятна", которое поставляет материал аномальной мантии в астеносферу, составляет 200–300 км, то за время своего развития рифтовая зона может не потерять пространственной связи с этим восходящим течением. К тому же вещество аномальной мантии, мигрируя по астеносфере, должно попадать в ближайшую "ловушку", т.е. в зону с утоненной литосферой, что должно поддерживать развитие рифта [1].

Авторы искренне признательны С.В. Лепиной, выполнившей расчеты на ЭВМ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1973. 327 с.
2. *Голубев В.А., Осокина С.В.* Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал. — Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980, № 4, с. 63–75.
3. *Егоркин А.В.* Строение и свойства верхней мантии. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 161–171.
4. *Ескин А.С., Бухаров А.А., Зорин Ю.А.* Кайнозойский магматизм на Байкале. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 926–929.
5. *Зорин Ю.А.* Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 167 с.
6. *Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р.* Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1, с. 81–85.
7. *Зорин Ю.А., Осокина С.В.* Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 7, с. 3–14.
8. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головки Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
9. *Логачев Н.А.* Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 72–101.
10. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
11. *Мишарина Л.А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 134 с.
12. *Недра Байкала (по сейсмологическим данным).* Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
13. *Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
14. *Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны/С.И. Шерман, М.Е. Медведев, В.В. Ружич и др.* Новосибирск: Наука, 1973. 136 с.
15. *Florensov N.A.* Rifts in the Baikal mountain region. — Tectonophysics, 1969, vol. 8, p. 443–456.
16. *Logatchev N.A.* Main features of evolution and magmatism of continental rift zones. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 351–366.
17. *Logatchev N.A., Mohr P.* Geodynamics of the Baikal rift zone. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, N 1, p. 105.
18. *Logatchev N.A., Rogozhina V.A., Solonenko V.P., Zorin Y.A.* Deep structure and evolution of the Baikal rift zone. — In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Dordrecht: Dr. Reidel Publ. Co, 1978, p. 49–61.
19. *Zorin Y.A.* The Baikal rift: An example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. — Tectonophysics, 1981, vol. 73, p. 91–104.



# ТЕМА С.07.1.6. ПРОЦЕССЫ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

УДК 551.24.25 + 550.89

## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД: ОБЗОР

Дж. Г. РЭМЗИ

Цюрих, Швейцария

### ВВЕДЕНИЕ

Измерение деформированного состояния природных деформированных пород является основой для понимания тектонических процессов и тектонических структур, а данные о стрейне<sup>1</sup> всегда следует искать в любой толще, подвергшейся деформации при орогенезе. Эти измерения могут быть использованы при интерпретации значения как крупномасштабных, так и мелкомасштабных геометрических особенностей структуры, позволяя правильно устанавливать происхождение плоскостных и линейных петроструктур. В деформированных толщах определение стрейна дает ключ для правильного восстановления мощности слоев и для правильной реконструкции палинспатических профилей. Анализируя деформированное состояние, можно оценить многие особенности картины региональных перемещений и увязать крупномасштабные складки и разломы с тектоническими движениями, которые произошли в результате перемещения крупных плит.

### ОСНОВНАЯ ТЕОРИЯ

Конечная, или полная, деформация является результатом конечных дифференциальных перемещений частиц, составляющих тело. Движения точек в теле могут быть представлены в виде векторов, соединяющих начальные и конечные положения каждой точки. Могут быть составлены уравнения, известные как уравнения преобразования координат, описывающие соотношения между всеми точками тела до и после перемещения. Различным типам перемещения тела и различным типам стрейна соответствуют различные типы уравнений. В трехмерном пространстве положение любой точки может быть представлено в виде координат по отношению к трем ортогональным координатным осям  $x, y$  и  $z$ , причем ее первоначальное положение  $(x, y, z)$  сравнивается с конечным положением  $(x', y', z')$ . В наиболее общем виде уравнения преобразования координат могут быть представлены в виде:

$$\begin{aligned}x' &= f_1(x, y, z), \\y' &= f_2(x, y, z), \\z' &= f_3(x, y, z),\end{aligned}\tag{1}$$

где  $f_1(x, y, z)$  и т.д. являются математическими функциями трех переменных. Несколько различных типов функциональных соотношений приводят к выделению характеристических типов общей картины перемещения.

#### 1. Параллельный перенос (трансляция) тела (рис. 1, б).

$$\begin{aligned}x^1 &= x + A, \\y^1 &= y + B, \\z^1 &= z + C,\end{aligned}\tag{2}$$

<sup>1</sup> Термины "стрейн", "деформация", "дисторсия" в английской и русской литературе употребляются не вполне равнозначно. В данной статье strain переведено как "деформация" или "стрейн", deformation — деформация, distortion — дисторсия. — *Примеч. переводчика.*



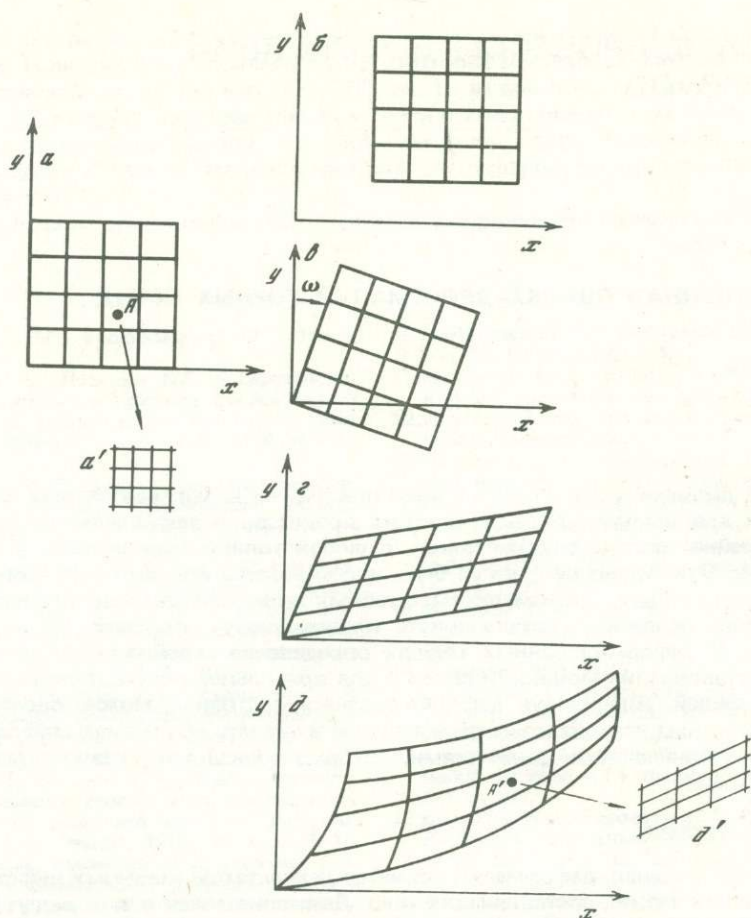


Рис. 1. Разные типы картин перемещения относительно формы исходной ортогональной сетки  $A$   
 $a$  — исходная сетка ( $a'$  — увеличенная сетка малой области в точке  $A$ );  $б$  — трансляция тела;  
 $в$  — вращение тела;  $г$  — однородная деформация;  $г'$  — неоднородная деформация ( $г'$  — увеличен-  
 ная сетка малой области в точке  $A'$ )

где  $A$ ,  $B$  и  $C$  являются константами. Такая картина перемещения характеризуется векторами перемещения, совершенно одинаковыми для всех начальных точек  $(x, y, z)$ . Тело перемещается без вращения и внутренней деформации.

2. **Вращение (ротация) тела (рис. 1, в).** В трехмерном пространстве вращение тела описывается особыми типами линейных функций. Например, поворот вокруг оси  $Z$  на угол  $\omega_z$  описывается системой уравнений:

$$\begin{aligned} x' &= x \cdot \cos \omega_z - y \cdot \sin \omega_z, \\ y' &= x \cdot \sin \omega_z + y \cdot \cos \omega_z, \\ z' &= z, \end{aligned} \quad (3)$$

или в матричной форме:

$$\begin{pmatrix} \cos \omega_z & \sin \omega_z & 0 \\ \sin \omega_z & \cos \omega_z & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (4)$$

Вращение в общем виде, представляющее собой вращение вокруг осей  $x$ ,  $y$  и  $z$ , может



быть вычислено как матричное произведение трех матриц типа матрицы (4). Вращение тела является таким его преобразованием, которое осуществляется без внутренней деформации, даже если векторы перемещения точек, составляющих тело, изменяются в зависимости от их положения.

3. **Однородная деформация (гомогенный стрейн)** (рис. 1, з). Однородная деформация может быть определена как перемещение, при котором все первоначально прямые и параллельные линии изменяют свою ориентировку и пространственное положение, но так, что остаются прямыми и параллельными. Это геометрическое условие означает, что прямоугольная сетка идентичных квадратов (в двух измерениях) или кубов (в трех измерениях) преобразуются после деформации в сетку идентичных параллелограммов (в двух измерениях) или параллелепипедов (в трех измерениях). Материал испытывает внутреннюю деформацию, но так как изменение формы подобных исходных элементов оказывается одинаковым, деформация однородна во всем теле. Уравнения преобразования координат, приводящие к однородной деформации, являются линейными и имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}x' &= ax + by + cz, \\y' &= dx + ey + fz, \\z' &= gx + hy + iz,\end{aligned}\tag{5}$$

или в форме матрицы

$$\begin{pmatrix} a & b & c \\ d & e & f \\ g & h & i \end{pmatrix},$$

где девять коэффициентов ( $a, b, c, \dots, i$ ) являются числовыми константами.

4. **Неоднородная деформация (гетерогенный стрейн)** (рис. 1, д). Эта деформация является наиболее общей, и уравнения преобразования координат нелинейные. Большинство геологических проявлений деформации в горных породах принадлежит к этому типу. Довольно сложные вариации стрейна, наблюдаемые в неоднородно деформированных телах, обычно исследуют с учетом геометрических изменений, происходящих внутри небольших элементарных объемов (см. рис. 1, д'). Такие небольшие объемы характеризуются геометрическими проявлениями деформации, очень сходными с проявлениями однородных деформаций, и математически можно показать, что при стягивании элементарного объема в точку соответствие будет точным. Это значит, что любое состояние неоднородной деформации можно анализировать как поле взаимосвязанных однородно деформированных элементов. На языке геологии это означает, что деформацию в пределах, например, большой складки можно исследовать, допуская, что деформированное состояние в отдельных обнажениях и образцах является достаточно однородным [5]. Образующиеся в неоднородно деформированном теле вариации деформаций не могут быть произвольными. Они неизбежно согласованы друг с другом. Поскольку тело остается сплошным, вариации деформаций контролируются условиями совместимости стрейна. Анализ деформаций в геологических структурах на основе этой концепции совместимости широко использовался в течение последнего десятилетия и сыграл очень большую роль при выяснении, какие типы вариаций деформаций возможны и какие невозможны [7, 9, 26, 37, 44].

### КОНЦЕПЦИЯ ЭЛЛИПСОИДА ДЕФОРМАЦИИ

Особенно полезная для анализа однородной деформации концепция может быть развита при рассмотрении формы, образующейся при деформации сферы (в двухмерном случае — окружности) единичного радиуса. Такая сфера деформируется в эллипсоид — эллипсоид конечной деформации (в двухмерном случае окружность становится эллипсом конечной деформации), а геометрические характеристики этого эллипсоида позволяют отчетливо представить себе основные черты деформации. Для полного определения эллипсоида и поворота тела необходимо располагать девятью компонентами. Эти девять компонентов (в двухмерном случае необходимы четыре для определения эллипса деформации; рис. 2) непосредственно связаны с девятью



величинами, характеризующими перемещение, и с девятью коэффициентами в уравнениях преобразования координат (уравнение 5). Три главные оси эллипсоида деформации  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  взаимно перпендикулярны и имеют длины  $1+e_1$ ,  $1+e_2$  и  $1+e_3$ , где  $e_1$ ,  $e_2$  и  $e_3$  известны как три главные конечные линейные деформации (коэффициенты относительного удлинения в главных осях).

Чтобы зафиксировать положение эллипсоида, необходимы три величины  $\theta_1^1$ ,  $\theta_2^1$  и  $\theta_3^1$ , определяющие ориентировку главных осей. Эти оси образовались из трех других взаимно перпендикулярных линий в исходной сфере, ориентировку которых тоже нужно определить величинами  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  и  $\theta_3$ , чтобы зафиксировать их положение. Различия в ориентировках этих перпендикулярных линий до и после деформации можно

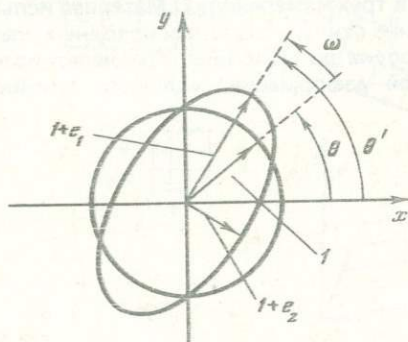


Рис. 2. Эллипс конечной деформации, образованный из исходной окружности единичного радиуса. Две главные деформации —  $e_1$  и  $e_2$ ; конечный поворот  $\omega$  представляет собой разницу в ориентировке между главными осями эллипса  $\theta^1$  и положениями этих линий до деформации  $\theta$

рассматривать как определение вращения тела в трех измерениях. Из девяти параметров, необходимых для определения деформации (стрейна), шесть относятся к форме и пространственной ориентировке дисторсии, а три — к вращению тела. Дальнейшее обсуждение теоретической основы эллипсоида деформации можно найти в работах [19, 20, 41, 42, 43, 46].

Практически анализ деформаций (стрейн-анализ) в геологии проводится главным образом путем измерений двухмерных эллипсов конечной деформации, являющихся сечениями эллипсоида деформации, и последующей математической обработки двухмерной информации для получения данных о трехмерном эллипсоиде. Эллипсы деформации, дающие наиболее хорошие материалы для трехмерной реконструкции, являются главными сечениями эллипсоида, содержащими оси  $XY$ ,  $YZ$  или  $ZX$ . Обычно деформационные соотношения определяются на каких-либо двух из этих трех сечений  $R_{xy} = (1+e_1)/(1+e_2)$ ,  $R_{yz} = (1+e_2)/(1+e_3)$  или  $R_{xz} = (1+e_1)/(1+e_3)$ . Эту процедуру можно назвать классическим методом стрейн-анализа геологических структур [5]. Однако сведения о деформированном состоянии, полученные на любых трех сечениях эллипсоида деформации, даже если они не содержат главных осей деформации, являются достаточными для оценки формы и ориентировки эллипсоида деформации [41].

При разработке геологических проблем в большинстве практических анализов деформаций обычно оказываются определяемыми только пять из девяти компонентов деформации. Это происходит, во-первых, потому что в получаемых данных обычно остаются неизвестными три величины, характеризующие исходную ориентировку единичной сферы; во-вторых, потому что мы обычно не знаем абсолютные длины линий в объектах, содержащихся в деформированной породе; сведения о деформации, которыми мы располагаем, определяют только отношения полуосей эллипсоида деформации  $R_{xy}$  и  $R_{yz}$ . Пробел в данных показывает, что, поскольку абсолютные длины линий неизвестны, мы нуждаемся в информации об изменении объема, или о дилатационном компоненте деформации, представленным уравнением

$$\Delta_V = (1+e_1)(1+e_2)(1+e_3) - 1.$$

Таким образом, девять полных определений, необходимых для характеристики эллипсоида конечной деформации ( $e_1, e_2, e_3, \theta_1, \theta_2, \theta_3, \theta_1^1, \theta_2^1, \theta_3^1$ ), частично сократились до пяти ( $R_{xy}, R_{yz}, \theta_1^1, \theta_2^1, \theta_3^1$ ), иногда с добавлением шестого — изменения объема  $\Delta_V$ .

Изложение теории конечной деформации и ее практического применения к деформированным породам можно найти в работах Рэмзи, Егера, Кука, Минса [30, 35, 41–43].



## ПРАКТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ КОНЕЧНОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Форма и ориентировка эллипсоида деформации легче всего измеряются по заключенным в породах частицам, первоначально имевшим сферическую или круглую форму. Наиболее обычными объектами, пригодными для такого анализа являются ооиды [5, 6], зеленые пятна диагенетического изменения в красных богатых гематитом осадках (рис. 3) [51, 54], сферические окаменелости (фораминиферы, радиолярии), круглые окаменелости или круглые срезы цилиндрических форм (криноидеи, следы ползания червей). Для точности при анализе деформаций особенно важно, чтобы измеряемый объект имел реологические свойства, близкие к свойствам вмещающей его породы. Например, хотя первоначально круглые криноидеи иногда являются очень хорошим индикатором деформации, может случиться, что большой единый кристалл кальцита, из которого обычно они состоят, ведет себя совершенно иначе, чем мелкозернистый вмещающий известняк. Из-за контраста в компетентности объект в таком случае будет давать неточные данные об общей деформации.

Особые проблемы возникают при определении деформаций по сферическим объектам там, где химически вызванная деформация (растворение под давлением) сыграла важную роль в процессе деформации. На рис. 4 показана деформированная оолитовая порода, в которой деформированные ооиды избирательно растворены на сторонах, субперпендикулярных к направлению наибольшего укорочения. Ясно, что форма этих ооидов не будет точно регистрировать величину деформации породы. Наиболее подходящая к этой проблеме методика определения деформации зависит от анализа геометрических отношений между центрами объектов. Метод "от центра до центра" первоначально был разработан Рэмзи [41], значительно улучшен Фраем [21] и является очень полезным инструментом для решения многих типов аналитических проблем, возникающих в связи с перераспределением в породах объектов и зерен в результате деформации [46].

Многие удобные для стрейн-анализа объекты имеют исходные формы в виде субэллипсоидов или субэллипсов (некоторые ооиды, гальки в конгломератах). Такая исходная форма выдвигает особые проблемы, заключающиеся в том, что было бы неправильно использовать арифметические способы анализа формы деформированных частиц для определения формы эллипсоида деформации. Эта проблема может быть решена как математически, так и практическим путем, учитывая изменения формы первоначально эллиптических частиц (от начального отношения осей эллипса  $R_p$  до конечной формы  $R_f$ ) и изменения ориентировки длинной оси частицы (от  $\phi$  до  $\phi^1$ ). Так называемый метод  $R_f/\phi^1$  [41] оказался очень ценным для практического стрейн-анализа, особенно при работе с деформированными конгломератами и кластическими породами [14, 33]. Две другие крупные проблемы возникают при использовании деформированных конгломератов для измерения деформации. Первая из них — проблема контраста пластичности — заключается в том, что гальки не могут характеризовать полную величину деформации, вторая связана с растворением под давлением вдоль контактов галька—галька (рис. 5). Оба эти явления представляют большой интерес для геологов, потому что неоднородное поведение отдельных компонентов горной породы в агрегате может быть использовано для более точного измерения относительной пластичности различных типов горных пород.

Другие методы измерения деформаций, обычно применяемые для фанерозойских пород, касаются использования формы деформированных остатков фауны с целью установления формы эллипса деформации. Исторически эти методы были одними из первых, примененных геологами [11, 24, 48], и результатом применения этих аналитических приемов было установление значения кливажа во многих типах горных пород (например, выводы Харкера [23]). Следует отметить две главные группы методов. Первая из них основана на анализе изменений длины в различных направлениях в горной породе, измеряемых по таким объектам, как белемниты или стволы криноидей; другая — сводится к анализу изменений угловых элементов ископаемой фауны, обычно обладающих билатеральной симметрией (рис. 6). Однако могут быть использованы и изменения более сложных форм, таких как спирали гастропод и аммонитов. Наиболее подробно эти методы описаны в работах Бреддина, Рэмзи и Хьюбера [2, 41, 46]. Хотя остатки фауны часто представляют отличный материал для определения формы единичного эллипса деформации, они обычно менее пригодны для установления формы эллип-



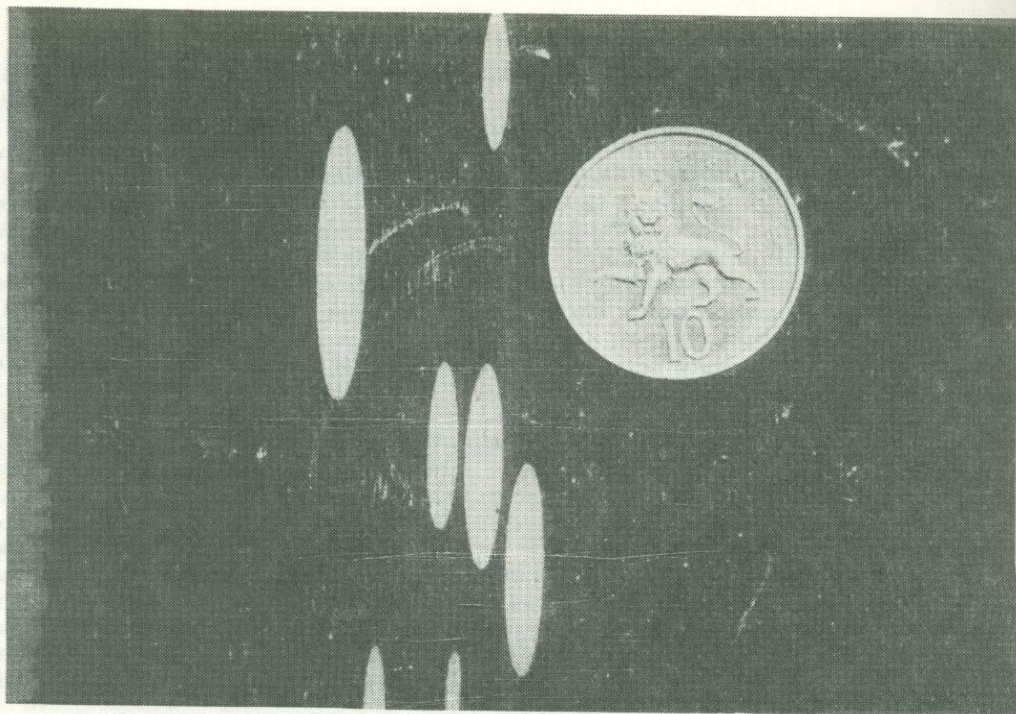


Рис. 3. Эллиптические формы деформированных редуционных пятен в сланце. Северный Уэльс, Англия

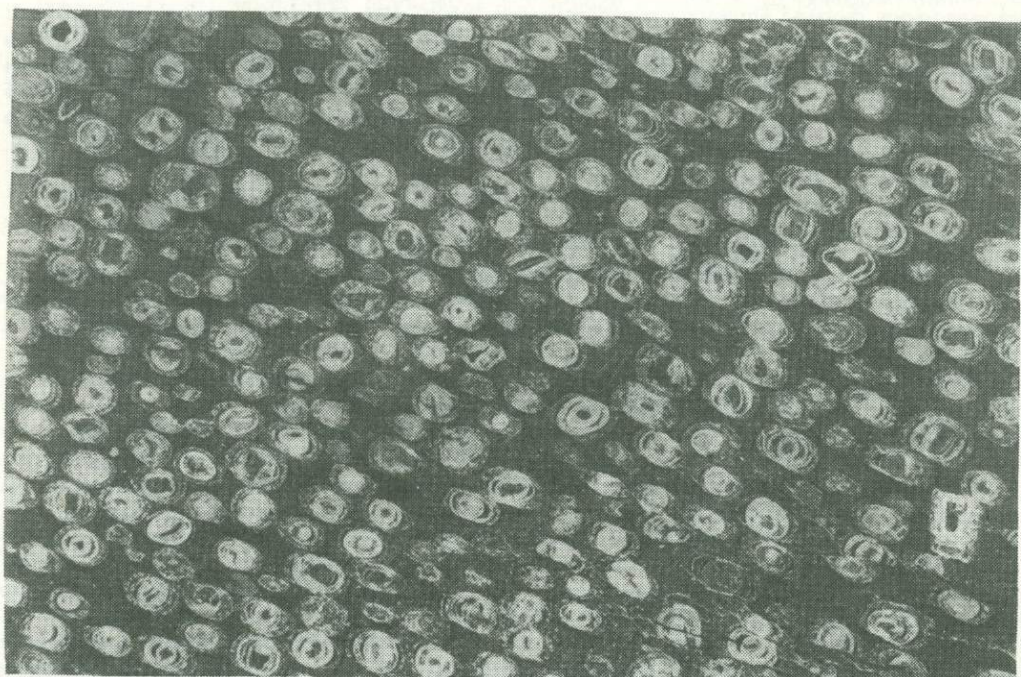


Рис. 4. Деформированный оолитовый железняк. Центральный Уэльс, Англия. Ооиды деформировались в результате пластического течения и растворения под давлением



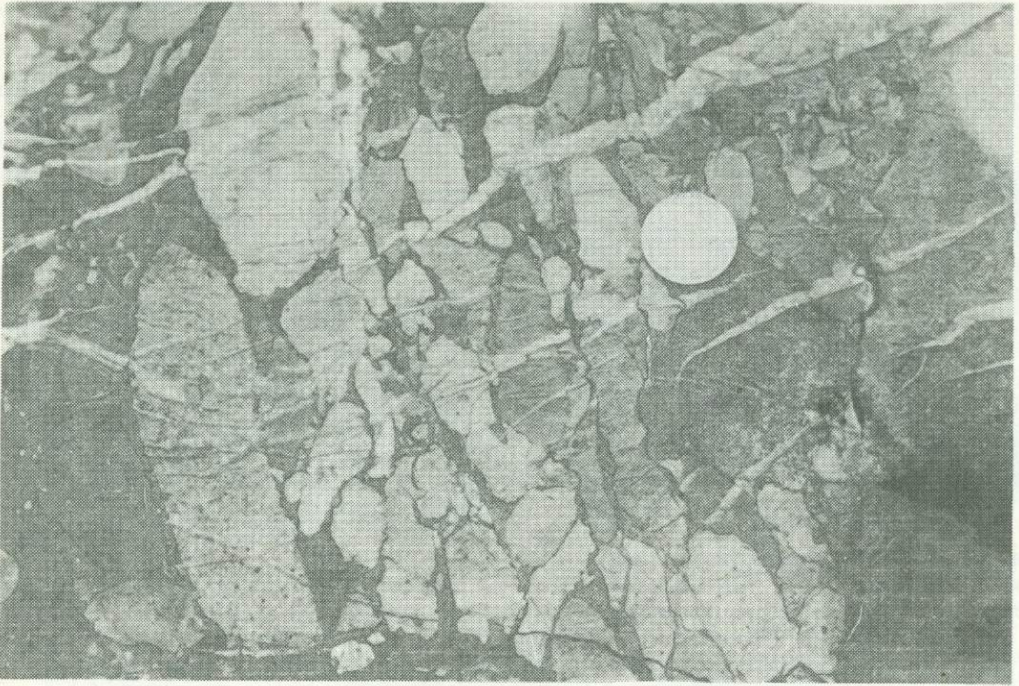


Рис. 5. Известняковый конгломерат, деформированный главным образом растворением под давлением в зоне "контакт-контакт". Покров Морклесс, Гельветские Альпы, Швейцария

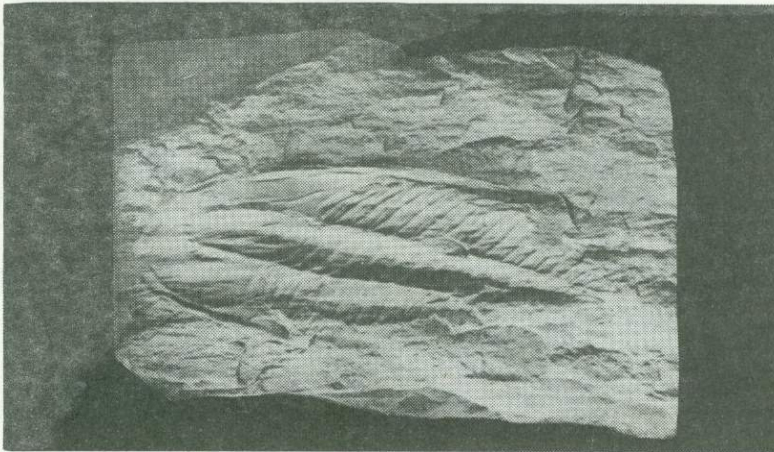


Рис. 6. Деформированный трилобит *Angelina Sedgwicki*. Северный Уэльс, Англия

соида деформации в трех измерениях. Это определяется тем, что исходная ориентировка большинства остатков фауны контролируется ориентировкой поверхностей напластования в породе. Форма и ориентировка эллипса деформации в плоскости напластования может быть установлена сравнительно легко, однако бывает очень трудно определить формы других эллипсов деформации, которые пересекают поверхность напластования и необходимы для определения формы эллипсоида деформации.



## ПРАКТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОРИИ НАРАСТАЮЩЕЙ ДЕФОРМАЦИИ

Описанные выше методы связывают форму эллипсоида конечной деформации с его исходной сферической формой. Однако все породы проходят через серию изменяющихся состояний деформации, известных как нарастающая деформация, и при помощи рассмотренных ниже методов мы можем оценить историю этой деформации. Нарастающая деформация является более или менее непрерывным процессом изменения формы, однако для удобства анализа мы часто разбиваем эту непрерывность на серию небольших конечных шагов изменения, или на приращения деформации (инкременты деформации).

Нарастающая деформация может быть измерена только в том случае, если в нашем распоряжении имеются некоторые особые геометрические формы, которые последовательно развиваются в горной породе одновременно с деформацией. Основными характеристиками, регистрирующими такие нарастающие изменения, являются, во-первых, формы прогрессивно разрастающихся и открывающихся трещин и пути, которыми эти трещины заполняются минеральными новообразованиями, во-вторых, геометрические формы минералов, нарастающих вокруг жестких неспособных деформироваться объектов, включенных в горную породу и окруженных зонами теней давления.

Трещины-жилы, развивающиеся во время деформации, разрастаются от их окончаний в направлении, определяемом главной ориентировкой приращения деформации в момент их разрастания. Искривленные формы окончаний разрастающихся трещин запечатлевают, таким образом, изменение направления приращений деформации (рис. 7). Трещины-жилы растяжения последовательно заполняются новыми минералами по мере того, как они расширяются. Эти новообразованные кристаллы имеют волокнистую форму, и любое изменение направления расхождения стенок трещин запечатлевается в изменении направления роста кристаллических волокон (рис. 8).

Известно несколько различных типов волокнистого заполнения жил, и знание последовательности роста волокон является определяющим для правильной интерпретации последовательности приращения деформации [15, 53]. Наиболее исчерпывающее обсуждение методик количественной оценки этих приращений изложено Рэмзи и Хьюбером [46]. Геометрия волокон, образующихся в зонах теней давления около твердых объектов (пирит, магнетит и т.д.), тесно связана с формой волокон кристаллов, находящихся в жилах растяжения (рис. 9), и может быть использована для точных измерений изме-

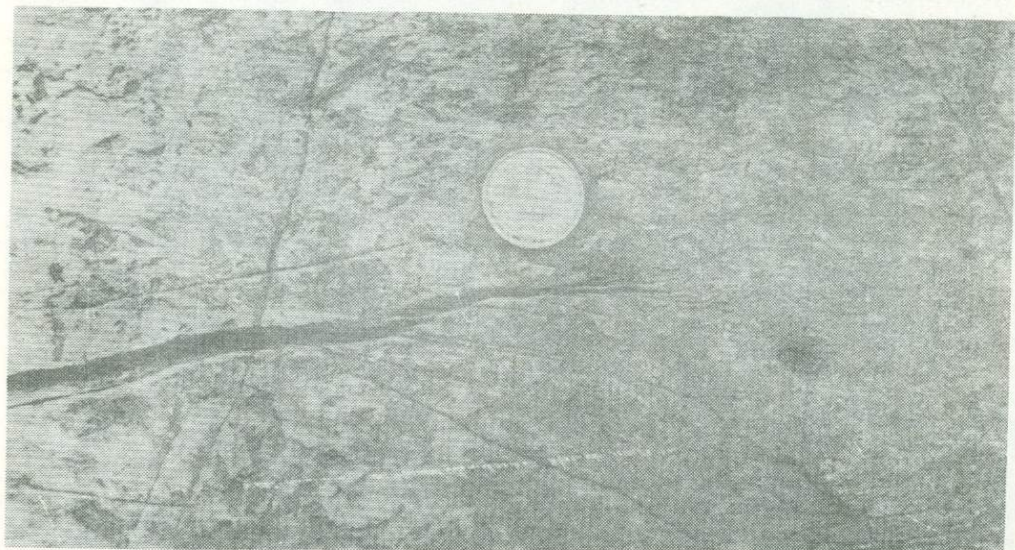


Рис. 7. Косые трещины, развивающиеся у конца жилы в результате изменения направлений нарастающей деформации. Покров Уилдхорн, Гельветские Альпы, Швейцария





Рис. 8. Волокнистая структура в кварц-карбонатном выполнении тектонической жилы. Покров Долденхорн, Швейцария



Рис. 9. Шлиф волокнисто-кристаллических теней давления около магнетитовых зерен. Южный Маунтин, Балтимор, США

нящегося приращения деформации [46]. Одна особенно интересная и недавно разработанная методика относится к определению нарастающих конечных деформаций по измерению приращений деформации [3, 46]. Для каждого приращения решаются уравнения преобразования координат, и полученные матрицы преобразований для последовательных приращений последовательно перемножаются, в результате чего вычисляется общее преобразование после определенного числа приращений. Путем таких последо-



вательных перемножений матриц можно вычислить главные характеристики последовательно развивающейся деформации. До сих пор описанная методика применялась только для изучения деформации в двух измерениях.

### РЕГИСТРАЦИЯ ДАННЫХ О ДЕФОРМАЦИИ

Информация о форме и ориентировках главных осей конечных деформаций может быть нанесена непосредственно на карты и профильные разрезы [5, 6, 46], и такой простой прием дает возможность особенно хорошего визуального наблюдения вариаций деформаций. Вариации интенсивности деформации можно изображать на графиках. Предложен ряд различных методов такого изображения: Флинн [18] принимает  $R_{xy}$  как ординату и  $R_{yz}$  как абсциссу, Рэмзи [41] —  $\log R_{xy}$  как ординату и  $\log R_{yz}$  как

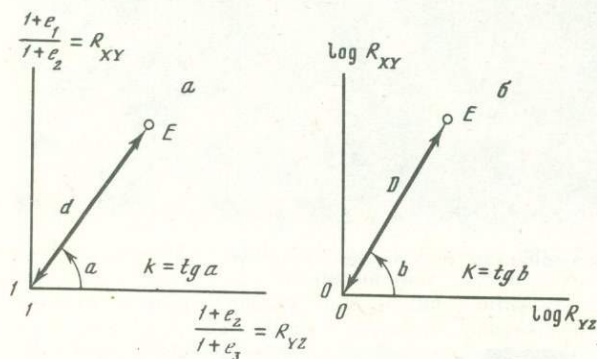


Рис. 10. Методы графического изображения эллипсоида деформации  $E$   
 а — график Флинна с параметрами  $k$  и  $d$ ; б — логарифмический график Рэмзи с параметрами  $K$  и  $D$

абсциссу, Хоссак [27] использует октаэдрическую сдвиговую деформацию и параметр Лоде, Эллиот [16] использует полярный метод. Выбор метода зависит от характера данных и целей анализа. Обсуждение выбора графического представления результатов дано в работе Рэмзи и Хьюбера [46]. При помощи всех этих методик классификационные формы эллипсоида (сплюснутый или вытянутый) рассматриваются отдельно от величины деформации. По-видимому, графики Флинна и Рэмзи дают самый простой способ получения цифровых параметров для этих двух показателей. Флинн определил  $k$ -величину в качестве индикатора формы. Сведения о величине деформации могут быть получены по расстоянию точки, изображающей эллипсоид на графике, от точки (1,1) и может быть назван  $d$ -величиной (рис. 10, а). Эквивалентные величины на графике Рэмзи обозначены как  $K$  и  $D$  соответственно (см. рис. 10, б), причем имеется простое соотношение между этими парами параметров. Основная теоретическая проблема, стоящая перед нами, состоит в том, что нет общепринятого пути для сравнения по одному параметру величины деформации вытянутого эллипсоида деформации с величиной деформации сплюснутого. Все описанные выше графические методы имеют общий недостаток: они оперируют только с отношениями трех главных полуосей эллипсоидов и, таким образом, не учитывают объемных изменений в породах во время деформации. Интерпретация таких графиков не всегда ясна и в некоторой степени сомнительна. Эллипсоиды, занимающие идентичное положение на графиках, могут быть интерпретированы различными способами (например, сплюснутый либо сжатый с уменьшением объема) в зависимости от величины изменения объема [41, 45].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ

Измерение деформации дает ключ к интерпретации значения тектонических структур в самых разных масштабах. Хотя большинство работ по стрейн-анализу было выполнено в течение последних 20 лет, это отнюдь не является данью современной моде. Фактически значение измерения стрейна в деформированных горных породах было прекрасно понято еще до начала этого столетия полевыми геологами-практиками, стремившимися понять специфику тектонических явлений. В период примерно с 1845 по 1910 г. особое



значение имели измерения деформации для определения значения плоскостных и линейных петроструктур в деформированных горных породах. В середине XIX столетия кливаж сланцеватости интерпретировался как результат самых разнообразных сил — магнитных, электрических и механических. Потребовались проницательные исследования Шарпа [48], Сорби [49—51], Филлипса [39] и Харкера [23] в Англии, Хейма [25] в Швейцарии и Дюбре [11] во Франции, чтобы ясно понять, что проникающий кливаж, такой как в шиферных и кристаллических сланцах, представляет собой плоскость  $XU$ , или “расплющивания”, в эллипсоиде конечной деформации. Высказывание Сорби в 1908 г. очень хорошо выражает философию этого замечательного периода исследований: “Почти во всех отраслях науки были достигнуты огромные успехи, когда точные количественные измерения пришли на смену более качественным. Одним из выдающихся результатов этого стала необходимость более точного мышления, ясность того, что остается быть изученным, и нередко небольшие остаточные количества, которые в других условиях не привлекли бы внимания, указывают на важные факты”. Классическая работа Харкера о кливаже [23] дает наиболее полное обобщение по анализу значения этой широко распространенной структуры. К сожалению, даже сегодня многие эксперты в области петроструктурного анализа, по-видимому, не знают этой работы и заново открывают многие из содержащихся в ней выводов. Весьма прискорбно, что в период 1930—1945 гг. многие из работавших в области геологических петроструктур либо не знали общей применимости теории деформации к тектонике, либо чересчур акцентировали внимание на некоторых очень специальных моделях перемещений типа чистого сдвига и простого сдвига. После периода, который можно назвать “депрессией в структурной геологии”, внезапный взлет произошел в связи с публикацией работы Клооса [5], в которой он сообщил результаты весьма совершенного исследования деформированного состояния Аппалачского складчатого пояса, Мэриленд. В этом исследовании суммированы полевые наблюдения всех масштабов, начиная от структур, изучаемых в шлифах, и вплоть до крупномасштабных складчатых структур. Это была первая работа, показавшая, как данные о деформации, собранные в каждом обнажении, в совершенстве увязываются друг с другом, а также что мелкомасштабные структуры кливажа, линейности, осей складок и систем жил имели геометрические формы, связанные с формой и ориентировкой эллипсоида конечной деформации, и что общая картина вариации деформаций в региональном плане обнаруживала систематические изменения, которые явно увязывались со строением всего Аппалачского складчатого пояса как целого. Выдающаяся работа Клооса дала мощный исследовательский импульс в структурной геологии и отметила начало новой фазы в понимании предмета. Главные темы этого возрождения будут перечислены ниже.

**1. Петроструктура горных пород.** Проведенные Клоосом исследования деформации с использованием деформированных оолитовых известняков подтвердили результаты работ конца XIX века о том, что кливаж сланцеватости (slaty cleavage) и проникающая рассланцованность (penetrative shistosity) образуются параллельно плоскости  $XU$  ( $1 + e_1, 1 + e_2$ ) эллипсоида конечной деформации. Он показал, что при примерно 30%-ном сокращении вдоль оси  $Z$  ( $1 + e_3$ ) кливаж становится видимым в полевых обнажениях и что интенсивность кливажа увеличивается с увеличением сокращения. Этот тип кливажа, таким образом, является особым явлением в любой горной породе. Определенные более поздние деформации могут создать особые типы непроникающей плоскостной структуры (т.е. кренуляционный кливаж — *crenulation cleavage*), но они не соответствуют главным плоскостям конечной деформации. Особенно важным стало понимание, что нередко сложные структурные рисунки ориентировки и интенсивности кливажа в слоистых породах (рис. 11) можно объяснить различиями в вариациях конечной деформации, вытекающими из различий в реологии пород. Особенно важным в этом отношении было применение методов анализа конечных элементов, чтобы провести сложные математические расчеты на ЭВМ, необходимые для предсказания общего плана деформации в складке [12, 13, 29].

Проникающие линейные петроструктуры могут возникнуть различными путями. Некоторые из них параллельны оси наибольшего конечного растяжения  $X$  ( $1 + e_1$ ) и представляют направления максимального удлинения. Другие, часто косо ориентированные к направлению  $X$ , являются пересечениями поверхностей плоскостной структуры  $XU$  с ранее существовавшими плоскостными структурами (слойчатость, литологическая расслоенность). Некоторые исследователи показали, как отдельные обычно слабо





Рис. 11. Сложные рисунки конвергентного и дивергентного кливажа в складчатых осадочных породах. Северный Уэльс, Англия

развитые линейные структуры могут образоваться в результате комбинации диагенетического сплющивания, нормального к слоистости, с более поздними тектоническими элементами [22, 45]. Такая комбинация может образовать структуру общего максимального удлинения и карандашную структуру, расположенную косо к максимальному тектоническому удлинению.

**2. Мелкомасштабные структуры горных пород.** Благодаря реологической анизотропии расслоенных пород деформация создает разнообразные механические неустойчивости, зависящие от природы анизотропии и ее ориентировки по отношению к эллипсоиду конечной деформации. В течение длительного времени образование структур, именуемых будинажем и складками продольного изгиба (buckle folding), связывалось с ориентировкой компетентных слоев в направлении положительного или отрицательного конечного растяжения соответственно. Более современные исследования точнее связали формы и ориентировку этих структур с различными ориентировками расслоенности по отношению к эллипсоиду деформации и показали, каким образом различные типы эллипсоида деформации создают широкий спектр комбинаций будинажа и складок продольного изгиба [40, 41]. В породах, деформированных в природных условиях, деформация часто концентрируется в зонах, известных под названием сдвиговых зон (shear zones). Этот способ деформации, по-видимому, преобладает всюду, где распространены горные породы довольно однообразного состава (массивные осадочные или plutонические магматические породы). Изучение геометрии таких сдвиговых зон, характерных для них деформаций и петроструктуры, их геотектонического значения — все эти исследования значительно продвинулись благодаря использованию методов измерения деформаций и обсуждению геометрической совместности, основанной на геометрических ограничениях стенок зоны [44].

**3. Крупномасштабные тектонические структуры.** Клоос [5, 6] показал, что изменения деформации были систематически связаны с положением в крупномасштабных складках. Он также показал, что в Аппалачах с северо-востока на юго-запад происходит общее увеличение конечной деформации, которое в общем коррелируется с увеличе-



нием степени метаморфизма, и что ось  $X$  эллипсоида конечной деформации сохраняет довольно постоянное направление на очень большой площади. Поскольку между деформацией и перемещением имеется прямая связь, регионы с постоянно ориентированной осью  $X$  деформации указывают на перемещения, направленные довольно постоянно. Эти направления иногда могут быть связаны с крупными движениями между сталкивающимися континентальными плитами. В некоторых орогенических зонах, по-видимому, наблюдаются чрезвычайно сложные вариации деформаций, которые можно разделить на сдвиговые и на связанные с изменением объема (Северные Апеннины [32]), тогда как в других, по-видимому, наблюдаются комбинации вертикальных и горизонтальных движений по сдвигам (Пиренеи [4]). Складчатые пояса и зоны коллизии плит с ярко выраженными дугообразными формами (например, зоны герцинского орогенеза в Испании [34]) часто дают весьма сложные вариации деформаций, у которых оси  $X$  эллипсоида деформации то горизонтальны, то круто наклонены. Эти вариации деформаций используются, чтобы ограничить возможные геодинамические модели, например, чтобы отличить изначально дугообразные зоны от зон, которые вначале были прямолинейными, а потом изогнулись [47]. В Армориканской зоне деформаций на северо-западе Франции рисунки деформации соответствуют особенно большим субгоризонтальным движениям земной коры по зоне с круто ориентированной плоскостью [31, 38].

В докембрийских толщах стрейн-анализ несколько ограничен из-за природных особенностей гнейсов и глубоко метаморфизованных пород. Эффективными методиками являются измерение формы ксенолитов в плутонических породах и изучение геометрических особенностей дайковых комплексов с использованием соотношения складок и будинажа для определения эллипсоида деформации [17, 52]. Ценные данные получены также при изучении геометрии сдвиговых зон путем анализа ориентировки и интенсивности сланцеватости [1, 10]. Особенно впечатляющими являются результаты, наилучшая интерпретация которых показывает, что тектонические процессы в докембрии включают большие горизонтальные и вертикальные перемещения, имеющие сходство с теми процессами, которые, по-видимому, определяют современную тектонику. Многие магматические плутоны внедрялись в течение довольно большого интервала времени, и ранее внедрившиеся магматические тела испытывали деформацию в результате интрузии более молодых магматических масс. Эти более древние части нередко ведут себя как пластичные, и стрейн-анализ заключенных в них ксенолитов можно использовать как метод для сравнения скорости консолидации оболочки интрузии со скоростью объемного расширения в результате внедрения более молодых интрузий.

Все геологи считают полезным построение геологических профилей через орогенические зоны. К сожалению, некоторые из них все еще упорствуют в реконструкциях профилей путем распрямления линий, методом, который предполагает, что слои в разрезах не испытывают значительных изменений длины в результате деформационного процесса. Разрезы, составленные Клоосом через крупные складки Аппалачей, ясно показывают, что такие изменения имеют место. Знание деформированного состояния в слое, однако, делает возможным полностью оценить эти изменения в длине слоя, и в этом случае могут быть использованы поправки для восстановления длин слоев и мощностей до их исходных размеров [8, 28, 36, 42].

Применение методик измерения нарастающих деформаций дало особенно интересные определения сложности движений, которые происходили в Гельветских покровах Швейцарских Альп [15, 46]. Заметные различия в истории приращения деформации обнаружены в нижнем и верхнем покровах пакета и, по-видимому, частично обусловлены тектоническим уровнем и более низким сопротивлением свободе движения в самом верхнем тектоническом элементе.

## Выводы

1. Для многих, если не для большинства, деформированных горных пород существует методика измерения конечной и нарастающей деформации. Сбор таких данных должен рассматриваться как обязательная часть полевых и лабораторных исследований.
2. Данные о деформациях дают геологам возможность более точно интерпретировать значение мелкомасштабных и крупномасштабных тектонических образований



в деформированной зоне, правильно составлять палинспастические разрезы и сопоставлять архитектуру горных пород с процессами крупных перемещений, которые происходили в земной коре.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Часть этой работы была выполнена с помощью Национальных фондов Швейцарии (субсидии 2,895-0,77 и 2,824-0,80).

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Beach A.* The measurement and significance of displacement on Laxfordian shear zones, North-West Scotland. — Proc. Geol. Assoc., 1974, vol. 85, p. 13–21.
2. *Bredden H.* Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Ztschr. Dt. geol. Ges., 1956, Bd. 106, S. 227–305.
3. *Casey M., Dietrich D., Ramsay J.G.* Methods for determining deformation history from chocolate tablet boudinage with fibrous crystals. — Tectonophysics, 1983, vol. 92, p. 211–239.
4. *Choukroune P.* Strain patterns in the Pyrenean chain. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1976, vol. 283, p. 271–280.
5. *Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1947, vol. 58, p. 843–918.
6. *Cloos E.* Microtectonic. Baltimore: Johns Hopkins Univ., 1971.
7. *Cobbold P.R.* Compatibility equations and the integration of finite strain in two dimensions. — Tectonophysics, 1977, vol. 39, p. 11–16.
8. *Cobbold P.R.* Removal of finite deformation using strain trajectories. — J. Struct. Geol., 1979, vol. 1, p. 67–72.
9. *Cobbold P.R.* Compatibility of two dimensional strains and rotations along strain trajectories. — J. Struct. Geol., 1980, vol. 3, p. 379–382.
10. *Coward M.P.* Archaean deformation patterns in southern Africa. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1976, vol. 283, p. 313–331.
11. *Daubree G.A.* Expériences sur la schistosité des roches et sur les déformations des fossiles, corrélatives de ce phénomène. — C.r. Acad. sci., 1876, vol. 82, p. 710–798.
12. *Dietrich J.H.* Origin of cleavage in folded rock. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, p. 155–165.
13. *Dietrich J.H., Carter N.L.* Stress history of folding. — Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, p. 129–154.
14. *Dunnott D.* A technique of finite strain analysis using elliptical particles. — Tectonophysics, 1969, vol. 7, p. 117–136.
15. *Durney D., Ramsay J.G.* Incremental strain measured by syntectonic crystal growth. — In: Gravity and tectonics. N.Y.: J. Wiley and Sons, 1975, p. 67–96.
16. *Elliot D.* Deformation paths in structural geology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 3, p. 2621–2638.
17. *Escher A., Escher J.C., Waterson J.* The reorientation of the Kangamiut dyke swarm. — Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, p. 158–173.
18. *Flinn D.* On folding during three dimensional progressive deformation. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1962, vol. 118, p. 385–428.
19. *Flinn D.* The computation of deformations. — Geol. J., 1979, vol. 14, p. 87–98.
20. *Flinn D.* The deformation matrix and the deformation ellipsoid. — J. Struct. Geol., 1979, vol. 1, p. 299–307.
21. *Fry N.* Random point distributions and strain measurement in rocks. — Tectonophysics, 1979, vol. 60, p. 89–105.
22. *Graham R.H.* Quantitative deformation studies in the Permian rocks of the Alpes Maritimes. — In: Proc. Goguel Symp. (Bur. rech. géol. minières. France). P., 1978, p. 220–238.
23. *Harker A.* On slaty cleavage and allied rock structures with special reference to the mechanical theories of their origin. — Rep. Brit. Assoc. Meet., 1885, N 55, p. 1–40.
24. *Haughton S.* On slaty cleavage, and the distortions of fossils. — Philos. Mag. Ser. 4, 1856, vol. 12, p. 1–13.
25. *Heim A.* Untersuchungey über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel: Schwabe, 1878.
26. *Hobbs B.* The analysis of strain in folded layers. — Tectonophysics, 1971, vol. 11, p. 239–375.
27. *Hossack J.R.* Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S. Norway). — Tectonophysics, 1968, vol. 5, p. 315–339.
28. *Hossack J.R.* The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain. — J. Geol. Soc., 1978, vol. 135, p. 229–241.
29. *Hudleston P.J., Stephansson O.* Layer shortening and fold shape development in the buckling of single layers. — Tectonophysics, 1973, vol. 19, p. 299–321.
30. *Jaeger J.C., Cook N.G.W.* Fundamentals of rock mechanics. L.: Methuen, 1969.
31. *Jégouzo P.* The South Armorican shear zone. — J. Struct. Geol., 1980, vol. 2, p. 39–47.
32. *Klighfield R., Carmignani L., Owens W.H.* Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. — J. Struct. Geol., 1981, vol. 3, p. 421–436.
33. *Lisle R.J.* Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits. — Tectonophysics, 1977, vol. 39, p. 381–395.
34. *Matte P.* La structure de la virgation bercynienne de Galice (Espagne). — Trav. Lab. géol. Grenoble, 1968, vol. 44, p. 5–128.
35. *Means W.D.* Stress and strain. N.Y. etc.: Spring-Verl., 1976.
36. *Oertel G.* Unfolding of an antiform by the reversal of observed strains. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, p. 445–450.
37. *Oertel G., Ernst W.G.* Strain and rotation in a multilayered fold. — Tectonophysics, 1978, vol. 48, p. 77–106.
38. *Percevault M.N., Cobbold P.R.* Mathematical



- removal of regional ductile strains in Central Brittany. — *Tectonophysics*, 1982, vol. 82, p. 317–328.
39. *Phillips J.* Report on cleavage and foliation in rocks. — Rep. Brit. Assoc. Sci., 1857, vol. 269, p. 60–61.
  40. *Ramberg H.* Evolution of pygmatic folding. — *Norsk. geol. tidsskr.*, 1959, bd 39, s. 99–151.
  41. *Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.; L.: McGraw-Hill, 1967.
  42. *Ramsay J.G.* The measurement of strain and displacement in orogenic belts. — In: *Time and place in orogeny*. L.: Geol. Soc., 1969, p. 43–79.
  43. *Ramsay J.G.* Displacement and strain. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1976, vol. 283, p. 3–25.
  44. *Ramsay J.G., Graham R.H.* Strain variation in shear belts. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, p. 786–813.
  45. *Ramsay J.G., Wood D.S.* The geometric effects of volume change during deformation processes. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 16, p. 263–277.
  46. *Ramsay J.G., Huber M.J.* The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain analysis. L.; N.Y.: Acad. press, 1983.
  47. *Ries A.C., Shackleton R.M.* Patterns of strain variation in arcuate fold belts. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1976, vol. 283, p. 281–288.
  48. *Sharpe D.* On slaty cleavage. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1847, vol. 3, p. 74–105.
  49. *Sorby.* On the origin of slaty cleavage. — *Edinburgh New Philos. J.*, 1853, vol. 55, p. 137–148.
  50. *Sorby.* On the theory of the origin of slaty cleavage. — *Philos. Mag.*, 1856, vol. 12, p. 127–135.
  51. *Sorby.* On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1908, vol. 64, p. 171–232.
  52. *Talbot C.J.* The minimum strain ellipsoid using deformed quartz veins. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 16, p. 89–101.
  53. *Wickham J.S.* An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. — *Amer. J. Sci.*, 1973, vol. 273, p. 23–47.
  54. *Wood D.* Current views on the development of slaty cleavage. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 369–401.

УДК 551.24 + 550.89

## ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

А.В. ЛУКЬЯНОВ

*Геологический институт АН СССР, Москва, СССР*

Пластические деформации и тектоническое течение горных пород имеют выдающееся значение в развитии литосферы с докембрия до настоящего времени. Гигантские геологические тела, составляющие литосферу, имеют разный состав и свойства. Они деформируются по-разному, значительно изменяя форму и взаиморасположение в пространстве, растекаясь, разрываясь, проскальзывая друг относительно друга, активно участвуя в прихотливом движении, или, лучше сказать, течении литосферы<sup>1</sup>. Тектоническая расслоенность литосферы в значительной степени является результатом этого течения [34]. Сложные поля напряжений, образование магм, метаморфизм горных пород стимулируют и усложняют тектоническое течение. Тектоническое течение контролирует размещение месторождений полезных ископаемых и зон сейсмической активности. Поэтому прикладной аспект изучения тектонического течения не менее важен, чем теоретический.

В этом докладе обращается внимание на взаимосвязи малых деформаций земной коры с интенсивными деформациями и большими перемещениями горных масс. При этом придется коснуться проблем тектонической расслоенности литосферы, образования тектонических покровов, возникновения наложенных складок при прогрессирующей деформации, образования закономерных структурных рисунков не только в плане, но и в разрезе земной коры и методов изучения пластических деформаций. В коротком сообщении невозможно подробно рассмотреть все эти проблемы, поэтому основное внимание уделяется деформациям и перемещениям горных масс.

<sup>1</sup> Преимущества термина "течение" совершенно очевидны при рассмотрении развития самой верхней (ледяной) оболочки литосферы — ледниковых щитов и глетчеров. Тектоническое течение средней оболочки (земной коры) тоже хорошо характеризует ее развитие, включая значительные горизонтальные перемещения и пластические деформации. Характер деформаций ультрабазитов свидетельствует о тектоническом течении в нижней оболочке литосферы (верхней мантии).



Деформации земной коры известны все еще недостаточно хорошо. Основной проблемой является количественная характеристика деформаций. С помощью измерения величины пластических деформаций и изучения их распределения в пространстве можно понять механизм образования многих геологических структур, а возможно, и грандиозных перемещений коровых и подкоровых масс. Однако таких измерений еще не очень много, а методы измерения несовершенны. Поэтому количественное изучение пластических деформаций горных пород становится одной из главных задач современной структурной геологии.

Материалом для сообщаемых выводов послужили многолетние работы автора на Памире, в Средней Азии, Казахстане, на Балтийском щите и в других районах Европы и Азии, а также тектонофизическое моделирование геологических структур. Используются также данные, опубликованные другими геологами [1—4, 8—11, 20—23, 26, 28—30, 32, 35, 36, 39—43, 47, 49—54].

Тектоническое течение масс горных пород всюду весьма значительно, но проявляется в разных формах. Информация о нем заключена в особенностях структурных рисунков складчатых областей и платформ, в характере деформаций, магматизма и осадконакопления. Однако эта информация извлечена пока еще недостаточно, чтобы полностью его охарактеризовать. Тектоническое течение представляет собой сумму стрейна (изменения формы), ротации (вращения) и трансляции (параллельного переноса). Стрейн и ротацию можно изучить непосредственно в обнажениях. Трансляцию в большинстве случаев непосредственно изучить нельзя. Ее можно только вычислить путем анализа структурных рисунков. Прямые измерения трансляции с использованием палеомагнитного и палеоклиматического методов пока недостаточно точны. Их можно использовать только для анализа очень крупных структур. Таким образом, исследование тектонического течения сводится к двум методам: 1) измерению стрейна и ротации (т.е. дисторсии) и 2) анализу структурных рисунков.

Измерение стрейна и ротации. В принципе деформацию можно измерить всюду. Однако определение величины деформаций в реальных геологических телах вызывает большие трудности. Во-первых, малые деформации (сжатие менее 20%) проявляются крайне слабо и их трудно заметить [15, 22]. Во-вторых, чтобы оценить величину деформации, необходимо измерить девять независимых величин, что удается далеко не всегда. Для этого нужно обнаружить в породе "тензодатчики" и провести специальные измерения. При обычной геологической съемке этого не делают. Однако в последние десятилетия геологи многих стран начали проводить такие специальные исследования и совершенствовать методику. Материал накапливается, но медленно.

Измерение стрейна осуществляется в два этапа. Первый этап — измерение положения главных осей эллипсоида деформации (три измерения). Это сделать легко, например, по ориентировке сланцеватости и линейности. Второй этап — измерение величины этих осей (еще три измерения). Это сделать трудно, но необходимо. Часто этих измерений не делают, тем самым теряя информацию. Тензодатчиков для такого измерения довольно много: 1) деформированные вместе с породой включения, исходная форма которых известна (фауна, оолиты, пятна оглеения, гальки, подушки в лавах и др.) [9, 11, 12, 15, 21]; 2) включения, исходная форма которых неизвестна, но которые до деформации были расположены хаотично (обломки в брекчиях, порфиробласты, кристаллы в интрузивной породе и др.) [15, 22]; 3) минеральные новообразования в трещинах или около недеформированных твердых включений [8, 19]; 4) будинаж [35, 36, 51]; 5) складки [5, 7, 50]; 6) стресс-метаморфизм [17]; 7) тектонофации [22—24].

Измерение ротации тоже осуществляется в два этапа. (К сожалению, таких измерений часто вообще не делают. В результате этого теряется ценнейшая информация. Становится невозможным отличить, например, чистый сдвиг от простого. А без этого дальнейший анализ невозможен.) Первый этап — определение положения оси вращения, второй — определение направления и величины поворота. Определить трудно, но возможно [15, 44, 45, 48, 54]. Для измерения используются: а) синтетектонические порфиробласты; б) недеформирующиеся включения и новообразования около них; в) тела, пересеченные зоной пластической деформации; г) складки волочения; д) будины. Отсутствие вращения ("нулевое вращение") следует специально доказывать, как и любое другое.

Измерение изменения объема (дилатации) горной породы осуществ-



вляется по минеральным новообразованиям, жилам, дайкам. На микроуровне оно распространено очень широко, на макроуровне встречается реже. Но всякий раз следует убеждаться в его отсутствии [15].

Систематическое измерение деформации позволяет количественно охарактеризовать парагенезы структур [13] и перейти к анализу структурных рисунков. Ниже перечисляются некоторые выводы, к которым приводит изучение пластической деформации горных пород.

1. Пластические деформации широко распространены в земной коре. Их величина местами очень велика. Оценки, сделанные в Аппалачах, Пиренеях, Альпах, на Кавказе, Памире, в Средней Азии, Казахстане, на Кольском полуострове, в Гренландии и многих других районах, говорят об этом со всей определенностью. Растяжение нередко достигает многих сотен и даже тысяч процентов и осуществляется достаточно быстро (например, в палеогеновых толщах Памира).

2. Пластические деформации развиваются на всех стадиях метаморфического преобразования пород. Автор специально исследовал пластические деформации в породах разных фаций и ступеней метаморфизма, и можно утверждать, что какого-либо порога для начала процесса не существует [19, 46]. Пластическая деформация с соответствующими проявлениями стресс-метаморфизма развивается уже на ранних стадиях катагенеза. Во всех фациях метаморфизма и катагенеза породы способны к большим деформациям. Однако ряды пластичности пород в разных *PT*-условиях различны [15]; различен и состав стрессовых минеральных новообразований. В любых *PT*-условиях равновесные и неравновесные ассоциации обладают разной пластичностью. Процесс активного минерального преобразования пород способствует увеличению их пластичности.

3. Поверхностно-активные жидкости (растворы, флюиды, расплавы) значительно снижают прочность пород [27, 31, 37]. Поэтому в зонах частичного плавления способность пород к деформациям резко увеличивается. У определенных изотерм могут возникать астенолинзы.

4. Литосфера в масштабах геологического времени является весьма подвижной, пластичной, легко деформирующейся оболочкой.

5. В тектонических покровах на значительных площадях деформации ориентированы так, что ось растяжения направлена вдоль покрова, а ось сжатия — поперек. Ранее автор даже говорил о тектонических покровах как о структурах горизонтального растяжения [14]. Однако это не совсем так. Структура покрова неоднородна, и в некоторых разрезах можно наблюдать и несоответствие в структуре соседних пластин, и изменение структуры в разных частях единого покрова.

6. Пластические деформации распределены очень неоднородно. Неоднородность — одна из основных черт пластической деформации как геологического явления. Она проявляется в самых разных масштабах: платформы и складчатые пояса, разнообразие парагенезов структур и структурных рисунков внутри складчатых областей, мелкие неоднородности внутри парагенезов структур, сложные микроструктуры деформированных пород — все эти проявления говорят о многопорядковости неоднородностей тектонического течения. В качестве иллюстрации можно сослаться на профили через разные районы Казахстана, опубликованные Е.И. Паталахой [25, рис. 83, 84], и на карту, опубликованную А.В. Лукьяновым [13, рис. 62]. В первом случае распределение деформаций анализировалось вдоль траверсов, а оценка осуществлялась методом тектонофаций, во втором — анализировалось на площади и оценивалось методом парагенезов структур. Оба примера характеризуют неоднородность распределения деформаций на земной поверхности, т.е. в плане. Неоднородность в разрезе, свидетельствующую о тектонической расслоенности толщ, автору посчастливилось наблюдать в глубоко врезанных ущельях Памира и в ледниковом щите Гренландии. Во многом они сходны. И поскольку расслоенность ледникового щита вряд ли кто-нибудь решится объяснять конвективными течениями в мантии, сомнительно, что их следует привлекать к объяснению тектонических покровов на Памире. По-видимому, в земной коре и тектоносфере Земли возникают специфические эффекты, приводящие к ее расслоению и к возникновению неоднородностей деформации.

Анализ структурных рисунков. Анализ структурных рисунков необходим для изучения тектонического течения тектоносферы [6, 13, 18, 33]. Он используется и для прогноза месторождений полезных ископаемых. Практические и теоретические аспекты изучения структурных рисунков складчатых областей освещены в многочисленных



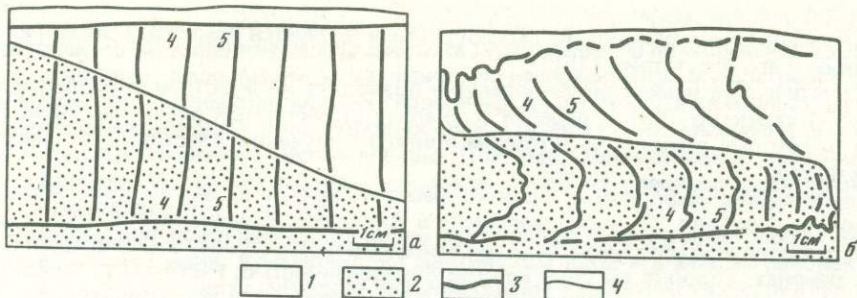


Рис. 1. Деформация клиновидных тел в гравитационном поле. Модель из двух силиконовых клиньев *а* — до центрифугирования; *б* — после центрифугирования

1 — верхний клин (силикон, плотность  $\rho_1 = 1,42 \text{ кг} \cdot \text{дм}^{-3}$ ;  $\eta_1 = 1,5 \cdot 10^5 \pm 20\% \text{ Па} \cdot \text{с}$ ); 2 — нижний клин (силикон,  $\rho_2 = 1,77 \text{ кг} \cdot \text{дм}^{-3}$ ;  $\eta_2 = 1,0 \cdot 10^5 \pm 10\% \text{ Па} \cdot \text{с}$ ); 3 — тонкие прослои пластилина, позволяющие наблюдать деформацию; 4 — граница между клиньями. Цифры 4, 5 на рис. — положение вертикальных меток

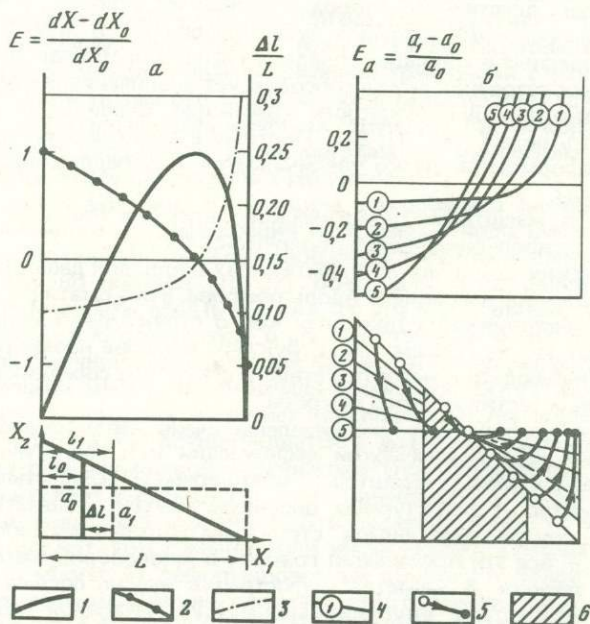


Рис. 2. Распределение трансляции и стрейна при деформации клина в прямоугольник, без трения *а* — конечная деформация, *б* — смена знака при нарастающей деформации

1 — трансляция ( $\Delta l / L$ ); 2 — удлинение элементарных отрезков, параллельных оси  $X_1$  ( $E_{dx_1}$ ); 3 — удлинение элементарных отрезков, параллельных оси  $X_2$  ( $E_{dx_2}$ ); 4 — стадии деформации; 5 — траектории частиц; 6 — зона реверс-эффекта

публикациях. Ниже рассматриваются только некоторые эффекты, позволяющие количественно связать деформацию и трансляцию при анализе структурных рисунков.

Тектоническое течение связывает разобщенные деформации в единую систему. Оно является величиной интегральной и включает как стрейн, так и ротацию и трансляцию. В результате тектонического течения образуется достаточно прихотливый структурный рисунок области, который, однако, всегда оказывается упорядоченным. Тектонофизическое моделирование позволяет лучше понять механизм образования структурных рисунков, вскрыть смысл возникающей в них упорядоченности. Неоднородность распределения деформации в пространстве приводит к ряду геометрических эффектов, которые вызывают значительные перемещения тектонических пластин, образование



наложенных складок, чередование параллельных зон сжатия и растяжения, автономные деформации пластин и другие особенности структурных рисунков [15].

Наиболее важными для интерпретации структурных рисунков являются клин-эффект, реверс-эффект, пресс-эффект и эффект тектонического сшивания (ТС-эффект) [16]. Смысл этих эффектов проще всего пояснить на модели деформации клина в прямоугольнике (рис. 1, 2). Эта простейшая модель гетерогенной деформации на первый взгляд кажется примитивной, однако она характеризует рассматриваемые эффекты в чистом виде, и вместе с тем результаты ее исследования применимы к анализу широкого круга более сложных структур. При деформации такой модели стрейн, ротация и трансляция вещества распределяются неоднородно, и роль каждого типа деформации изменяется в пространстве и во времени.

**Клин-эффект** связывает распределение трансляции с распределением стрейна в разных частях модели. Трансляция зависит от линейных размеров объекта и в простейшей модели может достигать 25% ее длины.

**Реверс-эффект** связывает трансляцию с направлением стрейна. При нарастающей неоднородной деформации существует зона, в которой стрейн "проходит через нуль". При этом оси эллипсоида меняют знак на противоположный: сжатие сменяется растяжением вдоль той же оси (см. рис. 2, б). Этот эффект особенно важен для анализа локализации наложенных складок в прогрессивно развивающемся структурном рисунке. В сложных моделях смена знака происходит неоднократно.

**Пресс-эффект** аналогичен клин-эффекту, но имеет противоположные знаки трансляции и стрейна. Он развивается в иных геологических условиях. Примером проявления пресс-эффекта может быть структурный рисунок Таджикской депрессии в Средней Азии, отражающий выжимание масс в горизонтальном направлении.

**ТС-эффект** определяет локализацию особых тектонических структур — структур тектонического сшивания (ТС-структур). Эти структуры полярно противоположны разломам. В них формируется особый тип контакта, приводящий в соприкосновение ранее удаленные друг от друга серии горных пород. Крупнейшими ТС-структурами являются сутуры на месте палеоокеанов. Но существует множество более мелких ТС-структур, которые пока не выделены и не описаны. Они развиваются, например, в осевых частях изоклинальных складок, между будинами в зонах будинажа пластов. Типичными ТС-структурами являются швы слившихся ледников, которые хорошо прослеживаются по срединным моренам. Классификация ТС-структур — дело будущего.

Перечисленные эффекты помогают понять многие особенности структурных рисунков складчатых областей. С их помощью можно связать рассеянные деформации с крупными перемещениями по разломам, понять тектоническое покровообразование, тектоническое расслоение литосферы, крупные горизонтальные движения вплоть до перемещения литосферных плит. Все эти явления можно объяснить неоднородным тектоническим течением вещества тектоносферы, не привлекая гипотетические представления о процессах в глубоких недрах Земли. Но для этого нужно хорошо знать распределение деформаций в земной коре. Поэтому главной проблемой структурной геологии сейчас является количественная оценка пластических деформаций и изучение парагенезов структур и структурных рисунков на новом количественном уровне. А это значит, что возникла необходимость массового сбора принципиально нового фактического материала на больших площадях. Международный союз геологических наук и его Комиссия по тектонике могут активно содействовать сбору этого материала, организуя специальные международные симпозиумы, публикуя тематические сборники и рекомендуя геологическим организациям приступить к повсеместному сбору данных по количественным оценкам пластических деформаций горных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. К вопросу о природе тектонических деформаций. — В кн.: Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970, с. 214—223.
2. Белоусов В.В. Структурная геология. 2-е изд. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
4. Белоусов В.В. Главные особенности механизма тектонических деформаций. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 6—29.
5. Белоусов В.В., Черткова Е.И., Эз В.В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5, с. 117—124.
6. Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В.,



- Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33.
7. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
8. *Дерни Д., Рамсей Дж.* Нарастающие деформации, измеряемые по синтетоническому росту кристаллов. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 88—115.
9. *Загорчев И.* Раннеальпийские деформации в красноцветных отложениях Полютенско-Скринской зоны. 2. Строение и деформации северной части Влахинского блока. — *Geologica Balcanica*, Sofia, Mart, 1981, vol. 11 (1), p. 101—126.
10. *Загорчев И., Сапунджиев К.* Раннеальпийские деформации в обхвата на Полютенско-Скринската разломна зона. 3. Уйненски аллохтон. В кн.: Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. София, 1982, п. 14, с. 3—31.
11. *Клоос Э.* Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958, с. 96—156.
12. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4, с. 102—106.
13. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
14. *Лукьянов А.В.* К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покровов. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып. 2, с. 22—24.
15. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—146.
16. *Лукьянов А.В.* Важнейшие эффекты неоднородной деформации. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск, 1982, с. 93—95.
17. *Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т.* Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 3, с. 117.
18. *Лукьянов А.В., Щерба И.Г.* Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5, с. 15—24.
19. *Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В.* Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 2, с. 108—123.
20. *Милеев В.С.* Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинария. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 181—365.
21. *Паталаха Е.И.* Деформация конкреций Успенского медного месторождения в Центральном Казахстане. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 3, с. 44—57.
22. *Паталаха Е.И.* Оценка степени деформированности складчатых толщ. — В кн.: Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967, с. 48—110.
23. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
24. *Паталаха Е.И.* О некоторых фундаментальных понятиях структурной геологии и тектонофизики (сдвиговое ламинарное течение и дислокационный процесс). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 9—17.
25. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
26. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
27. *Перцов Н.В., Коган Б.С., Лукьянов А.В.* и др. Особенности тектонической деформации горных пород в присутствии поверхностно-активных жидких фаз (проблемы физико-химической геомеханики). — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск, 1982, с. 47—49.
28. *Рамберг Х.* Природный и экспериментальный будинаж и структуры разлинования. — В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 160—190.
29. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры, с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
30. *Рамберг Х.* Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести, при помощи центрифуги. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 70—88.
31. *Сальников Д.И., Траскин В.Ю., Перцов Н.В.* Снижение прочности горных пород под влиянием поверхностно-активных жидких фаз. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск, 1982, с. 110—112.
32. *Сорвачев К.К.* Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 124 с.
33. *Суворов А.И.* Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
34. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
35. *Тохтуев Г.В.* Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев: Наук. думка, 1967. 215 с.
36. *Тохтуев Г.В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев: Наук. думка, 1972. 122 с.
37. *Траскин В.Ю., Скворцова З.Н.* Механизмы ползучести горных пород в условиях действия поверхностно-активных жидких фаз. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Новосибирск, 1982, с. 112—113.
38. *Шолпо В.Н.* Сложная складчатость в осадочных толщах. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 64—92.
39. *Шукрун П., Сэгоре М.* Тектоника Пиренеев: роль сжатия и силы тяжести. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 154—167.
40. *Эз В.В.* О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. — Геотектоника, 1967, № 3, с. 69—81.



41. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 167 с.
42. Эз В.В. Особенности структуры метаморфических комплексов. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977, с. 208—245.
43. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 192 с.
44. Ghosh S.K., Ramberg H. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 34, p. 1—70.
45. Ghosh S.K., Ramberg H. Reversal of the spiral direction of inclusion trails in paratectonic porphyroblasts. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 51, N 1/2, p. 83—98.
46. Lukjanov A.V., Lukjanova V.T. Dynamometamorphose in frühen Stadien der Katagenese. — In: *Deformation und Metamorphose von Gesteinen*. Potsdam, 1982, Bd. 2, S. 150—174.
47. Mitra G. Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1978, vol. 273, N 8, p. 1057—1084.
48. Ollesen N.O. Distinguishing between interkinematic and syn-kinematic porphyroblastesis. — *Geol. Rdsch.*, 1978, Bd. 67, H. 1, S. 278—287.
49. Paterson M.S. Experimental rock deformation: the brittle field. Spring.-Verl., 1978. 254 p.
50. Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1963, vol. 42, N 4, p. 1—20.
51. Ramberg H. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. — *Tectonophysics*, 1964, vol. 1, N 4, p. 307—342.
52. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
53. Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonics. N.Y.: McGraw-Hill, 1963. 545 p.
54. Zwart H.J. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). — *Geol. Rdsch.*, 1962, Bd. 52, S. 38—65.

УДК 551.24 + 550.89

## ТЕКТОНОФАЦИИ И ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ДЕФОРМИРОВАННОСТИ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Е.И. ПАТАЛАХА

*Институт геологических наук АН КазССР, Алма-Ата, СССР*

В последние два десятилетия в Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева Академии наук КазССР сложился своеобразный метод тектонофациального анализа, призванный обобщить ту огромную информацию о деформационной структуре складчатых сооружений фанерозоя, которую не способны освоить традиционные тектонические синтезы. В работах автора разрабатывается следующий круг вопросов: 1) вертикальная термодинамическая зональность земной коры складчатых областей; 2) связь ведущих дислокационных механизмов с основными тектоническими и метаморфическими комплексами складчатых областей; 3) модель дислокационного процесса; 4) тектонофациальная шкала; 5) методика и техника полевых и камеральных исследований; 6) тектонофациальный анализ складчатых систем; 7) тектонофациальный анализ рудных полей.

Настоящее сообщение, по сути дела, лишь короткая иллюстрация к методике тектонофациального анализа.

При изучении складчатых сооружений в разных частях континентов уже давно подмечено, что одни породы деформированы в большей степени, другие — в меньшей. Предпринимались попытки дать количественную оценку степени деформированности окаменелых остатков фауны и флоры, горных пород, складчатых сооружений в целом (путем распрямления складок для Альп, Аппалачей, Кавказа и пр.). Понадобился значительный по времени этап исследований, прежде чем стали проявляться подлинная степень контрастности природных деформаций и трудности экстраполяции "тензометрических" данных (получаемых по точечному объекту) на расстояние. Помимо того, что оставался неясным сам механизм дислокационного процесса, сопоставлялся наблюдательный материал, характеризующий совершенно разные и, по существу, несопоставимые термодинамические уровни метаморфизма. Эти данные характеризовали принципиально разные этапы и режимы формирования континентальной земной коры склад-



чатых поясов фанерозоя, точнее неогей. Трудно, например, сравнивать между собой слоисто-складчатые образования: неметаморфизованные (эпизона), затронутые кливажом (мезозона) либо кристаллизационной сланцеватостью (катазона), так как условия развития деформаций в этих зонах существенно различны.

В настоящей работе находят дальнейшее развитие идеи, изложенные в книге автора "Генетические основы морфологической тектоники" (Алма-Ата: Наука, 1981), посвященной механизму дислокационного процесса, а именно развитию представлений о тектонофазах в кливажной мезозоне складчатых сооружений фанерозоя, отвечающей термодинамическому режиму цеолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

В этой книге получили развернутое обоснование представления о шовной складчатости как новая концепция дислокационного процесса (сдвигового приразломного смятия) со всеми далеко идущими последствиями. Подробно рассмотрен главный структурный парагенезис складчатых толщ (динамометаморфический). Обосновано единство генерального механизма дислокационного процесса в складчатых областях для кливажной мезозоны независимо от природы геодинамического источника возмущения. Показано, что между раскрытыми германотипными и сжатыми альпинотипными складками существуют не принципиальные различия, а постепенные взаимопереходы. Это выбило почву из-под традиционного противопоставления раскрытой складчатости, якобы обязанной своим образованием действию одних вертикальных сил, сжатой, обусловленной как будто действием одних горизонтальных сил. Тем самым создана основа для рассмотрения разнообразных в морфологическом отношении складчатостей как последовательных ступеней (или стадий) эволюции единого (характерного для данного термодинамического режима) дислокационного процесса формирования приразломной по своей природе (шовной) складчатости.

Путем эмпирических сопоставлений большого количества тектонотипических участков Казахстана было выделено 10 характерных стадий формирования складчатости и соответствующих им тектонофаций, для каждой из которых с учетом литологической специфики толщ определен структурный парагенезис, уяснены их различия, т.е. определены рубежи тектонофаций, а на основании представлений о механизме дислокационного процесса и экспериментальных данных найдены ориентировочные кинематические характеристики каждой из тектонофаций (компоненты деформации сдвига, сжатия, растяжения и т.д.). Тем самым была разработана шкала тектонофаций, состоящая из 10 типов тектонофаций (I—X), объединяемых в три тектоноформации: низшую A (I—IV), среднюю B (V—VII) и высшую C (VIII—X). Тектонофации — суть естественные ряды пород по степени деформированности с характерным для них структурным парагенезисом.

Представление о тектонофазах возникло не случайно. Оно было подготовлено всем предшествующим ходом развития морфологической тектоники. Позитивное значение его прежде всего в том, что оно заменяет утомительное и подчас малопродуктивное в научно-прикладном плане изучение частных структурных элементов (наблюдения над трещинами, кливажом, слоистостью и пр.) комплексно-системным, эволюционно-парагенетическим подходом к решению задач структурного картирования применительно к локальным, в том числе поисково-разведочным, равно как и региональным задачам. При этом частные структурные элементы изучаются не сами по себе, а как составная часть, как показатель присущего данной конкретной ситуации структурного парагенезиса. Иными словами, картируется структурный парагенезис (как функция степени деформированности), т.е. структурная зональность, а не просто изолированные частные структурные элементы.

Таким образом, в основу учения о тектонофазах в конечном итоге положена широко используемая в геологии и крайне плодотворная идея формационного анализа как сравнительного структурно-парагенетического исследования внутреннего деформационного строения складчатых сооружений. Такой анализ позволяет реконструировать эволюцию дислокационного процесса как своеобразного "природного эксперимента", что уже само по себе представляет большой интерес. Поэтому по отношению к дислокационному процессу тектонофацальный анализ имеет тот же смысл, какой учение о фациях метаморфизма имеет для изучения проблемы метаморфизма.

Важно иметь в виду, что на сегодняшний день тектонофацальный анализ, пожалуй, единственный метод, позволяющий получить представление о степени деформированности складчатых сооружений и их элементов.



В качестве примера рассмотрим результаты тектонофациального анализа Чингизского хребта в одном из поперечных сечений<sup>1</sup>. Чингизская (Чингиз-Тарбагатайская) складчатая система в Казахстане состоит из двух собственно Чингизских структурно-формационных зон — Чингиз-Аркалыкской и Акчатау-Абралинской на северо-востоке и юго-западе соответственно и третьей — Северо-Балхашской, пограничной между одноименной складчатой системой на юго-западе и Чингизской системой на северо-востоке (рис. 1).

Впрочем, последняя зона обычно рассматривается в составе Северо-Балхашской складчатой системы. Структурно-формационные зоны собственно Чингиза выделены достаточно условно, потому что в их пределах обнажаются в основном лишь разные уровни одного и того же (в сущности, единого) мощного типично эвгеосинклинального вулканогенно-терригенного разреза, в котором достаточно полно представлены геосинклинальный кембрий, ордовик и силур. Таков собственно геосинклинальный комплекс. Он состоит из двух структурных этажей — нижнего и среднего. Нижний (кембрийский) включает разнообразные вулканиты с примесью терригенных пород и с толеитовыми базальтами и яшмами (офиолитовый комплекс) в основании, а средний (ордовикско-силурийский) — лишь менее чем наполовину вулканогенный. Верхний структурный этаж — это орогенные наземные вулканиты кислого—среднего состава нижнего—среднего девона, живетские морские базальтоиды (фация шовных зон), фаменско-турнейские морские карбонатно-терригенные осадки, а еще выше — средние по составу вулканиты визе. Морской девон и нижний карбон характерны для Северо-Балхашской зоны. Подстилающий ее субстрат не очень выяснен; скорее всего, это продолжение структур Чингиза.

В составе каждой из отмеченных структурно-формационных зон выделяются (с северо-востока на юго-запад): в Чингиз-Аркалыкской — Тундык-Ашисуйский синклинорий, Аркалыкский антиклинорий, Чунайский синклинорий, Чингизский антиклинорий; в Акчатау-Абралинской — Абралинский синклинорий, Акчатауский антиклинорий; Северо-Балхашская зона представлена одноименным синклинорием.

Указанные структурные элементы более низкого ранга отображают условия залегания (с учетом уровня эрозионного среза) структурных этажей и свит.

Только в двух самых молодых свитах разреза, венчающих орогенный комплекс — девонско-карбоневой и визейской, кливаж практически не наблюдается. Таким образом, почти весь геосинклинальный тектонический комплекс (в широком смысле), венчающий в данном случае не только два геосинклинальных этажа, но также, хотя и достаточно условно, нижнюю часть орогенного, может быть отнесен к кливажной мезозоне.

Поражает обилие в регионе вязких разломов *ab* — в основном крутопадающих (до 60°), сильно камуфлированных, как всегда, самыми разнообразными деформациями. Отсутствуют "главные" разломы, кроме Чингизского молодого сдвига, судя по всему, унаследовавшего древний соскладчатый шов. В соответствии с залеганием разломов складки в основном прямые, а кливаж — крутопадающий. Таким образом, налицо главная структурная триада, подчеркнутая взаимно параллельным расположением разломов, осевых плоскостей складок и кливажа.

Дальнейший анализ будет дан в порядке рассмотрения тектонофациального состава следующих элементов складчатого сооружения: 1) пород разного состава; 2) пород разного возраста; 3) структурных этажей; 4) антиклинориев и синклинориев; 5) структурно-формационных зон; 6) складчатой системы в целом и др.

Такой анализ — статистический и основан на совместном рассмотрении специальной таблицы геологических условий развития тектонофаций и таблиц тектонофациального состава — с учетом геологической ситуации (в силу громоздкости они здесь не приводятся).

1. Состав пород. Детальность тектонофациального анализа Чингиза по характерному профилю такова, что состав пород приходится анализировать только на уровне сообществ свит. В сферу изучения вовлечено 17 "свит" (в их числе картируются по три пачки немасской, альпеиской и бошекульской свит). Из них три — кембрийские, пять — ордовикских, три — силурийские, четыре — девонские, одна — карбоневая, одна — верхнедевонско-нижнекарбоневая. По составу свиты распределяются следующим

<sup>1</sup> Профиль полезной для анализа длиной около 140 км (всего около 200 км), полевые исследования А.И. Лукиенко и др.







образом. Основное их количество — 14 из 17 — приходится на переслаивание песчаников и алевролитов (восемь свит: две кембрийские, три ордовикские, две силурийские, одна девонская) и вулканогенные породы — туфы и лавы кислого и среднего состава (шесть свит: две ордовикские, три девонские, одна карбоновая). Единичными свитами представлены конгломераты (силур), известняки с алевролитами и песчаниками (девон—карбон), кремнистые алевролиты (кембрий).

Поиски какой-либо зависимости тектонофациального состава пород от их литологии не увенчались успехом. В то же время наблюдения над рефракцией кливажа показывают, что вязкостные вариации в Чингизе значительно ниже таковых, найденных в Северо-Западном Каратау, т.е. разрез геосинклинального комплекса (включая и орогенный этаж) довольно монотонный и однообразный. Учитывая к тому же достаточную внутреннюю литологическую пестроту свит, попавших в рубрику "песчаники и алевролиты", к ним можно отнести также "конгломераты", "известняки" и "кремнистые алевролиты" (столь же внутренне неоднородные) и рассматривать в принципе изученный спектр пород Чингиза в целом как состоящий из двух семейств: преимущественно терригенного (в основном песчаников) и вулканогенного (11 и 6 свит соответственно).

Анализ тектонофациального состава всех отмеченных свит показывает следующее. Среди пород терригенного семейства высшие тектонофаии (С) развиты только в пяти случаях из 10 (рис. 2). Удельная значимость их не выходит за пределы 10% и только в одном случае превышает 30%. Этот необычный для Чингиза максимум (ширина его около 200 м) сопряжен с Главным Чингизским разломом. Средние тектонофаии (В) развиты повсеместно (во всех свитах без исключения), а удельная значимость их значительно выше и варьирует в широком диапазоне — от 20 до 75%. При этом обычно развиты все три тектонофаии (V—VII). Однако наблюдается устойчивая тенденция понижения удельной значимости тектонофаий в направлении от низших к высшим. Низшие тектонофаии (А) развиты в наибольшей мере (и во всех свитах без исключения). Удельный вклад их определяется более высоким уровнем в 30—80%, а в одном случае даже 100% (Тундык-Ащисуйский синклиниорий, фаменско-турнейская наложенная мульда). Отмеченное понижение удельного вклада от низших к высшим тектонофаиям здесь не встречается. Причем I тектонофаия отсутствует вообще, а II развита только в двух случаях. Основную роль играют тектонофаии III, IV. Соотношение их довольно произвольное.

Близкие закономерности развития тектонофаий наблюдаются также в вулканогенном семействе пород. Высшая тектоноформация С зафиксирована только в одном случае из шести (характерно, что она представлена тектонофаией VIII). Удельный вклад ее около 2%. Средняя тектоноформация В развита повсеместно (во всех свитах). Удельная значимость ее варьирует от 20 до 80%. При этом налицо устойчивая тенденция понижения удельного вклада в направлении от тектонофаий V к VII. Низшая тектоноформация А также развита повсеместно. Вклад ее 20—83%.

Таким образом, если отвлечься от малозначительных деталей, тектонофаиальный состав пород обоих семейств — терригенного и вулканогенного — на уровне свит практически одинаков. Тектонофаиальный состав пород обоих семейств в целом определяется низшими (преимущественно III—IV) и средними (V—VII) тектонофаиями, удельный вклад их близкий при ничтожном значении высших тектонофаий. Никакой выраженной тенденции зависимости степени деформированности пород от их генезиса и литологического состава не усматривается. Этот вывод для нас крайне важен, так как он показывает, что литологическими особенностями и составом, т.е. вязкостными свойствами, пород невозможно объяснить фиксируемую в Чингизе и в других складчатых системах структурную, или тектонофаиальную, контрастность, т.е. широчайшую контрастность по степени деформированности толщ. Она объяснима только с позиций принятой модели дислокационного процесса, т.е. признания приразломной (шовной) природы складчатости.

2. **Возраст пород.** Степень деформированности пород почти не зависит от их возраста (см. рис. 2,б). Этот вывод принципиально важен потому, что со времен контракционизма прочно вошло в традицию считать: чем древнее порода, тем она сильнее деформирована. Правда, во многих случаях, равно как и в масштабе очень крупных тектонических эпох (например, рубежи комплекса основания и геосинклинального комплекса и т.д.), указанное положение имеет силу и именно там, где видны угловые несогласия.



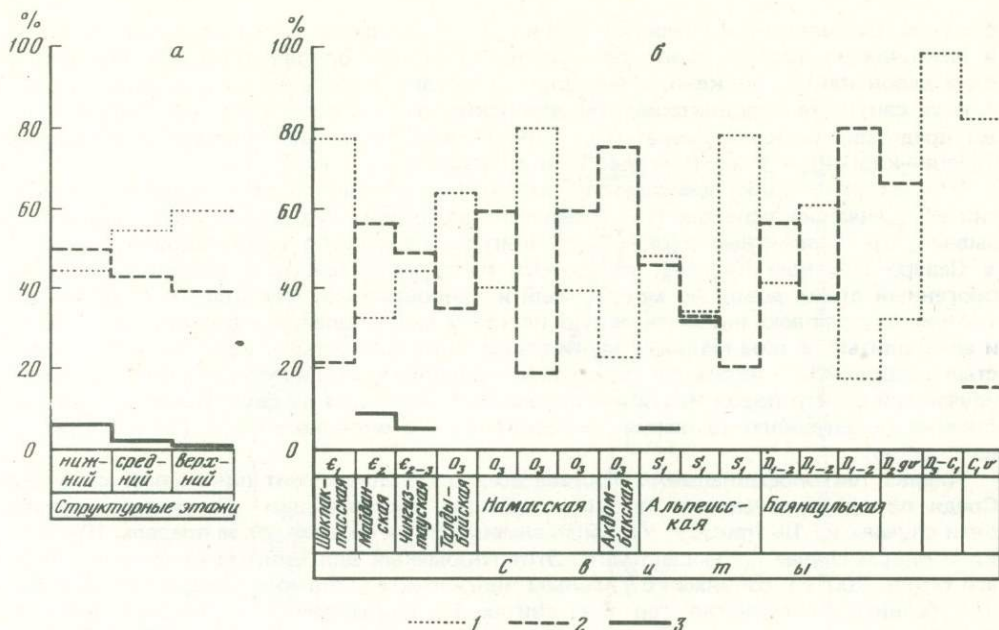


Рис. 2. Гистограмма тектонофациального состава структурных этажей (а) и свит (б) Чингизской складчатой системы  
Тектоноформации: 1 — низшие, 2 — средние, 3 — высшие

Но именно там, где нет такого структурного перепада, например в синклинорных зонах длительного прогибания, невозможно установить и сами угловые несогласия. Именно по этой причине в Казахстане каледонское несогласие сплошь и рядом отсутствует, а девон согласно ложится на силур.

**3. Структурные этажи.** В Чингизе издавна выделяются три основных структурных этажа: нижний (кембрийский) — близкий в общем по смыслу к раннегеосинклинальному, средний (ордовикско-силурийский) — отвечает инверсионному, или островодужному, и верхний (девонско-карбонный) — близкий к орогенному (см. рис. 2а). В пределах мезозоны (15 нижних свит из 17) наблюдается довольно однообразная смена тектонофаций в характерном диапазоне III—VII. Каких-либо перепадов и контрастов в деформационном строении выделенных структурных этажей статистически не устанавливается, хотя общая весьма слабая тенденция убывания роли тектоноформаций С и В и возрастания А с омоложением все же имеется. Отсюда вовсе не вытекает вывод о неправомерности выделения структурных этажей, имеющих более глубокий тектонический смысл. Из сказанного ясно, что переоценивать и фетишизировать роль угловых несогласий, а также отвечающих им фаз складчатости в развитии складчатых областей, как это все еще делают некоторые исследователи, нет достаточных оснований. Не фазы складчатости, а характер формаций — вот основа выделения зон (по латерали) и этапов (по вертикали).

Надо отметить известную случайность самих угловых несогласий в силу не только шовной природы складчатости, но и того, что угловое несогласие, с одной стороны, и рубежи тектонических этапов — с другой — явления, совершенно разные и отнюдь не обязательно взаимосвязанные, поскольку для возникновения углового несогласия непременным условием являются три элемента: 1) восходящие движения; 2) эрозионный размыв субстрата; 3) погружение и седиментогенез. Вот почему несогласия отнюдь не всегда подчеркивают рубежи структурных этажей, даже в случае главного несогласия, отражающего смену геосинклинального режима орогенным, как в каледонидах Казахстана. В то же время они довольно широко проявлены внутри этажей, в том числе геосинклинальных.

**4. Антиклинории, синклинии.** В составе рассматриваемого поперечного сечения



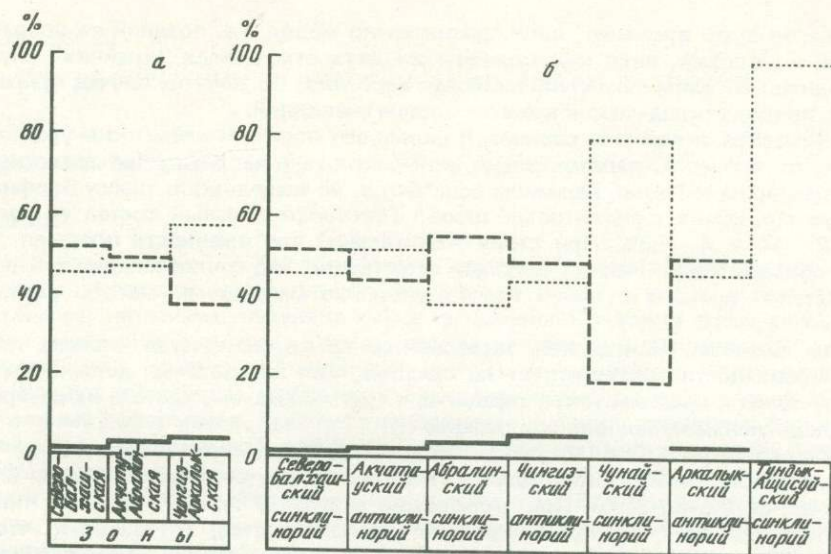


Рис. 3. Гистограмма тектонофациального состава структурно-формационных зон (а) и антиклинориев, синклинориев (б) Чингизской складчатой системы  
Условные обозначения см. на рис. 2

Чингиза насчитывается четыре синклинория, разделенных тремя антиклинориями (рис. 3,б). Антиклинории отображают выходы на поверхность нижнего структурного этажа, тогда как синклинории — среднего и в двух случаях верхнего. Нередко отмечается большая дислоцированность антиклинориев, хотя в составе их практически вовсе нет пород катазоны, а породы, относимые нами к эпизоне (свиты девона—карбона и визе), развиты в Северо-Балхашском (локально) и Тундык-Ащисуйском синклинориях, где они определяют облик структуры по трассе профиля.

Таким образом, "антиклинории" в данном случае служат лишь несколько иной формой все тех же структурных этажей и свит. В самом деле, развитие тектонофаций в пределах антиклинориев и синклинориев в основном (пять случаев из семи), равно как и среди двух отмеченных семейств пород региона, довольно однообразное (Северо-Балхашский синклинорий, Акчатауский антиклинорий, Абралинский синклинорий, Чингизский антиклинорий, Аркалыкский антиклинорий). Тектонофациальный состав их следующий: С — 1—5%, В — 45—57% и А — 40—53%. При этом тектонофации I, II и X практически отсутствуют (за исключением Аркалыкского антиклинория), а внутри тектоноформации В наблюдается тенденция возрастания роли более высоких тектонофаций.

Исключение из только что отмеченной картины составляют не вполне достаточно изученные Чунайский и Тундык-Ащисуйский синклинории. Последний, в частности, по трассе профиля представлен породами эпизоны (свита девона—карбона). Поэтому здесь тектоноформация А составила 100%, из них около 40% тектонофация I — случай редкий для складчатых систем вообще.

**5. Структурно-формационные зоны** (см. рис. 3а). Как отмечалось, по трассе Чингизского профиля выделяются три структурно-формационные зоны (две собственно Чингизские: Акчатау-Абралинская и Чингиз-Аркалыкская и одна пограничная Северо-Балхашская). При этом большая часть трассы профиля пришлась на первые две, в пределах которых обнажаются в основном породы собственно геосинклинального комплекса, тогда как в Северо-Балхашской зоне — орогенного. Несмотря на столь существенные отличия зон, тектонофациальный состав их оказался весьма близким. Чингиз-Аркалыкская: С — 3, В — 39 и А — 58%; Акчатау-Абралинская: С — 3, В — 50 и А — 47%; Северо-Балхашская: С — 1, В — 53 и А — 46%.

Близость тектонофациального состава разновозрастных свит региона, структурных этажей и разнотипных (в какой-то мере) структурно-формационных зон свидетельствует о том, что дислокационный процесс в регионе либо был однотипным "изначально"



(и транзитным во времени), либо сравнительно молод, т.е. поздний по возрасту (карбонный и моложе), либо как комбинация двух отмеченных "крайних" случаев, что на сегодняшний день, пожалуй, наиболее вероятно. Во всяком случае приразломная, шовная, природа складчатости кажется вполне очевидной.

6. **Чингизская складчатая система.** В целом она поражает невысоким уровнем дислокационного процесса, парадоксально контрастирующим с типично эвгеосинклинальным характером системы, наличием офиолитов, не вошедших в трассу профиля вследствие узости самих офиолитовых швов. Тектонофациальный состав ее следующий:  $C - 3$ ,  $B - 44$  и  $A - 53\%$ . При столь значительной протяженности профиля (140 км) и разнообразии геологических ситуаций естественно, что состав каждой тектоноформации оказался полным с явной приуроченностью максимума частоты распределения к тектонофазии III (22%).

Таким образом, Чингизская эвгеосинклинальная складчатая система по степени деформированности соответствует не высшим, как казалось бы должно быть, а наоборот, низшим и средним тектонофазиям, с максимумами в частоте их распределения, приходящимися на низшую тектонофазию III.

Регулярность разломов по профилю довольно устойчива и монотонна. В общем густота, или шаг, между разломами в характерном случае определяется 1–2 км, реже колеблется от 0,5 до 3 км. При этом важно отметить, что коль скоро в Чингизе низших тектонофаций I, II практически не устанавливается, это означает, что частные приразломные зоны смятия благодаря выдержанной регулярности и сближенности разломов почти повсеместно соединяются между собой обычно на уровне низших тектонофаций. Поэтому в качестве первого приближения весь Чингиз можно рассматривать как единую зону смятия с характерным уровнем дислоцированности, отвечающим тектонофазии III.

Согласно тектонофациальной шкале, тектонофазии III соответствуют компоненты сжатия  $\epsilon_c$  и растяжения  $\epsilon_a$ , значения которых лежат соответственно в пределах  $- (17-29)$  и  $+ (20-40)\%$ . Примем их равными порядка  $-25$  и  $+30\%$ .

Если бы деформационная структура Чингиза возникла как единая моноразломная зона смятия, связанная с направленным смещением блоков, то для возникновения ее понадобился бы круто наклонный к горизонту компонент смещения  $A$  вдоль такого разлома ( $A = L \cdot \operatorname{tg} \gamma$ , где  $L \approx 200$  км — ширина Чингиза;  $\gamma = 25^\circ$  — угол сдвига, средний для тектонофации III), соизмеримый с мощностью современной земной коры под Чингизом. В этом случае нам бы, пожалуй, посчастливилось наблюдать обнаженную мантию в одном из крыльев разлома. На самом же деле такая амплитуда оказалась рассеянной на множество разломов, по которым произошли разнонаправленные смещения. Если принять шаг между разломами 1–2 км и такой же характерную ширину элементарных приразломных зон смятия, то на один разлом придется условная амплитуда порядка сотен метров.

Если бы деформационная структура Чингиза возникла в результате простого пластичного бокового сжатия (в горизонтальном направлении с юго-запада на северо-восток), тогда исходная ширина Чингизской зоны (эвгеосинклинали) составила бы  $267 \text{ км}^1$  ( $L_0 = L / (\epsilon_c + 1)$ ), а величина бокового сжатия (укорочения) — 67 км.

Вот такого рода вопросы удастся рассматривать более обоснованно, чем когда-нибудь ранее с помощью тектонофациального анализа, пользуясь, в сущности, обычными исходными геологическими наблюдениями. Тектонофациальный анализ — это реальный способ учета степени деформированности пород, практически не находивший использования до сих пор в тектонических исследованиях.

<sup>1</sup> Разумеется, без учета возможного эффекта спрединга



## ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПЛАСТИЧЕСКИХ ЗОНАХ РАЗЛОМОВ

С.Х. УАЙТ

*Империял Колледж, Лондон, Англия*

## ВВЕДЕНИЕ

Термины "пластический", "дуктильный", "хрупкий" и "катакластический" широко используются в геологической литературе, однако разные авторы используют их в разном смысле; возникает путаница как в феноменологическом понимании, так и в понимании механики процесса. Строго говоря, термины "пластический" (*plastic*), или "дуктильный" (*ductile*), и "хрупкий" (*brittle*) применительно к поведению материала выражают способность материала (может или не может) претерпевать значительные постоянные деформации, прежде чем образуются макроскопические трещины [9]. Это означает, что дуктильный материал может течь, тогда как хрупкий — не может. Это простое различие между двумя типами поведения базируется главным образом на простых испытаниях на растяжение или сжатие в металлургических испытательных установках, устроенных таким образом, что опыт резко прекращается, как только произошел разрыв. Однако в геологических испытаниях, выполняемых при ограничивающем давлении, а особенно в природе, образец не освобождается от деформации после образования разрывов. Муррелль указывал, что при таких обстоятельствах течение может иметь место и после образования разрывов.

В природе начало крупномасштабного (регионального) растрескивания фиксируется внезапным снижением стресса и землетрясением. После этого дальнейшее течение может осуществляться в виде асейсмичной ползучести (*крипа*). Строго говоря, такое течение является пластическим (дуктильным). Это изменение влечет за собой и изменение механизма деформации. Течение, не сопровождающееся растрескиванием массива, осуществляется механизмами пластичности кристаллов (дислокации и двойникование), массопереноса (диффузия и растворение под давлением) или скольжения по границам зерен. Последний может согласовываться с механизмами пластичности кристаллов и (или) массопереноса. В природе первые два механизма обычно действуют одновременно. Механизм скольжения по границам зерен осуществляется преимущественно в мелкозернистых породах, а в тонкозернистых — все три механизма действуют одновременно. Эти механизмы будем называть пластическими механизмами, а образующееся при этом течение — пластическим течением. Течение после растрескивания массива, т.е. после разделения породы на обломки, может происходить исключительно за счет проскальзывания с трением и вращения обломков. В этом случае применяется термин "катакластическое течение". Для течения этого типа необходимо, чтобы не было ни химических, ни минералогических изменений, вызванных внедрением флюидов при расширении породы за счет растрескивания. Как будет видно из дальнейшего, флюиды обычно вызывают ретроградные изменения с образованием более податливых минералов, что приводит к механическому размягчению породы и может превратить деформацию в пластическое течение.

Существенно, что наблюдаются взаимопревращения пластического и катакластического течения, что хорошо видно по микроструктуре пород. Исходя из этого, зоной пластического сдвига следует считать зону, в которой механизмы пластичности кристаллов и массопереноса преобладают над катакластическими, а в хрупких зонах — наоборот. Ниже рассматриваются взаимоотношения между пластическими и хрупкими деформациями в зонах пластических разломов или сдвигов, а также взаимоотношения между механизмами, связанными с пластическим течением, с одной стороны, и с катаклазом, с другой.



## РАСПОЗНАВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ МЕХАНИЗМОВ, СВЯЗАННЫХ С ПЛАСТИЧЕСКИМ И КАТАКЛАСТИЧЕСКИМ ТЕЧЕНИЕМ

Ниже будут охарактеризованы микроструктурные особенности, которые можно использовать для распознавания механизмов, вносящих вклад в процесс пластического (пластичность кристаллов, массоперенос, скольжение по границам зерен) и катакластического (растрескивание и раздробление) течения.

**Пластичность кристаллов.** Очевидным микроструктурным проявлением деформации двойникования является развитие деформационных двойников. Они отличаются от двойников роста, особенно в полевых шпатах, игольчатой формой и тенденцией заканчиваться внутри зерен [14]. Дислокационный механизм характеризуется присутствием дислокаций кристаллической решетки в зернах. Они хорошо видны в трансмиссионный электронный микроскоп, однако их присутствие можно определить также по некоторым характерным явлениям, наблюдаемым при помощи оптического микроскопа. Это — волнистое погасание, деформационные полоски, полоски скольжения, субзерна и изгибы морфологических единиц, таких как двойники и пластинки экс-соллюции в зернах. При больших деформациях зерна, испытавшие дислокационное течение, стремятся к рекристаллизации, особенно зерна кварца, и агрегаты зерен этого минерала имеют выраженную предпочтительную кристаллографическую ориентировку.

Деформация массопереноса осуществляется перераспределением вещества путем диффузии через зерна или вокруг зерен либо путем растворения. Наиболее обычными микроструктурными проявлениями являются нарастание зерен, вращение зерен, накопление нерастворимого материала на сдавленных сторонах зерен и развитие полосок растворения под давлением. В агрегатах зерен преимущественная кристаллографическая ориентировка не развивается.

Скольжению вдоль границ зерен благоприятствует небольшая величина зерен и наличие зерен, сохраняющих свою первоначальную форму даже при большой деформации. Зерна могут стать слегка вытянутыми в направлении течения. В сдвиговых зонах они имеют тенденцию выравнивать свои границы параллельно направлению течения, т.е. создавать отдельность. Однозначно показать присутствие скольжения по границам зерен нелегко, так как часто более очевидны микроструктурные проявления механизма приспособления.

**Катаклиз.** Катакластические механизмы характеризуются присутствием трещин всех масштабов. Обычно они заполнены. Часто обломки имеют неправильную и угловатую форму, хотя это не всегда имеет место.

**Методика.** Микрофотографии, иллюстрирующие основные положения этой статьи, были сделаны при помощи оптического микроскопа, сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) с использованием детектора отраженных электронов и трансмиссионного электронного микроскопа (ТЭМ). ТЭМ работал на напряжении 1000 кВ. Определение минералов на СЭМ было сделано при помощи спектрометров, диспергирующих энергию или длину волн.

## ГОРНЫЕ ПОРОДЫ РАЗЛОМОВ, ОБРАЗУЮЩИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПЛАСТИЧЕСКОЙ И КАТАКЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Существуют две группы разломных пород: сланцеватая — м и л о н и т ы, и несланцеватая — к а т а к л а з и т ы [12, 19, 20]. Известна современная тенденция связывать милониты исключительно с механизмами пластической деформации [12, 17], в которых любой катаклиз имеет малое значение. Такой подход позволяет считать, что в катаклизитах доминирует катаклиз. Микроскопическим различием между этими двумя группами пород является развитие сланцеватости в милонитах и ее отсутствие в катаклизитах. Движение по разломам, определяющее каждую из этих групп, связывалось с глубиной, причем катаклизиты связывались с температурами ниже 300°С, а милониты — выше этой температуры. Основанием для такого разделения была температура перехода от пластического состояния в хрупкое при экспериментах по деформированию гранита. До недавнего времени температурной зоне на границе этого перехода уделялось мало внимания. Наблюдение, показавшее, что глинки трения в зонах разломов могут иметь сланцеватость и что сланцеватые породы могут легко образовываться из несланцеватых катаклизитов [10], привело автора [20] к выводу об использовании терминов "милонит" и "катаклизит" в современном значении. Что касается милонита,



он рекомендовал придерживаться первоначального определения, данного Лапвортом в 1885 г. [7], а именно, что милонит является тонкозернистым сланцем, который образуется в зоне разлома или сдвига, и что катаклазит является афанитовой, бесструктурной породой, имеющей структурное положение, подобное описанному впервые Груберманном и Ниггли в 1924 г. [4]. Если эти термины употреблять в вышеупомянутом смысле, то на механизм деформации, связанный с развитием каждого из них, ударения не делается. Роль катаклаза подчеркивается термином "катаклазит", но он не исключается как процесс и при милонитизации.

В связи с этим следует также вспомнить, что в условиях эксперимента данная порода обнаруживает переход "пластичный/хрупкий" в ограниченном интервале температур, который в значительной степени зависит от давления [9]. Однако в природе, где эффект расширения при растрескивании, связанный с этим переходом, должен сопровождаться всасыванием воды, сопутствующие ему ретроградные минералогические изменения могут существенно снизить этот переход в породах разлома, вызывая последующие деформации путем преобладающего механизма пластичности кристаллов и массопереноса. Поэтому то, что мы можем с уверенностью установить при микроструктурном изучении сдвиговых и разломных зон, относится не столько к установлению перехода "пластичный/хрупкий", сколько к выяснению внутренних соотношений между механизмами катакlastического и пластического течения.

Тема данного доклада может быть особенно эффективно развита дальше на характеристике катаклаза в милонитовых зонах.

#### КАТАКЛАЗ В МИЛОНИТОВЫХ ЗОНАХ

Этот катаклаз подразделяется на четыре вида:

1. Катаклаз зерен твердых минералов в мягком милонитовом матриксе.
2. Катаклаз, зависящий от деформации и приводящий к появлению механизмов пластического течения и к последующему развитию милонита.
3. Начальный широко распространенный катаклаз после слабых деформаций, приводящий к обширному ретроградному изменению минералов и последующему пластическому течению.
4. Циклическое катакlastическое и пластическое течение.

#### Катаклаз зерен твердых минералов

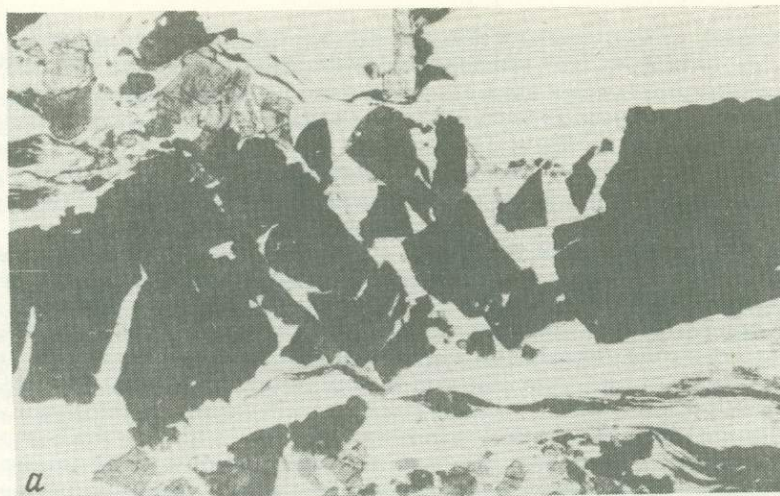
Считается обычным находить разбитые трещинами или разъединенные обломки твердых минералов в милонитах, которые образуют механически более мягкий матрикс, например обломки полевого шпата в кварцевом милоните. Хотя растаскивание твердых обломков наблюдается часто, этому явлению было уделено мало внимания. Уайт с соавторами [18] отметили такое поведение, подобно наблюдаемому в укрепленных волокнами композитных материалах, о которых много написано в литературе по материаловедению. Это явление описывают в тех же терминах, которые употребляются в материаловедении, т.е. "нагружение волокон" (*fibre loading*). Недавно этот термин был широко использован Ллойдом с соавторами [8]. В этом процессе происходит передача напряжения от матрикса на обломок. Матрикс, будучи более мягким, подвергается большему перемещению, чем обломок, и между обломком и матриксом возникает сдвиговое напряжение, параллельное длинной оси обломка, которая, как полагают, параллельна течению. Приложенная нагрузка (тектонический стресс) распределяется между обломком и матриксом согласно следующему уравнению [5]:

$$\sigma = E_f \epsilon \left[ 1 - \frac{\operatorname{ch} [B(l/2 - x)]}{\operatorname{ch} [B(l/2)]} \right], \quad (1)$$

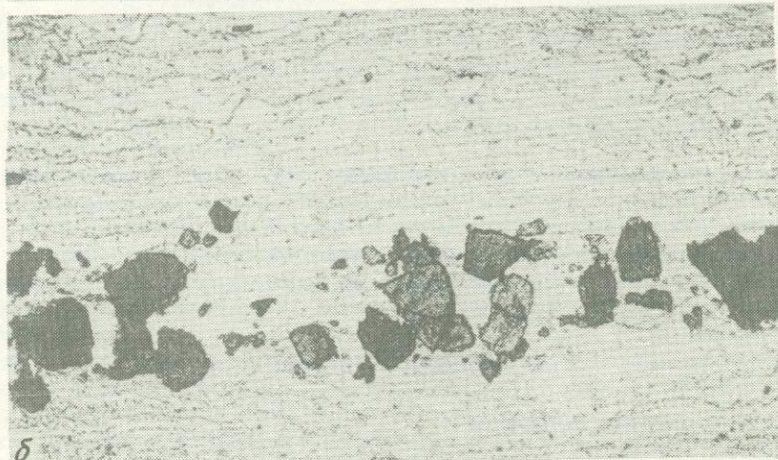
где  $B = \frac{E_f A_f \ln(Ro/r)}{2\pi Gm}$ ;  $E_f$  — модуль Юнга для волокон;  $\epsilon$  — деформация в матриксе, сдвинутом относительно обломка;  $l$  — длина обломка;  $x$  — расстояние вдоль обломка от его конца;  $Gm$  — модуль сдвига матрикса;  $A_f$  — область поперечного сечения обломка;  $Ro$  — среднее расстояние между соседними обломками;  $r$  — радиус обломка.

Приведенные выше уравнения показывают, что растягивающее напряжение в облом-

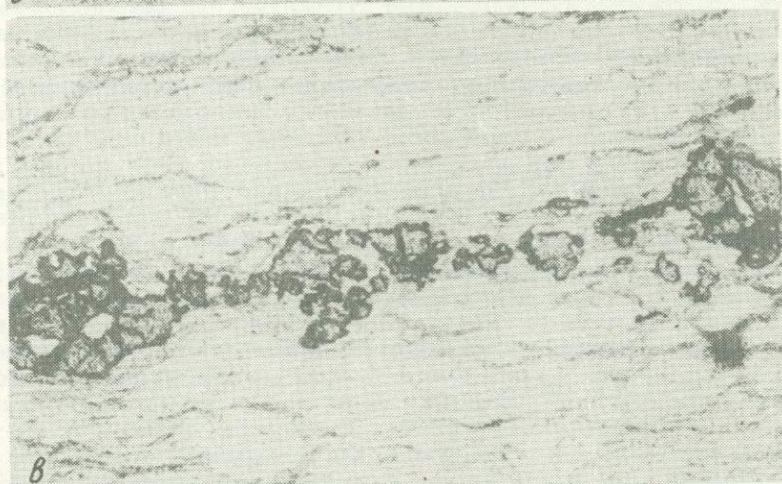




*a*



*б*



*в*

Рис. 1. Трещиноватые твердые зерна в милонитизированном пегматите. Кап-де-Креус, Испания (проходящий свет, без анализатора)

*a* — трещины в турмалине при слабой сдвиговой деформации; некоторые трещины заканчиваются внутри турмалина, указывая на трещинообразование в результате коррозии в условиях стресса, увел. 10; *б* — трещины и растащенные обломки турмалинов при сильной сдвиговой деформации, увел. 25; *в* — трещины и растащенные обломки гранатов при сильной сдвиговой деформации, увел. 25



ке максимально в его центре и, следовательно, трещина отрыва будет преимущественно развиваться в этом месте. Это означает, что продолговатый обломок сначала разорвется пополам, потом каждая половина еще раз пополам, так как деформация возрастает, пока не будет достигнута постоянная длина. Расстояние между разорванными сегментами обломка будет наибольшим для первого разрыва на половинки и соответственно уменьшаться вдоль оси обломка, т.е. параллельно сланцеватости. Это является характерной микроструктурной особенностью явления нагружения волокна.

На рис. 1 показаны два примера этого явления. Оба примера взяты из милонитизированных пегматов в позднегерцинских сдвиговых зонах в Кап-де-Креус, Испания [18]. Эти пегматиты содержат крупные включения турмалинов (см. рис. 1,а), дробление которых прогрессирует с увеличением сдвиговой деформации. Оба преобладающие минерала матрикса — кварц и плагиоклаз — деформируются в соответствии с механизмом пластичности кристаллов. Они претерпевают измельчение зерен главным образом благодаря рекристаллизации с незначительной неоминерализацией, приводящей к появлению белых слюд в случае деформации плагиоклаза. С другой стороны, зерна турмалина измельчаются благодаря прогрессирующему нагружению волокон (см. рис. 1,б). Они расщепляются на осколки, имеющие отношение высоты к длине, на много превышающие единицу. Затем эти осколки вращаются и снова претерпевают дробление путем нагружения волокна, что приводит к образованию мелких обломков одинакового размера, таких как показано на рис. 1,б. Гранаты в пегматитах ведут себя несколько иначе. Из-за внутренних трещин в первоначальных обломках они имеют тенденцию крошиться на обломки одинакового размера, минуя стадию расщепления. Характерно, что в конце концов остаются ненарушенными такие обломки, для которых исходные растягивающие усилия оказываются минимальными (см. рис. 1,в).

Предельная величина обломков данного твердого минерала зависит от стресса, согласно уравнению (1). Таким образом, на первый взгляд эта методика предлагает средства для вычисления напряжения пластического течения в пластической зоне разлома. Однако уравнение (1) базируется на теории катастрофического разрушения. Окончание трещин в турмалинах, вместе с их минеральным заполнением, наводит на мысль о разрывах коррозии под напряжением [6], т.е. о разрыве при напряжениях ниже теоретического разрушающего напряжения в обломках [2]. Теоретическое разрушающее напряжение ( $\sigma_{th}$ ) связано с модулем Юнга обломка ( $E_c$ ) следующим уравнением

$$\sigma_{th} = E_c / 10. \quad (2)$$

Теория нагружения волокна предполагает образование трещин при  $\sigma_{th}$ .

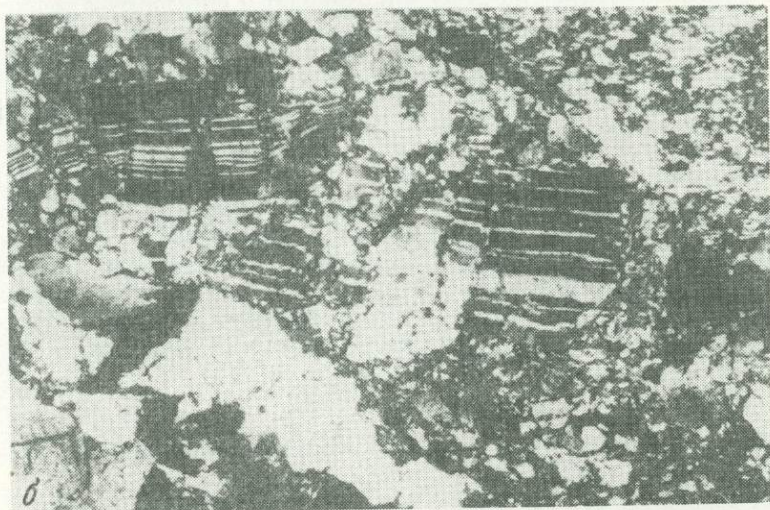
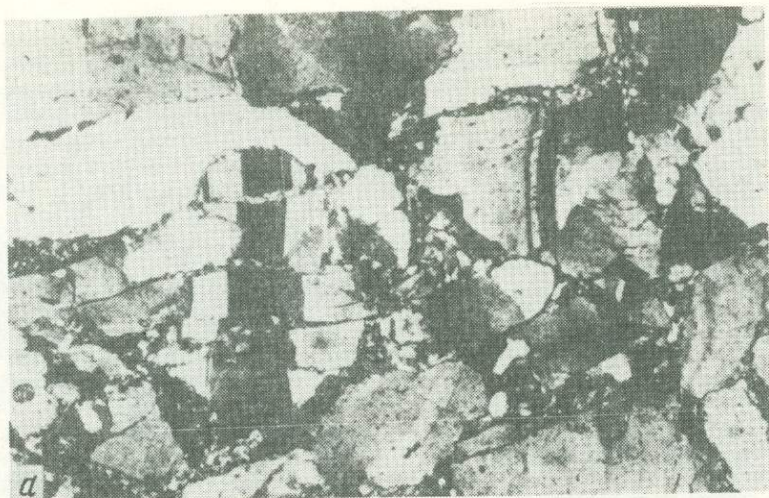
### Катаклаз, зависящий от деформации

Этот тип поведения иллюстрируется прогрессивным превращением льюисских гранито-гнейсов в кварц-слюдистые милониты с возрастающей сдвиговой деформацией около надвига Арнаболл, который находится в надвиговой зоне Мойн у Бен Арнаболл, Эриболл, Северо-Западная Шотландия. В 1,5 м от плоскости надвига обнажается массивный гнейс, который на протяжении 1 м постепенно милонитизируется, образуя узкую полосу сильно рассланцованного милонита, непосредственно примыкающего к плоскости надвига. Последовательное развитие милонита позволяет оценить роль

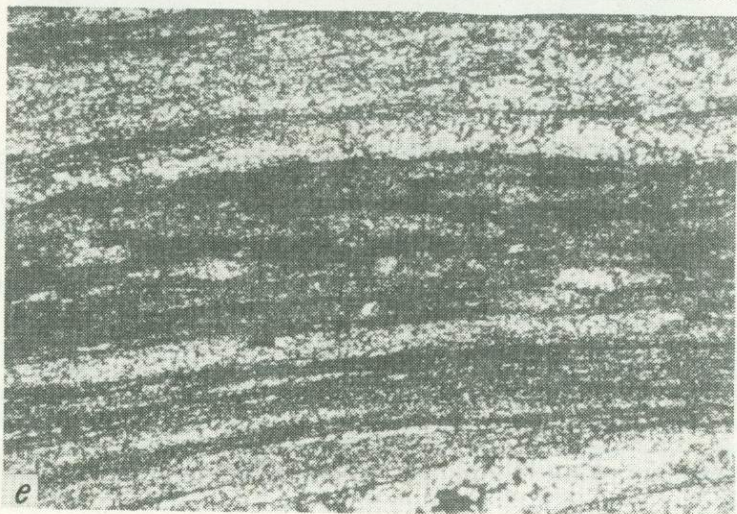
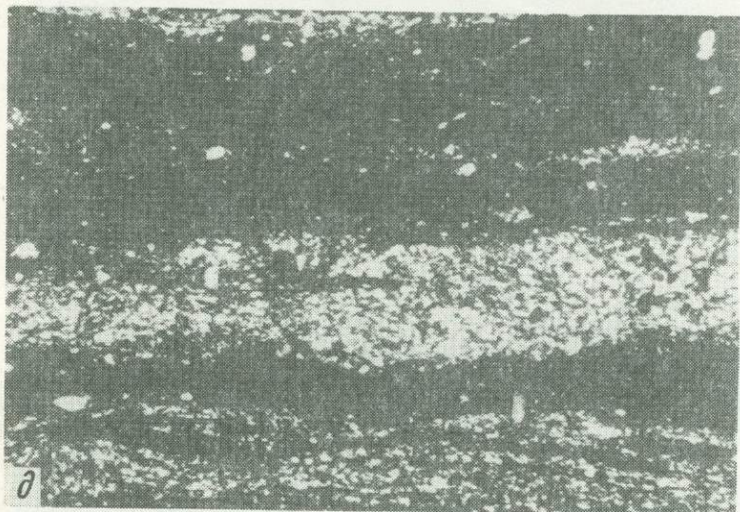
Рис. 2. Катаклаз, зависящий от деформации и приводящий к милонитам, которые текут пластически. Кислые гнейсы льюиса. Бен Арнаболл, Северо-Западная Шотландия. Последовательность а—е соответствует нарастанию сдвиговой деформации, увел. 25 (ник. скрещены)

а — трещиноватые зерна плагиоклаза и щелочного полевого шпата; б — слабая сланцеватость в катаклазированных гнейсах, образованная полоской раскристаллизованного кварца; в — растянутые вереницей трещиноватые зерна полевого шпата в полосчатом матриксе, состоящем из рекристаллизованного кварца и минералов, образовавшихся при ретроградном изменении полевых шпатов (темные полосы); г — порода представляет собою милонит; з — полоска из мелких обломков полевого шпата (обратите внимание на прогрессирующее уменьшение величины обломков от а до з); д — при еще большей деформации обломки полевого шпата исчезают и маркируются только темными полосами образовавшихся по ним минералов; светлые полосы состоят из рекристаллизованного кварца; е — сильно деформированный милонит, состоящий из полос кварца, чередующихся с полосами, обогащенными слюдой и хлоритом











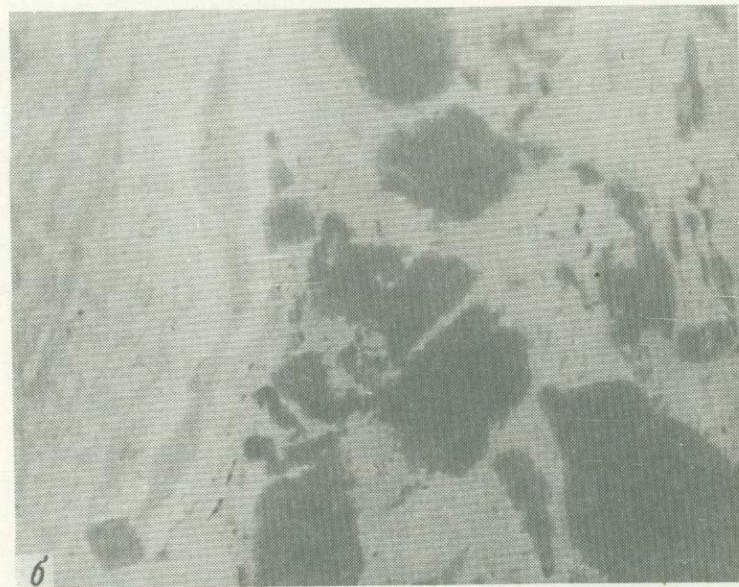
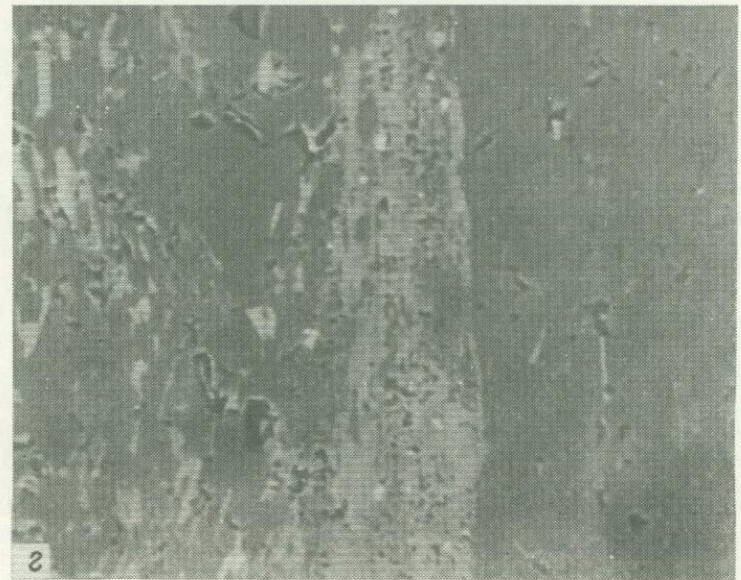
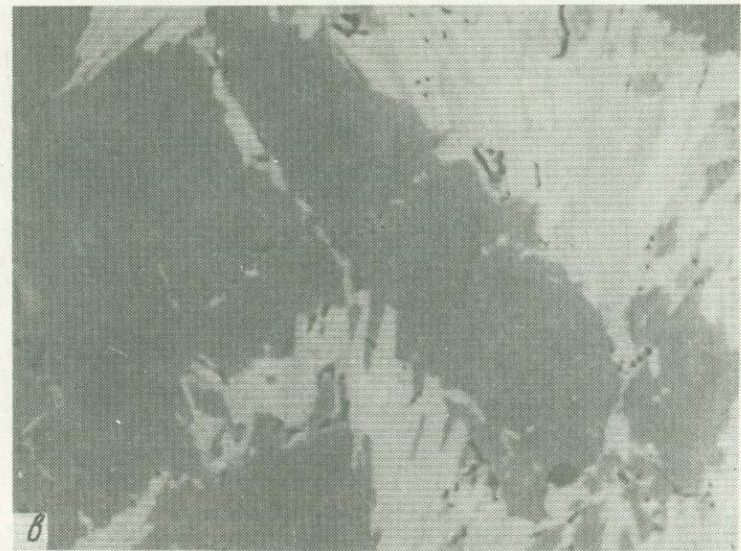


Рис. 3. Детали строения образцов из люиса Шотландии (а — микрофотография, б-г — микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе в отраженных электронах)

а — детали изогнутых двойников, волнистого погасания и трещин в обломке плагиоклаза; б — микрофотография темной полосы (см. рис. 2, д), показывающая, что маленькие обломки полевых шпатов еще сохранились; темное — полевой шпат, светлое — эпидот, средние тона — серицит,

обоих процессов — и пластического, и хрупкого — в милонитизации гранита. Эта последовательность показана на рис. 2, а специфические черты — на рис. 3.

При небольших деформациях преобладающим процессом измельчения зерен является гранулярное и мультигранулярное растрескивание плагиоклаза и щелочных полевых шпатов и пластическая деформация кварца (см. рис. 2). Последний стремится сдерживать развитие трансгранулярных трещин в полевых шпатах. Мультигранулярные трещины появляются лишь в тех местах, где зерна полевого шпата контактируют друг с другом. В некоторых зернах полевого шпата до растрескивания проявилась пластическая деформация кристаллов. Обычными здесь являются деформационные двойники, изогнутые двойники и волнистое погасание (см. рис. 2, а, 3, а). В кварцевых зернах



увел. 450; в — более сильное увеличение показывает рост ориентированного серицита (средние тона) и нарастание хлорита (самые светлые тона) между мелкими обломками полевого шпата (самые темные тона), увел. 1000; г — микрофотография детали (см. рис. 2, е), показывающая тонкую полосу белой слюды (светлое) в кварцевом матриксе (темное); слюда заместила полосы полевого шпата, увел. 1000

видны хорошо развитые субзерновые структуры, обычной для этой стадии является рекристаллизация на границах зерен. Кварцевые зерна также имеют выраженную ориентировку С-осей [19]. При небольших деформациях в полевых шпатах проявились лишь слабые признаки регрессивных изменений, которые наиболее заметны в мультигранулярных трещинах. Продуктами регрессивных изменений в трещинах являются белая слюда, хлорит, эпидот, альбит и кварц.

В результате регрессивных изменений трещинки залечиваются и порода упрочняется. Проницаемость уменьшается и регрессивные изменения прекращаются. Однако в результате последует увеличение порового давления, что в свою очередь приведет к дальнейшему катаклазу и соответственно к дополнительной фазе регрессивных измене-



ний и т.д. Развитие первой сланцеватости проявляется в виде полосок рекристаллизованного кварца в богатых кварцем доменах и в виде полосок интенсивно раздробленных и регрессивно измененных полевых шпатов в доменах, богатых полевым шпатом (см. рис. 2,б). Они эквивалентны плоскостям *S*, описанным Бертом с соавторами [3], и параллельны плоскости надвига и конечной милонитовой сланцеватости.

Микроструктурным эффектом увеличения сдвиговой деформации является, во-первых, возрастающее уменьшение величины обломков за счет образования трещин растяжения и скола (см. рис. 2,в) и, во-вторых, расположение обломков в виде полосок, содержащих раздробленные фрагменты зерен в матриксе, состоящем из продуктов регрессивного изменения пород. Эти полоски чередуются с полосками, богатыми кварцем (см. рис. 2,г). На этой стадии обломки находятся внутри мягкого матрикса и ведут себя так, как было описано в предыдущем разделе. В конце концов все обломки исчезают благодаря сочетанию эффектов раздробления и регрессивного изменения вещества. Раздробляются даже самые мелкие обломки (см. рис. 3,б,в). Теперь порода состоит из чередования полосок кварца и продуктов регрессивного изменения (см. рис. 2,д). Если деформация продолжает возрастать, то последние теряют альбит и большое количество эпидота. Зоны, вначале обогащенные полевым шпатом, преобразуются в кварцевые зоны, обогащенные слюдой и хлоритом и содержащие небольшое количество эпидота (см. рис. 2,е, 3,г).

Вся деформация происходит главным образом благодаря пластическим процессам. Однако некоторые жилы пересекают сланцеватость, и местами можно видеть, что они сдвинуты по зонам, обогащенным слюдой. Это указывает, что имеются периоды трещинообразования, но теперь им подвержена вся толща пород. Преимущественное сдвигание вдоль обогащенных слюдой полосок указывает на то, что ранее прочные полевошпатовые полосы превратились даже в более слабые, чем кварцевые, полосы.

Общий эффект регрессивного изменения полевых шпатов вызван более низкой температурой перехода пород от пластического состояния к хрупкому в процессе сдвига. Преобладающим механизмом в условиях небольшой деформации был катаклиз, сменяющийся пластическими процессами при больших сдвиговых деформациях. Если бы ранние микроструктуры небольшой деформации не сохранились, начальная преобладающая роль катаклаза не была бы столь очевидной.

### Начальный широко распространенный катаклиз

Надвиг Внешних Гебрид на островах Северный и Южный Уист служит примером такого процесса. Структура надвига в этом районе описана Сибсоном [12]. Несмотря на то что в надвиге можно различить несколько индивидуальных зон разломов, вся зона является областью крупномасштабного катаклаза и регрессивных изменений. Индивидуальные разломы с интенсивным катаклизмом развиты у западного, а разломы с филлонитами — у восточного края обнаженной части зоны. Было высказано мнение, что филлониты представляют собой более глубокие уровни зоны надвига [12]. Однако постоянный минералогический состав катаклизитов и филлонитов (кварц, альбит, эпидот, хлорит и белая слюда) свидетельствует против этого. Цель этого раздела — показать, что филлониты представляют собой зоны более сильной деформации и отмечают области пластической деформации, развившейся после катаклаза.

Зона разломов находится в льюисских гранито-гнейсах. Основные разломы, т.е. наиболее западные, отмечены темными зонами катаклизитов. Микроструктура этих зон даже на краях (рис. 4,а) может дать очень мало. Можно легко видеть разбитые обломки кварца. В них наблюдается волнистое погасание и деформационные полоски, свидетельствующие о пластической деформации кристаллов. Раздробленные полевые шпаты почти полностью преобразованы регрессивными изменениями. Изредка можно видеть частично измененные ядра (см. рис. 4,а), а также реликты двойников.

В сканирующем электронном микроскопе обратного рассеивания вскрывается степень трещиноватости (рис. 5,а,б). Зерна разбиты лабиринтом микроскопических трещин, заполненных главным образом эпидотом, а также альбитом и кварцем. Более крупные микротрещины также заполнены эпидотом. Расположение трещин указывает на катастрофическое брекчирование. Микрофотографии в отраженных электронах показывают, что полевые шпаты между микротрещинами сильно изменены до серицита, но некоторые из них все же сохранились. Последнее обстоятельство оптически мето-



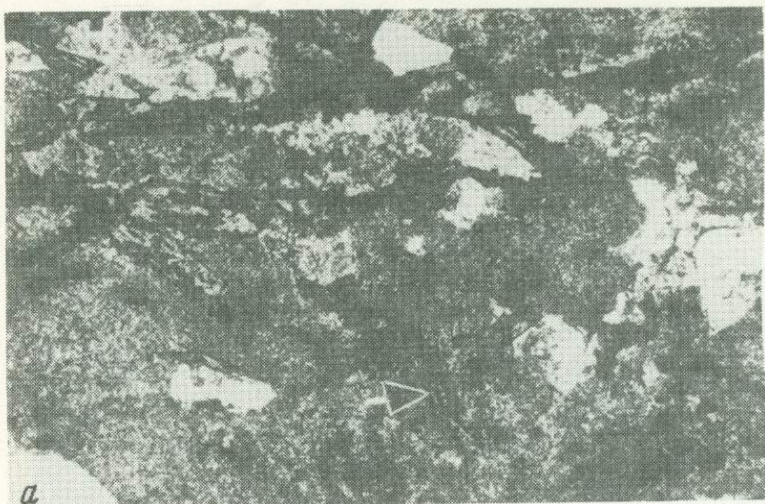


Рис. 4. Микроструктуры катаклазированных гранито-гнейсов и филлонитов. Надвиговая зона Внешних Гебрид (без анализатора)

*а* — катаклазированный гнейс состоит, главным образом, из полевого шпата, подвергшегося ретрогрессивным изменениям; стрелкой показан реликт двойников, светлое — кварц, увел. 25; *б* — филлонит; светлые зерна — кварц; темные полосы — тонкозернистые массы вторичных минералов; средние тона — обломки ретрогрессивно измененного полевого шпата, увел. 25

дами не могло быть установлено. Серицит имеет неупорядоченную структуру, указывающую на отсутствие деформации после катаклаза. Отсутствие дезагрегации (см. рис. 5,а,б) также позволяет предположить, что после катаклаза не было или было незначительное течение.

В филлонитовых зонах продукты регрессивных изменений упорядочены по размеру, что дает макроскопическую сланцеватость (см. рис. 4,б). Кварцевые зерна приобрели вытянутость и претерпели измельчение зерен путем рекристаллизации. Каких-либо данных о беспорядочном росте серицита микрофотографии в отраженных электронах не дают (см. рис. 5,з). Они показывают, что зерна эпидота действовали как твердые частицы и были разорваны. Минералогический состав филлонитов, как показыва-



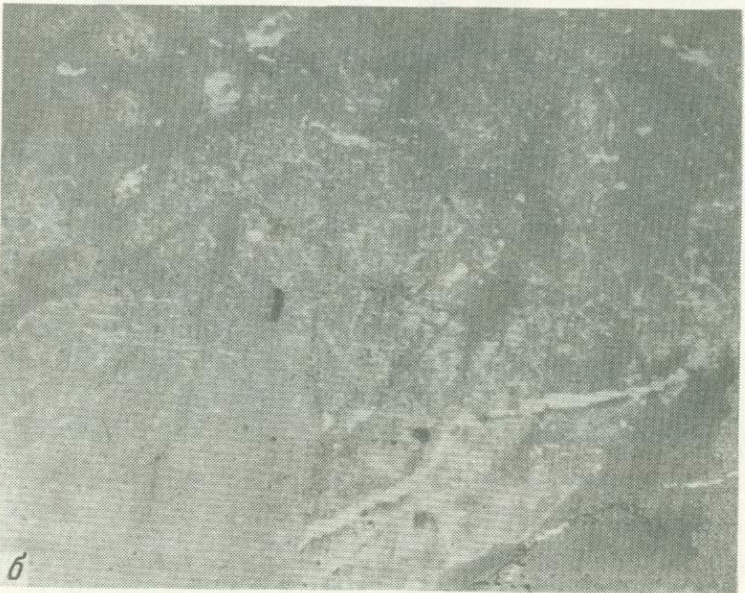


Рис. 5. Микрофотографии образцов из надвига Внешних Гебрид, выполненные на электронном микроскопе в отраженных электронах

*a* — полевошпатовая область (см. рис. 4, *a*) при небольшом увеличении; видно жильное строение, которое свидетельствует о заполнении трещин; стрелкой показано зерно трещиноватого кварца, яркие включения — эпидот, увел. 40; *б* — распространенность микротрещин (жильный рисунок) в катаклазированных зернах полевого шпата; темные жилы — кварц, светлые — эпидот и хло-

рит, увел. 100; *в* — микрофотография области, отмеченной буквой *f* на фото *a*; измененный катаклазированный щелочной полевой шпат, видна распространенность серицитовых (светлое) замещений щелочного шпата (темное), увел. 1000; *г* — микроструктура филлонита, видна сланцеватость; темное зерно — кварц; зерна, окрашенные в средние тона — белая слюда и хлорит; наиболее светлые участки — включения эпидота (обратите внимание на растаскивание эпидота), увел. 400.

ют исследования в отраженных электронах, в основном подобен составу катаклазитов. В них меньше альбита, но больше карбоната и пирита. Интерпретация микроструктур показывает, что начальные стадии образования разломов характеризовались широко распространенным катаклизом и регрессивными изменениями, в результате чего образовались механически мягкие породы разлома. Последующая деформация концентрировалась в пределах зон, отмеченных филлонитами, и характеризовалась пластическими механизмами.



рит, увел. 100; *в* — микрофотография области, отмеченной буквой *f* на фото *a*; измененный катаклазированный щелочной полевой шпат, видна распространенность серицитовых (светлое) замещений щелочного шпата (темное), увел. 1000; *г* — микроструктура филлонита, видна сланцеватость; темное зерно — кварц; зерна, окрашенные в средние тона — белая слюда и хлорит; наиболее светлые участки — включения эпидота (обратите внимание на растаскивание эпидота), увел. 400.

#### Циклический катаклиз и пластическая деформация

Альпийский разлом на о-ве Южном Новой Зеландии является трансформным разломом, отмечающим контакт между Австралийской и Тихоокеанской плитами. Он является сейсмически активным правым косым взбросо-сдвигом с быстрым поднятием юго-восточного крыла, приведшим к поднятию Южных Альп [15]. Разлом наклонен на юго-запад под углом  $50^\circ$  и сопровождается зоной разломных пород шириной в 1 км.



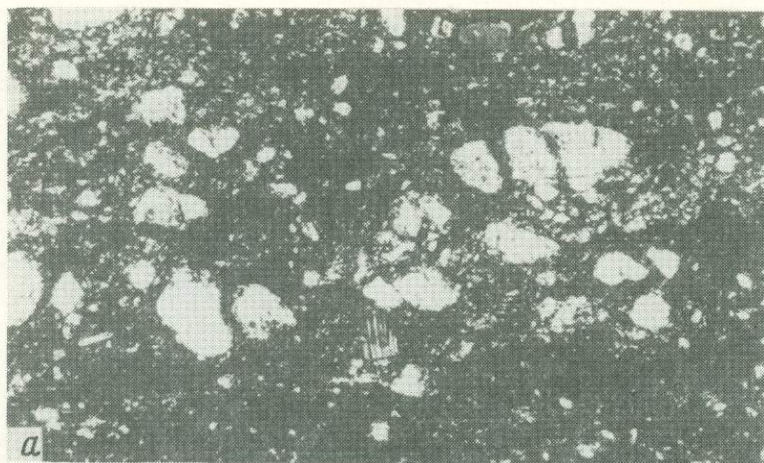


Рис. 6. Зеленые милониты и катаклазиты зоны Альпийского разлома. Южный остров Новой Зеландии, увел. 25 (Ник. скрещены).

*а* — зеленый милонит, Сэддл Крик, состоит из раставленных обломков полевого шпата (в основном альбита) и кварцевых обломков в матриксе из эпидота, белой слюды, хлорита, кварца и альбита; матрикс на оптических микрофотографиях виден плохо; *б* — зеленый милонит, Сэддл Крик, богатый кварцем, имеющий минералогический состав, подобный предыдущему; видны вытянутые волокна кварца; *в* — катаклазит, типичная микроструктура катаклазированного зеленого милонита



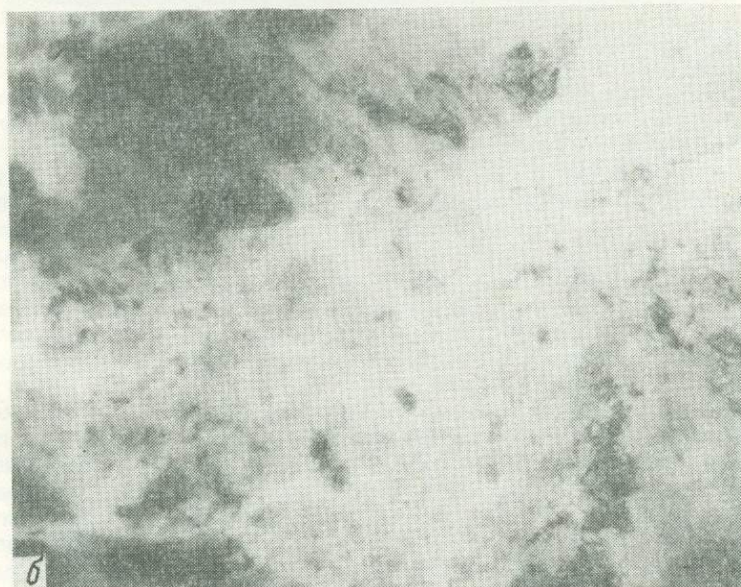
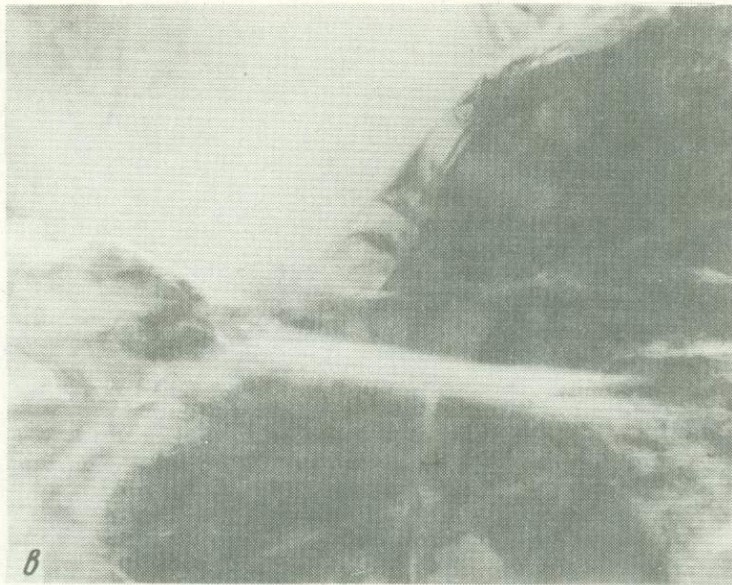


Рис. 7. Микрофотографии зеленых милонитов, выполненные на электронном микроскопе в проходящих электронах

*а* — трещины в кварцевых обломках; внутри обломков можно видеть дислокации и субзерна, увел. 10 000; *б* — раздробленный обломок плагиоклаза, в светлых участках произошло изменение плагиоклаза; увел. 20 000; *в* — трещины в белой слюде, которая расположена между зонами кварца (внизу) и плагиоклаза (наверху); увел. 20 000

Идеализированный разрез разрушенных пород вкрест зоны разлома от лежащего к висячему крылу следующий: гранит—катаклазит—зеленые и очковые милониты—сланцеватые милониты—волнистые сланцы (грубозернистые милониты) и альпийские сланцы гранат-олигоклазовой ступени. Сибсон с соавторами [13] утверждают, что приведенный выше разрез представляет деформацию увеличивающихся глубин, начиная от условий, близких к поверхностным, в лежащем крыле и кончая условиями амфиболитовой ступени в висячем крыле.





Волнистые сланцы и сланцеватые милониты могут быть отнесены к гранат-олигоклазовым сланцам и указывают на отсутствие регрессивных изменений и дробления. Происхождение зеленых и очковых милонитов более спорное, и они являются производными метаморфизма как сланцев, так и гранитов. Эти милониты претерпели регрессивные изменения, эквивалентные низкой ступени хлоритовой метаморфической фации, и состоят из альбита, слюды, хлорита, эпидота и кварца. Таким образом, наблюдается внезапное снижение ступени метаморфизма. Расчеты температурных профилей через зону разлома [1] показывают вероятную температуру деформации этих пород  $300^{\circ}\text{C}$ . Такая температура была на глубине свыше 10 км, где концентрируется микросейсмическая активность [11] и где вероятен переход от пластического поведения зоны разлома к хрупкому. Деформационные процессы в зеленых и очковых милонитах недавно детально рассмотрены Дж. Уайтом и С. Уайтом [16].

Оптическая микроскопия дает поверхностную информацию о том, что процессы пластической деформации преобладают. Кварцевые зерна вытянуты, местами превращены в ленты и имеют хорошо выраженную ориентировку *C*-осей [16]. Зерна имеют хорошо развитые субзерна и измельчены рекристаллизацией. У границ кварцевых зерен и через некоторые зерна проходят микротрещины, в которые инфильтруется кальцит.

Зерна полевого шпата сильно трещиноваты; наблюдаются трещины скола и отрыва (рис. 6*а*). Глубина проникновения трещин в обломки различна, что позволяет говорить скорее о медленном распространении трещин, а не о мгновенном брекчировании. Мелкие альбиты и эпидоты матрикса тоже раздроблены. При помощи электронной микроскопии обнаружено, что раздробленность распространена даже еще шире. Залеченные и незалеченные трещинки обычны как в кварцевых обломках, так и в матриксе (рис. 7*а*). Полевые шпаты и в обломках и в матриксе также обычно раздроблены, и вдоль трещинок развит серицит (см. рис. 7*б*). Микрофотографии в проходящих электронах показывают, что кварц и полевые шпаты имеют выступающие дислокационные субструктуры и что интергранулярные трещины представляют обычное явление (см. рис. 7*в*). Микрофотографиями в отраженных электронах (рис. 8*а*, *б*) обнаружены зоны, в которых происходил беспорядочный рост серицитовых зерен, с пересечением плоскостей расщепления. Большинство альбитовых зерен матрикса обросло олигоклазом, который местами растет поперек сланцеватости.

Из приведенного выше видно, что в зеленых милонитах, особенно в полевых шпатах, имеются микроструктурные данные о деформациях путем дислокационного механизма и механизма растворения под давлением вместе с катаклазом. Помимо этого, проис-



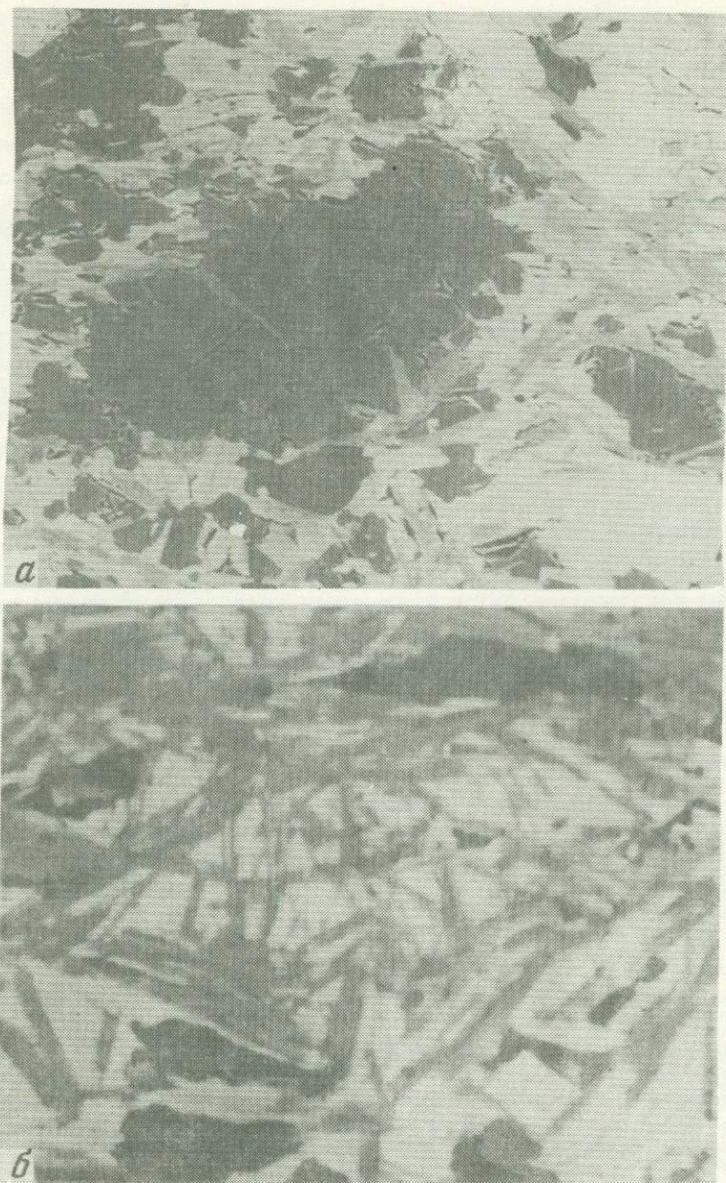


Рис. 8. Микрофотографии образцов из Альпийского разлома, Новая Зеландия, выполненные на электронном микроскопе в отраженных электронах; а, б — неупорядоченный рост серицитовых зерен (разные образцы)

ходил посттектонический рост зерен. Это интерпретируется как результат циклического развития пластической деформации, катакластической деформации и отжига в течение сейсмического цикла. Пластическая деформация происходит при нарастании стресса, приводящего в конце концов к разрывам. После этого осуществляется катаклиз, расширение трещин и разгрузка стресса. При падении стресса в катаклазированную породу засасывается жидкость и происходит кристаллизация минералов, которые залечивают трещины в породе. Это приводит к восстановлению ее прочности и постепенному росту стресса, в результате чего снова начинается пластическая деформация.



Катаклазиты, характерные для деформации на более высоком уровне земной коры [13], часто содержат брекчированные зеленые милониты (см. рис. 6,б). Таким образом, при низких температурах катаклиз преобладает.

#### ВЫВОДЫ

В сдвиговых зонах и пластических разломах соотношения между катаклизом и пластическим течением изменчивы. Они сильно зависят от степени регрессивных изменений породы. Простейшей ситуацией является катаклиз прочных обломков в пластически текущем матриксе. В этом случае катаклиз ограничен и имеет небольшое значение. В других ситуациях, когда катаклиз проявляется широко, его соотношение с пластическим течением оказывается сложным и зависит от степени регрессивной неоминерализации. Неоминерализация связана с внедрением флюидов, следующим за расширением, которое сопровождается катаклизом. Вследствие этого возникают механически более слабые минеральные ассоциации и в горных породах разлома значительно снижается уровень перехода от пластичного к хрупкому состоянию. Это может привести к началу пластического течения, которое в некоторых случаях маскирует проявления более раннего катаклаза.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Статья написана в то время, когда автор находился в творческой командировке в Мельбурнском университете. Автор признателен коллегам и студентам за гостеприимство. Господин Р. Гидденс из Империял Колледж помогал в работе с электронным микроскопом, а госпожа М. Баркер составила рукопись из коллекции небрежно написанных страниц. Автор благодарен NERC за финансовую помощь через субсидию GR<sup>3</sup>/3848.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Allis R.G., Henley R.W., Carman A.F.* The thermal regime beneath the Southern Alps. — Bull. Roy. Soc., 1979, vol. 18, N 2, p. 79–85.
2. *Atkinson B.K.* Subcritical crack propagation in rocks: Theory, experimental results and applications. — J. Struct. Geol., 1982, vol. 4, p. 41–56.
3. *Berthe D., Choukroune P., Jegouzo P.* Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armoucan shear zone. — J. Struct. Geol., 1979, vol. 1, p. 31–42.
4. *Grubermann U., Niggli P.* Die Gesteinsmetamorphose. B., 1924.
5. *Kelly A.* Strong solids. Oxford: Clarendon press, 1973.
6. *Kerrich R., Allison I., Barnett R.L.* et al. Microstructural and chemical transformation accompanying deformation of a granite in a shear zone at Mieville, Switzerland: with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. — Contribs Miner. and Petrol., 1980, vol. 73, p. 221–242.
7. *Lapworth C.* The Highland controversy in British geology: Its causes, course and consequences. — Nature, 1885, vol. 32, p. 558–559.
8. *Lloyd G.E., Ferguson C.C., Reading K.* A stress transfer model for the development of extension fracture boudinage. — J. Struct. Geol., 1982, vol. 4, p. 355–372.
9. *Peterson M.S.* Experimental rock deformation: The Brittle field. Berlin; Heidelberg: Springer-Verl., 1978.
10. *Rutter E.H., White S.H.* Microstructure and tectology of fault gouges produced experimentally under wet and dry conditions. — Bull. Miner., 1979, vol. 102, p. 101–109.
11. *Rynn J.M.W., Scholz C.H.* Seismotectonics of the Arthur's Pass region, South island, New Zealand. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, p. 1373–1388.
12. *Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms. — J. Geol. Soc., 1977, vol. 133, p. 191–213.
13. *Sibson R.H., White S.H., Atkinson B.K.* Fault rock distribution and structure in the Alpine fault zone. — Bull. Roy. Soc. N.Z., 1979, vol. 18, p. 55–65.
14. *Vance J.A.* Polysynthetic twinning in plagioclase. — Amer. Miner., 1961, vol. 46, p. 1097–1119.
15. *Walcott R.I., Cresswell M.M.* The origin of the Southern Alps. — Bull. Roy. Soc. N.Z., 1979, vol. 18, p. 1–147.
16. *White J.C., White S.H.* Semi ductile deformation in the Alpine fault zone, NZ. — J. Struct. Geol., 1983 (in press).
17. *White S.H.* The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1976, vol. 283, p. 69–86.
18. *White S.H., Burrows S.E., Carreras J.* et al. On mylonites in ductile shear zones. — J. Struct. Geol., 1980, vol. 2, p. 175–189.
19. *White S.H., Evans D.J., Zhong D.L.* Fault rocks of the Moine Thrust zone: Microstructures and textures of selected mylonites. — Text. and Microstruct., 1982, vol. 5, p. 33–61.
20. *White S.* Fault rocks of the Moine Thrust zone: A guide to their nomenclatures. — Text. and Microstruct., 1982, vol. 4, p. 211–221.



## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ФАЦИИ

И.С. ЗАГОРЧЕВ

*Геологический институт Болгарской Академии наук, София, Болгария*

## МЕТОДЫ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕФОРМАЦИЙ

Количественные исследования деформаций горных пород (стрейн-анализ) основываются на основных законах механики сплошной среды. Хотя деформации горных пород в основном являются гетерогенными, деформация в пределах ограниченного участка (домена) часто может быть аппроксимирована гомогенной деформацией.

В соответствии с временным интервалом между начальным (додеформационным) и деформированным состоянием деформации горных пород классифицируются как нарастающие, фазовые (относящиеся к данному этапу или фазе) или общие (тотальные). Все они являются конечными, за исключением некоторых незначительных нарастающих деформаций. Количественная характеристика гомогенной деформации может быть определена деформационной матрицей [16, 24]. На практике более удобным является независимое изучение некоторых структурных особенностей горной породы (индикаторов, реперов деформации) и раздельное определение компонентов деформации: собственно деформации (стрейна), вращения (ротации), параллельного переноса (трансляции) и изменения объема (дилатации).

Деформационный компонент, часто не отделимый от дилатационного, определить легче всего. Он характеризуется эллипсоидом деформации. Первые стрейн-анализы такого типа сделаны еще в середине прошлого столетия, а современным своим развитием они обязаны работам Флинна и Рэмзи [15, 30]. В большинстве методов определяются отношения осей  $a = \frac{\ln(1+e_1)}{\ln(1+e_2)}$  и  $b = \frac{\ln(1+e_2)}{\ln(1+e_3)}$ , которые позволяют в слу-

чае отсутствия дилатации определить удлинения вдоль главных осей. Результаты наносятся или на логарифмическую диаграмму Флинна (в виде осевых отношений), или на диаграммы (номограммы), содержащие все три удлинения [3, 27]. Формы эллипсоида деформации сравниваются при помощи коэффициента  $k = \ln a / \ln b$ . Натуральный октаэдрический сдвиг  $\epsilon_S = \sqrt{\frac{2}{3} [( \ln a )^2 + ( \ln b )^2 + \ln a \cdot \ln b]}$  не является функцией только

$k$ , так как  $\epsilon_S = \ln b \sqrt{\frac{2}{3} (k^2 + k + 1)} = \frac{\ln a}{k} \sqrt{\frac{2}{3} (k^2 + k + 1)}$ . Следовательно, он

является хорошей мерой интенсивности деформации. В случае простого и коаксиального деформационного пути он выражает работу, необходимую для деформирования начальной сферы в эллипсоид [16]. Классификационные границы можно установить для значений  $\epsilon_S$ , равных 0,5 (нижняя граница кливажа); 1; 1,5 и 2 (верхняя граница кливажа) и для значений  $k$  около  $\infty$ ; 1,2; 0,8; 0,4; они соответствуют границам между крайне стянутыми, стянутыми, "нормальными" (плоская деформация), умеренно сплюснутыми и крайне сплюснутыми эллипсоидами.

После первого систематического изложения Рэмзи [30] было изучено значительное количество индикаторов деформации. Большинство из них деформируется по отношению к матриксу негомогенно. В случае большей компетентности это дает заниженные отношения осей. Прямое измерение индикаторов в трех направлениях редко дает достаточные основания для достоверного определения деформации [4, 30]. Более достоверные данные получаются при определении деформации в двух измерениях в нескольких разных плоскостях и последующего вычисления деформированного состояния в трех измерениях [25, 26, 30]. В соответствии с характером индикаторов деформация определяется в двух измерениях следующими методами: 1) первоначально субсферические индикаторы: гармоническое среднее [21]; 2) первоначально эллипсоидальные индикаторы: наиболее достоверными являются методы  $R_p/\phi$  [11, 30] и алгебраический метод [39]; методы [12] и алгебраический метод [23] учитывают присутствие додеформационной предпочтительной ориентировки; 3) произвольная доде-



формационная форма [37]; 4) известная симметрия или угловые реперы сдвига (розеты стрейна) [38]; 5) линейные индикаторы хаотического расположения [3, 20].

Доверительные границы для измеренных и вычисленных деформационных отношений варьируют. Осевые отношения меньше 1,5—2 вычисляются с большими ошибками по причине вариации начальной формы и распределения. Для отношений меньше 10 ошибки обычно около 10%. Для отношений больше 10 ошибки становятся очень большими из-за невозможности измерять малые углы с достаточной (меньше  $1^\circ$ ) точностью.

Дилатационный компонент может быть изолирован от деформационного в некоторых специфических случаях [8, 36]. В других случаях геологически обоснованным является сравнение поведения данного типа породы, содержащей определенный индикатор (тензодатчик) в разных деформационных обстановках: от недеформированных до сильно деформированных. Желательно сравнить поведение нескольких разных индикаторов, обладающих разной чувствительностью к дилатации. Некоторые индикаторы (редукционные пятна, оолиты) показывают различающуюся чувствительность к дилатации уплотнения в зависимости от литологии, времени образования и т.д. Так, для редукционных пятен доказано [17], что в нижнетриасовых красноцветах Альп додеформационные осевые отношения вследствие уплотнения достигали 1,7; в то же время исследования в нижнетриасовых красноцветах Мизийской плиты (Северная Болгария) показали, что осевые отношения не превышают 1,1—1,2 вплоть до глубины 3776 м.

Ротационный компонент является очень важным, но его определение затрудняется многими факторами. Некоторые методы успешно применяются к зонам гетерогенного простого сдвига [6, 30, 33, 34]. Ротацию можно оценить также при использовании специфических индикаторов, таких как синтетектонические гранаты и альбиты [3, 14, 28], будины, некоторые включения, окаменелости и т.д. Надо отметить, что ротация некоторых неомогенно деформируемых реперов может происходить также в течение неротационной деформации соответствующего домена; этот факт налагает дополнительные ограничения и требует осторожности при интерпретации.

#### МАСШТАБ ИССЛЕДОВАНИЙ И ВАРИАЦИЯ ДЕФОРМАЦИЙ

Важной проблемой в геологической практике является масштаб исследований и размеры деформационных доменов. Вариация деформаций при разных моделях механизма складкообразования широко дискутировалась [5, 7, 29, 30], и, по-видимому, деформации могут значительно варьировать даже на очень небольшом участке (сантиметровые складочки) при ограничении отдельных доменов до одного или нескольких миллиметровых индикаторов. Вместе с тем деформация может слабо изменяться на сравнительно больших расстояниях [41] в километровом масштабе. В наиболее часто встречающихся случаях вариация деформаций устанавливается на расстоянии порядка нескольких десятков метров [1, 7, 42] и зависит от складок с размахом крыльев в десятки и сотни метров или от больших надвиговых покровов с почти параллельно лежащими толщами горных пород.

Следовательно, вариация деформаций, измеренных в небольших, приблизительно однородных доменах, сильно зависит от вариации гетерогенной деформации (выраженной в образовании складок и надвигов) на больших территориях. Вариация стрейна ("внутренней" деформации породы) должна быть связана с "видимой" от мезо- до макродеформацией, выраженной в складках, будинаже и т.д., и с мегадеформацией, выраженной в больших складках, надвигах и шарьяжах.

При переходе от мезоскопического к макро- и мегаскопическому масштабам привлекают внимание геологические границы связанного и несвязного [24] характера. Участки низкого градиента вариации стрейна с постепенными переходами между деформационными доменами резко пересекаются доменами интенсивного сдвига и (или) трансляции. Последние обычно очень узкие (разломы, надвиги) в верхних частях коры (хрупкое поведение) или являются достаточно широкими зонами гетерогенного сдвига с постепенными границами в глубоких частях коры (пластическое поведение) [6, 30, 33].

Границы другого типа разделяют линзовидные тела (включая ядра изоклинальных складок и тектонические включения) с большим контрастом компетентности. Они характеризуются очень большой концентрацией стрейна, часто без видимых угловых несогласий. Наложенные или одновременные метаморфические парагенезы заличивают discordантный характер этих границ. Такие границы описываются как слайды или гра-



ницы межформационного скольжения и могут трансформировать тектоническую единицу в псевдостратиграфическую (устные сообщения А.В. Лукьянова, Ю.А. Морозова, С.Н. Кудрина и др.; публикации Хэттона, Загорчева и др.).

#### ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ФАЦИИ

Понятие о фации используется широко в геологических науках и основывается на комплексе особенностей, связанных с генезисом. В структурной геологии деформационная фация должна описываться специфическими структурными парагенезисами, отвечающими данному типу деформаций (деформационная матрица и деформационный путь). Эта идея была сформулирована Хансеном [18] под названием стрейн-фации: физические особенности данного структурного парагенезиса выражают условия его формирования. Однако практическое приложение этой концепции еще не развито, и три типовых фации, описанные в районе Троллхеймена, скорее отражают теоретические представления автора об ориентировке линий течения с точки зрения флюидной механики, чем действительное распределение деформаций и их историю.

Полное описание деформационной фации должно учитывать поли- и моноциклическое развитие рассматриваемых структур, а также поли- или монофазную историю каждого цикла. Моноциклические деформации обычно развиваются в течение двух или трех главных фаз, между которыми количественно выражены деформацией незначительно. Количественный подход к каждой фазе обычно затруднен отсутствием специфических индикаторов. Присутствующие тензодатчики обычно дают возможность получить характеристики общей деформации, а также оценить нарастающую деформацию в течение одной наиболее поздней фазы цикла, когда порода или некоторые тензодатчики уже находились в хрупком состоянии.

Другая группа классификационных особенностей деформационных фаций включает преобладающий тип "внутренней" деформации породы с выделением двух основных разновидностей — неротационных и ротационных, а также важной разновидности деформаций простого сдвига. Присутствие дилатационного компонента может иметь значение для некоторых раннедиагенетических структур (уплотнение) или для деформаций, одновременных с мигматизацией или диафорезом (увеличение объема) в метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма. Характерной чертой являются также преобладающая структура породы (нетектоническая — *NT*, линейная — *L*, плоскостная — *S*, комбинированная линейная и плоскостная — *LS*) и ее деформационная история.

Следующая группа признаков относится к распределению гетерогенной деформации и соответствующих структур в более мелком масштабе. Принимаются во внимание типы и частота несвязных границ, а также преобладающий стиль складчатости и механизм складкообразования. Очень важной классификационной особенностью является поведение деформируемых пород в зависимости от различных деформационных обстановок, литологического состава, скорости деформации и т.д. При большинстве деформационных и структурных исследований легко различаются три основные группы — хрупкие, полупластические (хрупко-пластические) и пластические деформации [33].

Некоторые фации, относящиеся к более полной классификации деформационных фаций, могут быть охарактеризованы следующим образом (только для деформаций в течение одной деформационной фазы): 1) фации преобладающей блоковой тектоники с субфациями растяжения (сбросы), сжатия (взбросы) и сдвига; 2) фации блоково-складчатых деформаций; 3) фации низкоинтенсивных складчатых деформаций: стрейн небольшой ( $\epsilon_S < 0,5$ ); нормальные складки изгиба; *NT*-структура; 4) фации интенсивных складчатых деформаций: стрейн умеренный до интенсивного. ( $\epsilon_S = 0,5-1,5$ ); нормальные или вергентные складки изгиба или изгиба с течением; *L*, *S*- или *LS*-структура; 5) фации складчато-надвиговых деформаций: стрейн умеренный до интенсивного ( $\epsilon_S = 0,5-1,5$ ); складки вергентные до изоклиальных, часто лежащие, с переходом в складчатые надвиги; *S*- или *LS*-структура; 6) фации сложных надвиговых деформаций: очень высокие деформации ( $\epsilon_S = 1,5-2$  или больше); изоклиальные складки; образование надвигово-шарьяжных комплексов; *S*- или *LS*-структура; 7) фации очень интенсивных деформаций с образованием вторично-ламинированных структур: очень высокие деформации ( $\epsilon_S$  около 2 и больше); границы типа скольжения и слайдов, наложение фолиации с транспозицией более ранних *S*-плоскостей; *S*- или *LS*-структура.

Другие типы фаций и субфаций будут выделены при дальнейшем развитии приведенных выше принципов.



ЛИТЕРАТУРА

1. *Загорчев И.С.* Раннеальпийские деформации в красноцветных отложениях Полетинско-Скринской разломной зоны. 2. Строение и деформации северной части Влажинского блока. — *Geologica Balcanica*, Sofia, 1981, N 11, с. 101—126.
2. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации известняков в зонах дробления, сопровождающих крупные разломы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4, с. 102—106.
3. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—146.
4. *Паталаха Е.И.* Анализ однородной пластической деформации в связи с изучением внутренних тектонических деформаций горных пород. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 6 (51), с. 42—52.
5. *Паталаха Е.И.* Оценка степени деформированности складчатых толщ. — Тр. ИГН АН КазССР, 1967, вып. 19, с. 48—110.
6. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
7. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
8. *Barr M., Cowar M.P.* A method for the measurement of volume change. — *Geol. Mag.*, 1974, vol. 111, p. 293—296.
9. *Cloos E.* Oolite deformation in South Mountain Fold, Maryland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1947, vol. 58, p. 843—918.
10. *Dixon J.M.* Apparent "double rotation" of porphyroblasts during a simple progressive deformation. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 34, p. 101—115.
11. *Dunnet D.* A technique of finite strain analysis using elliptical particles. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, p. 117—136.
12. *Dunnet D., Siddans A.W.B.* Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. — *Tectonophysics*, 1971, vol. 12, p. 307—325.
13. *Durney D.W., Ramsay J.G.R.* Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. — In: Gravity and tectonics. L.: J. Wiley and Sons, 1973, p. 67—96.
14. *Ghosh S.K., Ramberg H.* Rotation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 34, p. 1—70.
15. *Flinn D.* On folding during three-dimensional progressive deformation. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1962, vol. 118, p. 385—433.
16. *Flinn D.* The deformation matrix and the deformation ellipsoid. — *J. Struct. Geol.*, 1979, vol. 1, p. 299—307.
17. *Graham R.H.* Quantitative deformation studies in the Permian rocks of Alpes-Maritimes. — *Mém. BRGM*, 1978, vol. 91, p. 219—238.
18. *Hansen E.* Strain facies. B.: Spring-Verl., 1971. 208 p.
19. *Hossack J.R.* Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). — *Tectonophysics*, 1968, vol. 54, p. 315—334.
20. *Lisle R.J.* Deformed lineations as finite-strain structures. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 21, p. 165—179.
21. *Lisle R.J.* Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. — *Geol. en mijnbouw*; 1977, bd. 56, dlz. 140—144.
22. *Lisle R.J.* Strain analysis using deformed pebbles; the influence of initial pebble shape. — *Tectonophysics*, 1979, vol. 60, p. 263—277.
23. *Matthews P.W., Bond R.A.B., Van den Berg J.J.* An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 24, p. 31—67.
24. *Means W.D.* Stress and strain. N.Y.: Spring-Verl., 1976. 339 p.
25. *Milton N.J.* Determination of the strain ellipsoid from measurements on any three sections. — *Tectonophysics*, 1980, vol. 64, p. T19—T27.
26. *Oertel G.* Strain determination from the measurement of pebble shapes. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 50, p. T1—T7.
27. *Owens W.H.* Representation of finite strain state by threeaxis planar diagrams. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, p. 307—310.
28. *Rowell D., Treagus J.E.* Rotational fabrics in metamorphic minerals. — *Miner. Mag.*, 1970, vol. 37, p. 801—814.
29. *Ramberg H.* Superposition of homogeneous strain and progressive deformation in rocks. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 1976, vol. 6, p. 35—67.
30. *Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 560 p.
31. *Ramsay J.G.* The measurement of strain and displacement in orogenic belts. — In: Time and place in orogeny. L.: Geol. Soc., 1969, p. 43—79.
32. *Ramsay J.G.* Displacement and strain. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1976, vol. 283, p. 3—25.
33. *Ramsay J.G.* Shear zone geometry: a review. — *J. Struct. Geol.*, 1980, vol. 2, p. 83—99.
34. *Ramsay J.G., Graham R.H.* Strain variation in shear belts. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, p. 786—813.
35. *Ramsay J.G., Wood D.S.* The geometric effects of volume change during deformation processes. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 16, p. 263—278.
36. *Robberts B., Siddans A.W.B.* Fabric studies in the Llwyd Mawr ignimbrite, Carnarvonshire, North Wales. — *Tectonophysics*, 1971, vol. 4, p. 283—306.
37. *Robin P.-Y.* Determination of geologic strain using randomly oriented strain rosettes. — *Math. Geol.*, 1977, vol. 42, p. T7—T16.
38. *Sanderson D.J.* The algebraic evaluation of two-dimensional finite strain rosettes. — *Math. Geol.*, 1977, vol. 9, p. 483—496.
39. *Shimamoto T., Ikeda Y.* A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. L. Basic theory. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 36, p. 315—338.
40. *Siddans A.W.B.* Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. — *Tectonophysics*, 1980, vol. 64.
41. *Wood D.S., Oertel G.* Deformation in the Cambrian slate belt of Wales. — *J. Geol.*, 1980, vol. 88, p. 309—326.
42. *Zagorčev I.S., Tzankov Tz.V., Sapundziev K.M.* Strain variation in a part of the Skrinio anticline, District of Kjustendil, determined from deformed reduction spots. — *C.r. Acad. bulg. sci.*, 1976, vol. 29, p. 1333—1336.



# СИМПОЗИУМ 07.2.1. ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

УДК 551.1.14

## ГЛУБИННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА СТРУКТУРУ И ДИНАМИКУ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.Б. СОЛЛОГУБ, А.В. ЧЕКУНОВ

*Институт геофизики АН УССР, Киев, СССР*

Ю.К. ЩУКИН

*Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических  
методов разведки Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

В настоящем сообщении рассматриваются только глубинные неоднородности литосферы. Из названия сообщения ясно, что авторы считают мантию поставщиком вещества и основным генератором движений в земной коре, каким бы способом они в ней не трансформировались.

Неоднородности литосферы можно подразделить на две основные разновидности: резкие и рассредоточенные. Первые предполагают четкие хорошо выраженные ограничения. Это: слои, блоки, массивы, интрузии и др. Контуры вторых не четки, расплывчаты, зачастую могут быть обозначены лишь приближенно. Это участки постепенных петрографических и литологических переходов одних пород в другие, зоны частичного плавления, области аномального градиентного изменения физических свойств и т.д. Такая схематизация, конечно, имеет лишь общее приближение, так как не исчерпывает всего многообразия естественных моделей. Действительно, кровля и подошва слоев часто теряют выразительность, а внутри них по латерали происходят фациальные замещения; четкость ограничения блоков зависит от ширины и выраженности разломов рамы, сами блоки почти всегда слоисты, внутри слоев наблюдаются постепенные градиенты изменения физических свойств; интрузивные массивы расслоены и т.д. Сложность строения неоднородностей литосферы отражает многообразие создающих их причин. Картина, однако, далеко не хаотична и существенно упорядочивается при анализе конкретных геологических обстановок.

Причинами возникновения неоднородностей в общем виде могут быть отличия:

- а) в вещественном составе и физических свойствах различных структурно-петрографических комплексов ("слоев") или других образований литосферы, возникшие исторически по вертикали или в ходе последующих тектонических перемещений по латерали;
- б) в физических свойствах одинаковых по составу структурно-петрографических комплексов ("слоев") или других образований литосферы, возникшие в результате последующих термодинамических воздействий;
- в) в физических свойствах и составе различных зон литосферы вследствие протекающих в них процессов преобразования вещества, фазовых переходов, метаморфизма, магматизма, частичного плавления пород, разрядки сейсмических напряжений и т.п.;
- г) в физических свойствах и составе сильно трещиноватых и других аномальных зон литосферы вследствие их возможной обводненности, насыщенности другими флюидами, рудными концентрациями и т.п.

Одним из основных видов неоднородностей являются слои. Толщина верхнего слоя литосферы — земной коры — изменяется под океанами от 5—6 до 10—15 км, под континентами от 20—25 до 60—75 км. Наиболее толстая кора (50 км и больше) свойственна орогенам различного возраста, преимущественно молодым, однако иногда весьма древним, вплоть до раннепротерозойских; тонкая — глубоким впадинам континентов и особенно океаническим котловинам.

Земная кора [1—3; и др.] состоит из осадочного слоя и консолидированной части. Последняя на континентах делится на "гранитный" и "базальтовый" комплексы обычно



с нерезким постепенным переходом между ними, в океанах кора состоит из "базальтового" комплекса. Каждый из этих комплексов сложен породами определенного петрографического состава и соответствующими физическими параметрами. Мощность отдельных слоев и комплексов земной коры может меняться в широких пределах. Так, толщина осадочного слоя составляет от 0 до 25 км, "гранитного" комплекса — от 0 до 40 км, "базальтового" — от 0 до 20 км. Сочетание указанных слоев и комплексов может быть различным, оно зависит от геологической истории региона и геодинамических процессов, протекавших в нем. Естественно, при этом возникали неоднородности, расположенные на разных глубинах.

В земной коре геологические хорошо изученных регионов при достаточной полноте и детальности глубинных геофизических исследований иногда удается не только выделить более дробные слои или комплексы, но и определить их возраст. Так, под хорошо обнаженными районами древней дорифейской консолидации юга Европейской части СССР (Украинский щит) выделены [4]: 1) метаморфизованные сильно дислоцированные осадочно-вулканогенные отложения раннего протерозоя с  $V = 6,0-6,2$  км/с; 2) верхнеархейские образования того же облика с  $V = 6,2-6,4$  км/с; 3) метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы нижнего архея с  $V = 6,3-6,5$  км/с. Далее следуют образования с  $V = 6,5-6,8$  км/с, постепенно сменяющиеся на глубине "базальтовым" комплексом с  $V = 6,8-7,4$  км/с.

Во многих регионах земного шара на разных глубинных уровнях в литосфере выделяются слои с пониженными скоростями распространения упругих волн, так называемые волноводы. Причинами их появления могут быть: а) отличия в петрографическом составе пород, слагающих различные комплексы земной коры; б) температурные аномалии, обуславливающие заметное снижение упругих свойств горных пород вплоть до частичного плавления последних, изменения термодинамических условий; в) механическое внедрение либо надвигание высокоскоростных образований на низкоскоростные при тектонических подвижках; г) гидротермальные источники, обводняющие значительные объемы пород, в особенности на глубине первых десятков километров; д) интенсивное разрушение среды при землетрясениях на глубине очаговых зон (Ташкент, Газли, Армения и др.).

С наличием волноводов в земной коре (прежде всего в ее средней части и в основании) мы связываем два важных возможных следствия: 1) субгоризонтальные перераспределения структурно-вещественных комплексов горных пород на разных срезах не только в пределах геосинклинальных областей и орогенов, но, вероятно, и на платформах; 2) интенсивные деформации среды, в том числе ее сильное разупрочнение с образованием глубинных зон повышенной проницаемости для различного рода флюидов и газовых компонентов.

Наряду с волноводами в консолидированной коре могут наблюдаться слои с повышенными скоростями распространения упругих волн, сочетание тех и других образуют своеобразные структуры типа "слоеного пирога".

Под тектонически активными районами (континентальными рифтами, эпигеосинклинальными орогенами) между земной корой и мантией прослеживается мощный (до 10–15 км и более) слой "коро-мантийной смеси" со скоростями распространения упругих волн 7,4–7,7 км/с, слишком большими для коры, но малыми для мантии. По физическим параметрам "смесь" аналогична коро-мантийному или "серпентинито-базальтовому" комплексу срединно-океанических рифтов [5].

Следует заметить, что слои, как, впрочем, и другие неоднородности в литосфере, в общем не стабильны. Многие из них, прежде всего там, где продолжают активные процессы, преобразуются, мигрируют, меняют физический облик. Размыв кристаллических пород как кислого, так и основного состава приводит к накоплению осадочных толщ (рис. 1). В результате метаморфизма эти толщи, как и кристаллические породы основного состава, могут быть гранитизированы с увеличением мощности "гранитного" комплекса и уменьшением толщины "базальтового". В свою очередь граниты подвергаются редуцированию и базификации. Как показывает анализ эволюционных рядов, составленных из реальных геологических структур, кора и мантия преобразуются друг в друга через коро-мантийную "смесь" в зависимости от конструктивного или деструктивного хода развития [5]. Очевидно, что все эти, как и другие (магматизм, тектоника и т.д.) процессы приводят к соответствующим изменениям в структуре и свойствах неоднородностей литосферы. Они сопровождаются расширением или сжатием материала,



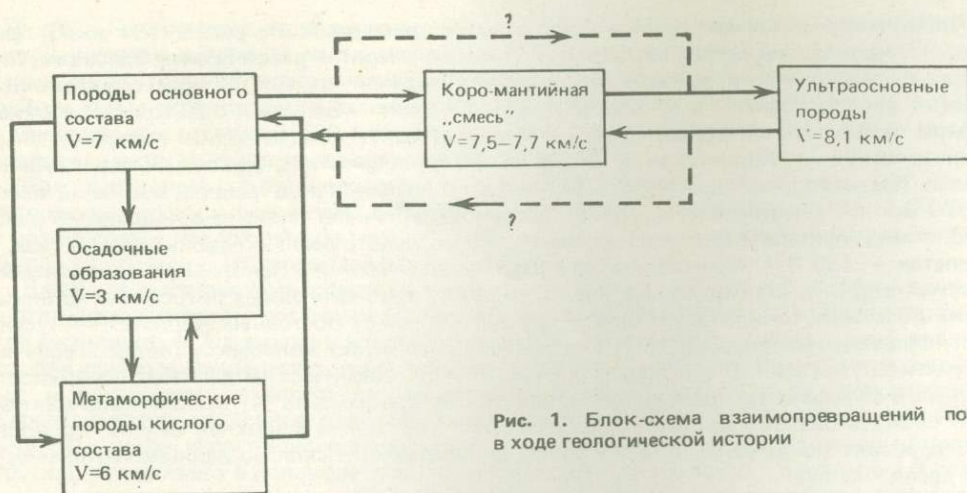


Рис. 1. Блок-схема взаимопревращений пород в ходе геологической истории

перераспределением напряжений, деформациями и т.д., различными на разных глубинных уровнях. Эти различия столь значительны, что в одном и том же вертикальном срезе литосферы знак деформаций (сжатие или растяжение), происходящих одновременно, может неоднократно меняться.

Расслоенность литосферы не одинакова в различных ее этажах по вертикали и по площади. Отличия между структурными этажами верхних горизонтов земной коры, которые образованы осадочно-вулканогенными, в разной степени метаморфизованными комплексами фанерозоя и позднего докембрия, связаны прежде всего с разноплановостью деформаций в различные тектонические циклы. Эти этажи по-разному реагируют на любые тектонические напряжения, трансформируют их, дополняя вещественное расслоение срывами и перемещениями одного слоя относительно другого.

Указанные процессы охватывают и более глубокие литосферные слои. Деформация этих слоев, рельеф их поверхности, дисгармоничное строение, регистрируемые в настоящее время геофизическими методами, являются в значительной мере, если не в основном, результатом новейших процессов.

Различие между структурами разных глубин выявляется и при анализе сейсмологических явлений. Их интенсивность в разных слоях литосферы различна. Протяженные очаги землетрясений и их зоны формируют сейсмогенные структуры, которые подчиняются структурно-динамическим неоднородностям и сосредоточены на разных глубинах от первых километров до первых сотен километров. Закономерности регионального распределения очагов землетрясений по глубине указывают на наличие субгоризонтальных сейсмогенных структур.

Существенные неоднородности в земной коре и верхней мантии обусловлены наличием глубинных разломов, которые пересекают всю литосферу от астеносферного слоя до поверхности Земли. Крупные неоднородности литосферы создаются температурным режимом [6], определяющим, в частности, возникновение и положение очагов частичного плавления вещества мантии, глубиной залегания подошвы магнитоактивных блоков (изотермы Кюри), положением кровли электропроводящего слоя и т.д.

Важную роль в изучении литосферы играют ее динамические характеристики. Всю площадь континентальной Земли можно разделить на два типа — пассивный и активный. В пределах первого явных тектонических процессов в настоящее время не наблюдается. Как правило, здесь достаточно спокойное тепловое поле, слабые сейсмологические проявления, современные движения земной коры не превышают первых десятков миллиметров в год и др. Второй тип — регионы с активной литосферой. Здесь наблюдаются активные тектонические движения, интрузивная деятельность, аномальные тепловые потоки, многочисленные очаги землетрясений и др. В литосфере как первого, так и второго типа наблюдается ряд неоднородностей. Участки сочленения активной и пассивной литосферы особенно богаты неоднородностями, они являются наиболее сложно построенными зонами, в которых сосредоточен особо активный тектогенез.



Проиллюстрируем изложенное конкретными примерами. На рис. 2 (см. вкл.) приведен схематический разрез литосферы по линии о-в Крит — район Вранча. Здесь заметны неоднородности как в земной коре, так и в верхней мантии. В коре сейсмогенные участки распространены в основном в районе Карпат — Балкан и о-ва Крит. В верхней мантии наблюдаются только две ослабленные зоны концентрации очагов сильных землетрясений — Карпатская и Эгейская. На этих участках максимальные глубины очагов землетрясений достигают 200 км, в то время как в районе Балканид всего 40–50 км. Количество очагов землетрясений по вертикали также не одинаково. В районе Эллинид максимальное количество очагов сосредоточено на глубинах 60–80 км, в Карпатах — 150 км. Рассматриваемые регионы отличаются и законом распространения упругих волн по вертикали. На рис. 3 (см. вкл.) приведен разрез литосферы по линии Керчь (Тарханкутский полуостров) — Вранча (в изгибе Восточных Карпат) — Апусени (Трансильванская впадина) [7]. Геотраверс построен по комплексу геолого-геофизических исследований. В его пределах выделены по сейсмическим данным: поверхность молодого фундамента, поверхность дорифейского фундамента  $K_1$ , кровля коро-мантийного слоя, раздел Мохоровичича, сейсмические горизонты в верхней мантии, проводящий горизонт по данным МТЗ и кровля астеносферного слоя по данным геотермических исследований.

На территории Крымского полуострова и акватории Одесского залива горизонт  $K_0$  с  $V_T = 5,8–6,2$  км/с образует впадину с максимальными глубинами залегания западнее Тарханкутского полуострова.

Поверхность дорифейского фундамента ( $K_1$ ) с  $V_T = 6,2–6,5$  км/с прослежена вдоль всего геотраверса. По этому горизонту в восточной части разреза фиксируется также глубокая впадина. Максимальное погружение ее наблюдается в районе Джанкоя (12 км) и западнее Тарханкутского полуострова (10 км). В районе г. Галац (Северная Добруджа) горизонт  $K_1$  залегает на глубине 5 км. Еще далее к западу, на участке Предкарпатского прогиба, он по сбросу погружается до 15–20 км, образуя очень глубокий и узкий прогиб. В районе Горных Карпат (район Вранча) поверхность дорифейского фундамента воздымается до 5–10 км.

Ниже поверхности дорифейского фундамента на участке Одесско-Джанкойской рифтовой зоны прослежена сейсмическая граница К-М с  $V_T = 7,5$  км/с, которая залегает практически горизонтально на глубине 28,0–30,0 км.

Следующей сейсмической границей, которая прослежена на указанном геотраверсе (см. рис. 3), является раздел Мохоровичича. Гипсометрия этого раздела совершенно иная, чем у описанных выше границ. На крайнем востоке профиля он залегает на глубине 55 км и характеризует Орехово-Павлоградскую зону с толстой корой, которая с запада ограничивается разломом V [4]. Участок между разломами V и IV' представляет собой южное продолжение Запорожско-Сумского срединного массива. Глубинные разломы IV–IV' ограничивают Криворожско-Крупецкую раннепротерозойскую геосинклинальную область, которая трансформируется от Украинского щита в районе Равнинного Крыма и еще далее на юг под Горный Крым и акваторию Черного моря, где, согласно представлениям, изложенным в работе, ее простирание меняется с меридионального на юго-восточное.

Далее на запад по геотраверсу расположено южное продолжение Кировоградского массива, где раздел Мохоровичича залегает на глубине 40 км, а еще западнее происходит погружение его до 50 км, что присуще Одесско-Ядловской раннепротерозойской геосинклинали, которая ограничена двумя глубинными разломами II и II'. В районе северной Добруджи поверхность Мохоровичича постепенно воздымается до 40 км, после чего наблюдается еще одна утолщенная зона, характеризующая район сочленения Восточных и Южных Карпат, и представляющая собой "корни" гор альпийского возраста. К западу от этой зоны раздел Мохоровичича воздымается до глубин 30–32 км, что характерно для Трансильванской впадины.

Ниже раздела Мохоровичича, под Одесским заливом, зафиксированы два сейсмических горизонта  $P_1$  и  $P_2$  на глубинах 85–100 км, причем, согласно расчетам, слой, заключенный между этими горизонтами, характеризуется пониженными скоростями ( $V_{P_1} \sim 7,9–8,0$  км/с) по сравнению с выше- и нижележащими пластами.

Аналогичный слой с пониженными скоростями в верхней мантии обнаружен на нескольких участках Украины: а именно на VI геотраверсе в районе г. Одессы (50–70 км) и г. Ровно (110 км), на III геотраверсе севернее г. Харькова (50 км) и г. Ухты



(70 км). Построенная структурная схема по кровле указанного слоя [4] свидетельствует о наличии в верхней части мантии протяженного вала северо-восточного простирания, ось которого трассируется по линии Бухарест—Кишинев—Курск. Судя по структурной схеме, кровля этого слоя на геотраверсе V образует антиклинальный перегиб с минимальной отметкой (50 км) в районе Добруджи. Этот антиклинальный перегиб изображен нами на геотраверсе пунктирной линией "P<sub>1</sub>".

Для понимания глубинного строения важную информацию содержат данные по тепловому потоку и результаты МТЗ [6]. На рис. 3 показано распределение температур в земной коре и верхней мантии до кровли астеносферы, положение которой может быть определено по геотермическим данным.

Наиболее высокие температуры и кровля астеносферы в пределах рассматриваемого геотраверса соответствуют зонам с относительно недавней тектонической и магматической активностью. На западе в районе Паннонского массива и Трансильванской впадины кровля астеносферы залегает на глубине 50 км (по данным сейсмических исследований) [8] и погружается в восточном направлении до 80 км. На участке Вулканических Карпат имеется локальное повышение астеносферного слоя до 70–75 км ( $t = 1300\text{--}1400^\circ\text{C}$ ), после чего происходит резкое погружение астеносферы до глубин порядка 200 км, что связано с наличием вертикально неоднородного пласта, в котором сосредоточены многочисленные очаги землетрясений [9]. Далее на востоке наблюдается вторая зона с приподнятой до 100 км кровлей астеносферы — на участке Одесско-Джанкойской рифтовой зоны.

Таким образом, вдоль рассматриваемого геотраверса глубина залегания астеносферы изменяется от 50 км на Паннонском массиве до 200 км в районе Одесского залива. Приведенные сведения о поведении кровли астеносферы на рассматриваемом геотраверсе продолжают данными МТЗ, проведенных на территории Равнинного Крыма и Восточных Карпат.

Как видим, перепады глубин по кровле астеносферного слоя достигают 50–60 км. Участки резкого изменения глубин до кровли астеносферного слоя явно приурочены к разломам мантийного заложения. Первый, западный, разлом (Г'Г'') проходит в сейсмоактивной зоне Вранча и к нему приурочены все очаги землетрясений этой зоны. Отметим, что в астеносферном слое очаги отсутствуют, все они сосредоточены в литосфере.

Мантийные глубинные разломы (Г'Г'') имеют значительную ширину и с ними связаны в земной коре: Предкарпатский прогиб с мощным осадочным слоем (до 15–20 км), утолщение коры до 55 км под Карпатами (корни гор альпийского времени) и наличие, по мнению ряда исследователей, зоны Заварицкого—Беньюфа.

Второй мантийный разлом (Д'Д''), где также наблюдается значительный перепад глубин до кровли астеносферного слоя (порядка 70 км или больше), ограничивает с востока блок с большой мощностью литосферы (до 200 км). Этот разлом проходит несколько южнее г. Одессы и совпадает с глубинным разломом, ограничивающим с запада Одесско-Ядловскую геосинклинальную зону. Здесь кровля астеносферного слоя воздымается до отметок порядка 100–110 км. Ко второму блоку, с минимальной толщиной литосферы, приурочен в земной коре и верхней мантии ряд неоднородностей — наличие на глубине 80–90 км слоя с пониженной скоростью и др.

Третий мантийный разлом (Е'Е'') ограничивает с востока приподнятый блок астеносферы и зафиксирован по рассматриваемому геотраверсу в восточной части Равнинного Крыма. Перепад глубин по кровле астеносферы здесь равен 50 км.

На рис. 4 (см. вкл.) показано положение главных разломов на территории Украины и в том числе особоглубинных мантийных (Г'Г''), Д'Д'' и Е'Е''). В основном намечается две системы разломов: мантийные, выходящие из астеносферы, северо-восточного простирания и глубинные (коровые) меридионального направления, которые на юге территории изменяют свое простирание на юго-восточное.

Мантийные разломы пересекают под различными углами тектонические структуры рассматриваемой территории и в различной степени влияют на них, о чем будет сказано ниже. Кроме того, они пересекают, естественно, и глубинные (коровые) разломы, но простирание или направление последних не изменяют. Создается впечатление, что первоначально образовались мантийные разломы, а затем уже все остальные. Известно, что коровые глубинные разломы меридионального простирания [4] ограничивают протогеосинклинальные зоны раннепротерозойского возраста и, таким образом, возраст этой системы разломов мы считаем раннепротерозойским. Следовательно, разломы



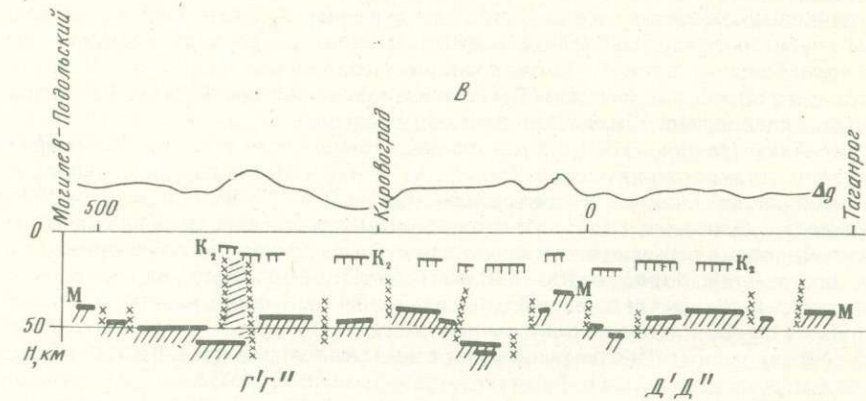
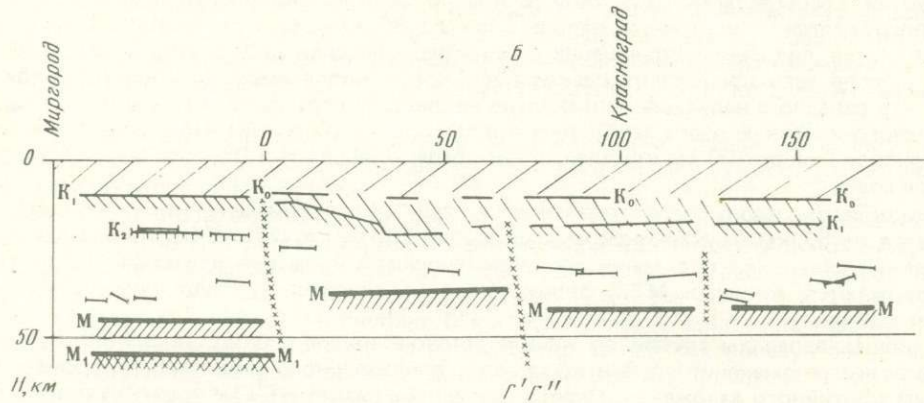
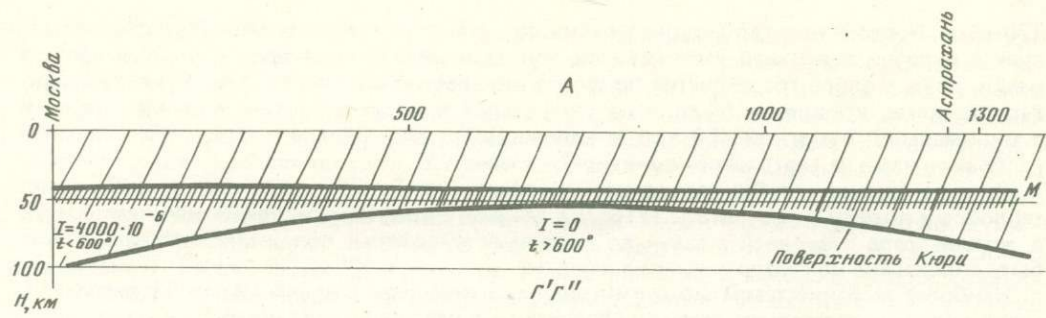
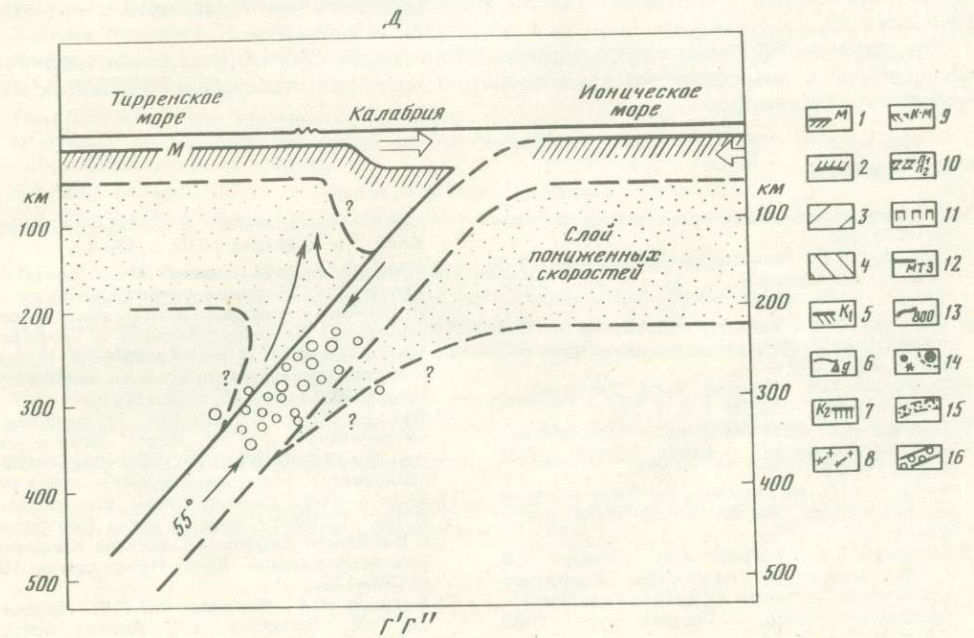
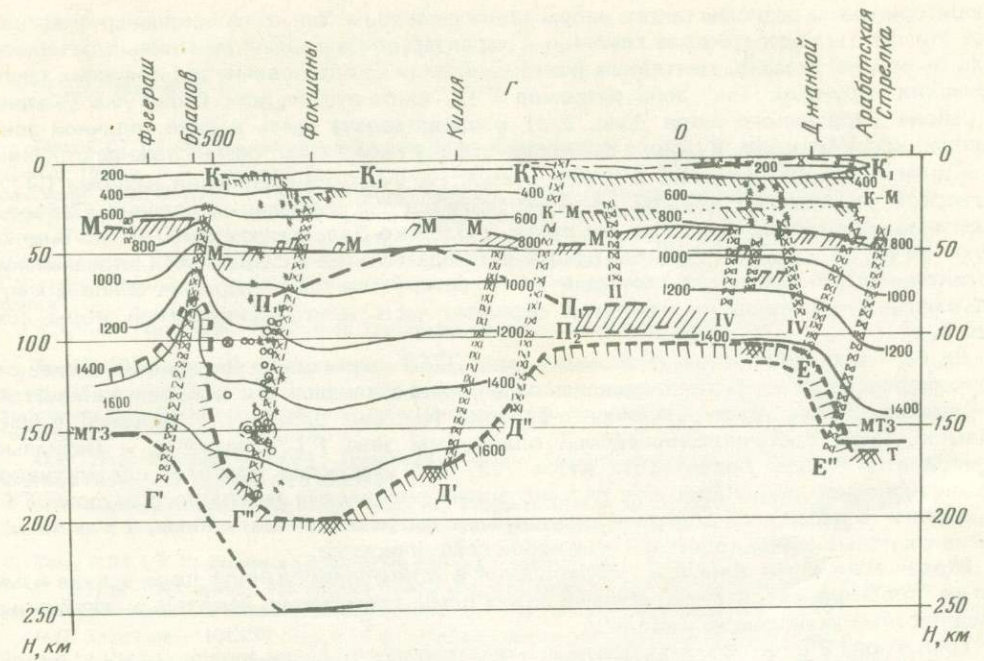


Рис. 5. Разрезы литосферы, характеризующие неоднородности в зоне сверхглубинного мантийного разлома

Разрезы литосферы: А — центральной части Восточно-Европейской платформы; Б — в районе Днепровско-Донецкого палеорифта; В — Украинского щита; Г — по линии Керчь-Вранча; Д — по линии Тирренское море—Калабрия

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — поверхность Кюри; 3 — мезозойско-палеозойские осадочные отложения; 4 — рифейские отложения; 5 — поверхность дорифейского фундамента; 6 — кривая силы тяжести; 7 — поверхность протофундамента; 8 — интрузия основных или ультраосновных пород; 9 — поверхность коро-мантийного слоя; 10 — слой с пониженной скоростью; 11, 12 — поверхность астеносферного слоя; 11 — по данным геотермики, 12 — по данным магнитотеллурических зондирований; 13 — изотермы ( $^{\circ}\text{C}$ ); 14 — очаги землетрясений; 15 — слой с пониженной скоростью (астеносфера); 16 — зона Заварицкого-Беньюфа



северо-восточного простирания имеют возраст архейский или более древний. Мантийные разломы прослежены далеко за пределами Украины. Так, зона Г'Г'', проходящая через сейсмоактивный район Вранча, согласно [10], трассируется в юго-западном направлении до Тирренской сейсмоактивной зоны. В северо-восточном направлении также наблюдаются глубинные структуры, выраженные в виде сейсмогенных аномалий [11]. Необходимо отметить, что в северо-западной части Украинского щита, где, как известно, имеется глубокий эрозионный срез консолидированной коры, разломы северо-восточного простирания прослежены и по геологическим данным. На остальной



территории щита разломы такого направления выявлены только на локальных участках. Все эти факты подтверждают глубинный характер описываемых мантийных разломов. Как было уже указано, мантийные разломы влияли на образование тех или иных тектонических структур. Так, зона разломов Г'Г'' трассируется, как было уже указано, в районе Тирренского моря (рис. 5, д) и представлена здесь в виде типичной зоны Заварицкого—Беньофа. В районе Вранча литосфера также имеет очень сложное строение, описание которой приведено в начале статьи. На участке пересечения разлома Г'Г'' с Одесской раннепротерозойской зоной наблюдается два аномальных явления. Первое — Одесская зона раздваивается на две ветви — Одесско-Ядловскую IIa и Одесско-Винницкую IIb [4]. И второе — в этом районе наблюдается так называемый Голованевский гравитационный максимум, который интерпретируется как внедрение основных или ультраосновных пород из мантии в верхнюю часть консолидированной коры (см. рис. 5, е).

Далее на северо-восток разломная зона Г'Г'' пересекает Днепровско-Донецкий палеорифт и на этом участке в пределах палеорифта заканчивается (или выклинивается) рифейский грабен, трассирующийся с востока (см. рис. 5, б) [4]. И, наконец, в центральной части Восточно-Европейской платформы зона Г'Г'' совпадает с аномально приподнятой частью поверхности Кюри [12] и с участками наиболее продуктивной нефтегазоносной провинции. Все перечисленные проявления мантийного разлома Г'Г'' выражены в пассивных областях аномальными геофизическими полями, а в активных регионах повышенной коровой и мантийной сейсмичностью.

Вторая мантийная зона Д'Д'' проявляется в консолидированной коре в виде изменения простираения границы древней платформы, изменения некоторых глубинных субширотных разломов на щите и др.

Третья зона Е'Е'' играла немаловажную роль в формировании западной части Горного Крыма, восточного окончания Одесско-Джанкойского рифта, западного окончания Донбасса и др.

Эти примеры наглядно иллюстрируют разнообразие структурных неоднородностей, наблюдаемых в литосфере, которые возникли благодаря процессам в глубоких зонах литосферы и астеносферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 262 с.
2. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
3. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
4. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины. — Геофиз. журн., 1982, № 4, с. 3—25.
5. Чекунов А.В. Эволюционные изменения раздела кора—мантия. — Геофиз. журн., 1980, № 6, с. 18—25.
6. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 140 с.
7. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Соллогуб Н.В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — Геофиз. журн., 1983, т. 5, вып. 1, с. 3—14.
8. Пожгай К. Строение земной коры и верхней мантии по данным отраженных волн. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978, с. 43—44.
9. Кондорская Н.В., Славина Л.Б., Щукин Ю.К. Строение и динамика литосферы Карпатского региона и района глубоких землетрясений Вранча по сейсмологическим и геофизическим данным. — В кн.: Геофизика, геология и катастрофические природные явления. М.: Наука, 1980, вып. 10, с. 89—101.
10. Щукин Ю.К., Люстих Т.Е. Геодинамика и сейсмичность. — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1981. 86 с. (Сер. Общая геология; Т. 14).
11. Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. Киев: Наук. думка, 1980, с. 126—129.
12. Борисов А.А., Володарский Р.Ф., Круглякова Г.И., Лопатина Н.П. Анализ природы аномального магнитного поля территории СССР. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 136—143.



## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Тема С.07.1.1. Тектоническое районирование континентов</b>	
<i>А.В. Пейве, А.Л. Книппер, М.С. Марков, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, Ю.М. Пуцаровский, Н.А. Штрейс</i> (СССР). Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое (к проблеме тектонического районирования материков) . . . . .	3
<i>А.Л. Яншин, К.В. Боголепов, Н.П. Лаверов, В.С. Сурков, А.К. Башарин, Н.А. Берзин, Ч.Б. Борукаев, О.А. Вотах, Г.С. Фрадкин, В.С. Старосельцев, Б.М. Чиков, А.П. Щеглов</i> (СССР). Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтажного тектонического районирования . . . . .	10
<i>Ж. Обуэн</i> (Франция). На поиски критериев орогенических подразделений . . . . .	15
<b>Тема С.07.1.2. Типы переходных зон между материками и океанами</b>	
<i>Ж. Обуэн, Ж. Буржуа, Ж. Азема</i> (Франция). Новый тип активных окраин. Окраины конвергенции с растяжением, на примере Центрально-Американского желоба у берегов Гватемалы . . . . .	20
<i>Ю.Е. Погребницкий</i> (СССР). Переходные зоны "материк—океан" в геодинамической системе Северного Ледовитого океана . . . . .	29
<i>Б.В. Баранов, Л.П. Зоненшайн</i> (СССР). Геодинамика и позднекайнозойская эволюция переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту . . . . .	37
<b>Тема С.07.1.3. Тектоника складчатых поясов континентов</b>	
<i>Ж. Обуэн</i> (Франция). Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца. О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской тектоники . . . . .	43
<i>Л.П. Зоненшайн</i> (СССР). Тектоника внутриконтинентальных складчатых поясов . . . . .	48
<i>В.Е. Хаин</i> (СССР). Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: сопоставление особенностей развития . . . . .	60
<i>З. Балла</i> (Венгрия). Раннеальпийская геодинамика Карпато-Паннонского региона . . . . .	63
<i>К. Крук</i> (Австралия). Тектонические модели и сравнительное изучение древних преддуговых комплексов . . . . .	74
<b>Тема С.07.1.5. Рифты континентов и океанов</b>	
<i>И. Рамберг</i> (Норвегия), <i>П. Морган</i> (США). Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов . . . . .	78
<i>Е.Е. Милановский</i> (СССР). Эволюция рифтогенеза в истории Земли . . . . .	109
<i>Н.А. Погачев, Ю.А. Зорин</i> (СССР). Строение и стадии развития Байкальского рифта . . . . .	126
<b>Тема С.07.1.6. Процессы деформаций горных пород</b>	
<i>Дж.Г. Рэмзи</i> (Швейцария). Количественная оценка деформаций горных пород: обзор . . . . .	135
<i>А.В. Лукьянов</i> (СССР). Проблемы изучения тектонического течения горных пород . . . . .	149
<i>Е.И. Паталаха</i> (СССР). Тектонофация и оценка степени деформированности складчатых сооружений . . . . .	155
<i>С.Х. Уайт</i> (Англия). Хрупкие деформации в пластических зонах разломов . . . . .	163
<i>И.С. Загорчев</i> (Болгария). Распределение деформаций и деформационные фации . . . . .	181
<b>Симпозиум 07.2.1. Глубинные неоднородности в строении земной коры и верхней мантии и их тектоническое значение</b>	
<i>В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, Ю.К. Щукин</i> (СССР). Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры . . . . .	185



1р. 40к.

18662

