

Е. Е. Милановский

РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

РИФТОГЕНЕЗ
В ПОДВИЖНЫХ
ПОЯСАХ

Е. Е. Милановский

РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

•
РИФТОГЕНЕЗ
В ПОДВИЖНЫХ
ПОЯСАХ



МОСКВА "НЕДРА" 1987



4877
4884

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987.— 297 с., с ил.

Рассмотрены тектоническая позиция, геологическое строение, магматизм, глубинная структура и история развития рифтовых зон различного возраста, широко распространенных в фанерозойских подвижных поясах Земли и прилегающих к ним метаплатформенных областях. Проанализированы генетические связи процесса формирования рифтовых зон с закономерностями размещения месторождений нефти, газа, углей и ряда других полезных ископаемых в этих зонах.

Для научных работников, изучающих тектонику и металлогению рифтовых зон Земли.

Табл. 3, ил. 56, список лит.— 245 назв.

Рецензент: В. Е. Хаин, член-корр. АН СССР (Московский государственный университет им. Ломоносова).

Настоящая книга продолжает серию работ по изучению проявлений рифтогенеза в пределах разных типов главных тектонических областей Земли и роли рифтовых и рифтоподобных структур в ее геологической истории [«Рифтовые зоны континентов», 1976 г. и «Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах)», 1983 г.]. В предлагаемой книге отражены результаты исследований роли рифтогенеза и места рифтовых и рифтоподобных структур в подвижных поясах Земли (на геосинклинальном и постгеосинклинальном этапах их развития), а также в выделяемых автором метаплатформенных областях, по степени своей тектонической мобильности промежуточных между подвижными поясами и древними платформами и занимающих в структуре континентов переходное между ними положение [62] (большая часть этих областей другими исследователями обычно включается в состав подвижных поясов, меньшая — в состав платформ). Типичные рифтовые структуры и другие близкие к ним по своему характеру структуры растяжения пользуются в подвижных поясах, а также метаплатформенных областях широким распространением и возникали в различных зонах на разных этапах их тектонической эволюции, начавшейся в позднем протерозое и продолжавшейся в фанерозое. Лучше всего сохранились и типично выражены позднекайнозойские рифтовые зоны, сформировавшиеся в некоторых областях подвижных поясов после завершения геосинклинального мегаэтапа их развития (например, позднекайнозойские рифтовые структуры в области мезозойд Провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах Северной Америки и в области герцинид Западной Европы), а также на поздних стадиях завершающего орогенного этапа их геосинклинального развития, в тех случаях, когда эти рифтовые структуры не искажены последующими деформациями сжатия (в ряде районов альпийского Средиземноморского, а также Тихоокеанского пояса). Однако рифтовые и рифтоподобные структуры формировались и на более ранних стадиях развития подвижных поясов и метаплатформенных областей, начиная с начальных стадий заложения в их пределах линейных мобильных зон, когда в соответствующих районах этих поясов и областей возникали обстановки горизонтального растяжения литосферы, но по большей части эти рифтогенные структуры более или менее сильно, иногда до неузнаваемости преобразовывались в ходе их дальнейшего тектонического развития (главным образом в результате последующих деформаций сжатия) и лишь в редких случаях сохранились в относительно мало измененном виде.

В последние годы выявлению и изучению проявлений рифтообразования в подвижных поясах Земли (включая области, выделяемые автором в качестве метаплатформенных) и анализу соотношений рифтогенеза с геосинклинальным процессом и орогенезом уделяется особое внимание. Вместе с тем в целом эти вопросы остаются еще очень слабо исследованными и трактуются в литературе с весьма различных позиций, причем нередко фактические данные об отдельных современных и древних рифтогенных структурах подгоняются под те или иные шаблонные модели. Очевидно, что решение проблем, связанных с ролью рифтогенеза и явлений растяжения в структуре и тектонической эволюции подвижных поясов, невозможно без обобщения и сравнительного анализа большого ре-

гионального материала по проявлениям рифтогенеза в подвижных поясах Земли различных типов и на разных этапах их тектонической эволюции. Результаты первого этапа подобного регионально-исторического исследования отражены в предлагаемой книге. В ней рассматриваются проявления древнего и новейшего рифтогенеза в подвижных поясах межкратонного (или впоследствии — внутриконтинентального) типа и сопряженных с ними метаплатформенных областях. В качестве главных объектов исследования взяты Урало-Монгольский и Средиземноморский (без его индонезийского сегмента) подвижные пояса, заложенные на коре континентального типа, подвергшейся более или менее значительной деструкции, и занимавшие межкратонное положение, а позднее сохранявшие внутриконтинентальную позицию на всем протяжении как геосинклинального, так и постгеосинклинального мегаэтапов развития. Поэтому в данной работе не рассматривается Северо-Атлантический подвижный пояс, послегеосинклинальный мегаэтап развития которого завершился возникновением на месте его внутренней части вторичного океанического бассейна и разобщением его флангов на ряд утративших взаимную связь фрагментов, вошедших в состав континентальных глыб Евразии, Гренландии и Северной Америки.

При анализе проявлений рифтогенеза в Урало-Монгольском и Средиземноморском поясах и смежных с ними метаплатформенных областях автором ставились разные задачи. В древнем, давно завершившем свое геосинклинальное развитие Урало-Монгольском поясе, на площади которого наблюдаются ряд выступов его древнего фундамента, а также структурные комплексы позднепротерозойского, ранне- и позднепалеозойского, а местами также мезозойского и кайнозойского возраста, мы пытались выявить различные генерации рифтовых и рифтоподобных структур, возникавших на разных стадиях его тектонического развития, начиная от эпохи заложения этого подвижного пояса до новейшей стадии его тектонической активизации на послегеосинклинальном мегаэтапе, и наметить главные этапы и фазы усиления рифтообразования в связанных с ними проявлений растяжения, которые чередовались в его длительном и сложном развитии с этапами и фазами усиления сжатия. При характеристике рифтогенных структур в восточной части Урало-Монгольского пояса использованы данные китайских геологов, доложенные на Международном симпозиуме по континентальному рифтогенезу в г. Ченду (сентябрь 1985 г.).

В основном те же задачи, что и при рассмотрении рифтогенеза в Урало-Монгольском поясе, ставились автором при анализе древних рифтовых и рифтоподобных структур в ряде примыкающих к подвижным поясам Евразии метаплатформенных областей, с которыми связаны крупнейшие месторождения нефти и газа, угля и других полезных ископаемых.

В отношении Средиземноморского пояса, в котором байкальский и герцинский структурные этажи на большей части его площади скрыты под мезо-кайнозойскими образованиями, в свою очередь обладающими исключительно сложной тектонической структурой, а значительные пространства занимают глубоководные впадины внутренних морей — подобное исследование древних проявлений рифтогенеза в истории этого пояса в целом сильно затруднено, хотя отдельные попытки реконструкции частных палеорифтовых структур и их эволюции показывают, что такое исследование в определенной мере возможно. Эта задача, однако, в данной работе не ставилась. При рассмотрении проявлений рифтогенеза в Средиземноморском поясе главное внимание уделялось выявлению современных и позднелайнозойских рифтовых и связанных с ними

структур и анализу тектонических и геодинамических условий, в которых последние, казалось бы, в неблагоприятной в целом для их возникновения обстановке преобладающего сжатия, все же формировались. Материал по позд-некайнозойской истории «живого» протоорогенного альпийского Средиземноморского пояса, включающий данные не только по его формациям, структурным формам и магматизму (которыми мы располагаем по «мертвому» Урало-Монгольскому поясу), но и по геоморфологии, новейшим и современным движениям земной коры, глубинной структуре, геофизическим полям и другим особенностям, дает для подобного исследования широкие возможности.

Поскольку исследование проявлений рифтогенеза в подвижных поясах не заканчивается этой книгой, а будет продолжено и распространено на подвижные пояса, занимавшие периокеаническое положение (Тихоокеанский пояс, Карибская область, Индонезийская область), и пояса, постгеосинклинальная тектоническая эволюция которых привела к возникновению вторичных океанических впадин (Северо-Атлантический пояс и др.), автор не завершает ее формулировкой общих выводов о закономерностях проявлений рифтогенеза в тектонической истории подвижных поясов.

ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ И СВОЙСТВЕННЫЕ ИМ РИФТОВЫЕ И РИФТОПОДОБНЫЕ ЗОНЫ

Подвижными поясами Земли мы называем полосовидные зоны высокой тектонической активности планетарных масштабов (т. е. протяженностью во многие тысячи, а шириной во многие сотни и даже более тысячи километров), которые заложились в позднем протерозое между обширными относительно стабильными областями с континентальной корой — древними платформами (кратонами), отделив их друг от друга, или между ними и областью, занятой нынешним Тихим океаном, и в дальнейшем, на протяжении фанерозоя сохраняли значительно более высокую тектоническую подвижность по сравнению с кратонами. В развитии подвижных поясов выделяются два главных мегаэтапа, смена которых в разных поясах и даже в разных областях единого пояса происходила разновременно (а в некоторых из них — пока еще не осуществилась) — геосинклинальный и постгеосинклинальный.

В течение первого мегаэтапа подвижный пояс (или часть его) представляет собой геосинклинальный пояс (или геосинклинальную область) и характеризуется в целом наиболее высокой тектонической подвижностью, т. е. наибольшими скоростями и масштабами тектонических движений (вертикальных и горизонтальных) и значительной латеральной изменчивостью (т. е. дифференцированностью и нередко контрастностью) их проявления на площади, особенно в направлении, поперечном к простиранию пояса (области). На ранних стадиях геосинклинального процесса опускания на площади пояса (области) в общем резко преобладают над поднятиями, а горизонтальное расширение (растяжение) коры — над ее сокращением (сжатием). Интенсивность растяжения во времени не оставалась постоянной, периодически усиливаясь и ослабевая. На площади пояса оно также проявлялось неравномерно, сосредоточиваясь главным образом в отдельных продольных линейных зонах. Растяжение приводит к деструкции ранее существовавшей в этих зонах коры (в большинстве подвижных поясов в основном континентальной, а в Тихоокеанском — вероятно, также океанической), т. е. ее более или менее значительному утонению и раздроблению, а в некоторых зонах — даже к полному ее разрыву на всю глубину и возникновению узких «рвов» или более широких полосовидных пространств с новообразованной корой океанического или субокеанического типа. Такие линейные зоны сильной деструкции коры в геосинклинальном поясе, разделенные относительно слабо деформированными остаточными блоками (срединными массивами), некоторые исследователи называют в последнее время рифтовыми зонами, а раннюю стадию эволюции этого пояса, в течение которой в нем происходят расширение, раздробление, а затем и

полный разрыв ранее существовавшей коры и соответственно заложение и развитие подобных зон — рифтовой стадией. Автор считает применение к подобным зонам термина «рифтовые зоны» недостаточно корректным и предпочитает называть их более осторожно — рифтоподобными зонами. Во-первых, в отличие от типичных рифтовых зон, относительно длительно развивающихся, как зоны расширения или длительно сохраняющихся после своего возникновения свойственные рифтовым зонам морфологические черты, эти зоны как структуры растяжения, очевидно, представляли собой сравнительно недолговечные, эфемерные образования, подвергавшиеся в ходе дальнейшего развития глубоким изменениям и нередко почти полностью утрачивавшие впоследствии свои первоначальные рифтогенные черты. Во-вторых, в силу последующих преобразований мы не можем с достаточной точностью и достоверностью воссоздать морфологию этих первоначально рифтоподобных зон, и наши представления об их вероятном строении имеют обычно умозрительный, гипотетичный и схематичный характер.

В качестве критериев, позволяющих предполагать рифтоподобный характер соответствующих тектонических зон и стадий развития геосинклинальной области, обычно используются некоторые формационные особенности образований этих стадий, такие, как присутствие обломочных, в том числе относительно грубых континентальных отложений, свидетельствующих о расчлененном контрастном тектоническом рельефе, наличие субщелочных и щелочных вулканогенных образований преимущественно основного состава, например щелочных базальтоидов, а также контрастных вулканических серий, свойственных многим современным континентальным рифтовым зонам, широкое развитие комплексов субпараллельных базитовых даек и их роев, и т. д. Надо заметить, что суждения о рифтоподобном характере соответствующих палеотектонических зон и обстановок их формирования, как правило, являются сугубо предположительными, а в некоторых случаях и весьма слабо аргументированными и соответственно малоубедительными. В особенности это касается интерпретации в качестве рифтовых гипотетичных палеоструктур, отвечающих наиболее ранним эмбриональным стадиям развития некоторых геосинклинальных областей. В ходе развития, по крайней мере, некоторых геосинклинальных областей вследствие неравномерности их горизонтального расширения во времени и его импульсного характера могли иметь место не одна, а несколько фаз усиления растяжения земной коры и формирования рифтоподобных зон. Эти зоны могли возникать не только на ранних, но также и на относительно зрелых стадиях геосинклинального процесса. На этих стадиях деструкция могла затронуть не только уже сформировавшиеся к этому времени геосинклинальные трюги, но и остававшиеся ранее относительно стабильными участки геосинклинальной области, в частности, обширные срединные массивы, расчленяя их на более мелкие блоки, разделенные новообразованными рифтоподобными зонами более молодой генерации.

В процессе дальнейшего развития геосинклинального пояса (области) рифтоподобные зоны претерпевают сложную тектоническую эволюцию, в ходе которой их первоначальная близкая к грабенообразной или раздвиговая структура усложняется и нередко до неузнаваемости преобразуется. Как правило, рифтоподобные зоны в дальнейшем расширяются, испытывают глубокое погружение и заполняются мощными толщами осадков и (или) вулканитов, превращаясь в типичные геосинклинальные прогибы различных типов — мио-, мезо-, эвгеосинклинальные, а в тех случаях, когда растяжение и деструкция коры в рифтоподобную стадию были максимальными — в офиолитовые трог (или талассогеосинклинальные прогибы), по-видимому, развивавшиеся на коре океанического типа.

На поздних стадиях геосинклинального процесса, нередко объединяемых в качестве орогенного (протоорогенного) этапа, на площади геосинклинальной области в целом постепенно возрастает роль относительных, а затем и абсолютных поднятий в отдельных ее зонах, а преобладавшее до этого горизонтальное ее расширение сменяется общим преобладанием горизонтального сжатия (хотя отдельные фазы его усиления чередуются во времени с фазами ослабления сжатия или даже некоторого растяжения, по крайней мере в некоторых зонах). При этом, подобно тому как общее расширение геосинклинального пояса (области) на ранних стадиях геосинклинального процесса (на собственно геосинклинальном этапе) не распределялось на его площади равномерно, а сосредоточивалось главным образом в некоторых — рифтоподобных зонах, преобразовывавшихся в дальнейшем в геосинклинальные прогибы, различных типов, и слабо затрагивало другие, разделявшие их блоки земной коры (в частности, срединные массивы), так и общее сжатие геосинклинального пояса (области) на поздних стадиях его эволюции (т. е. на орогенном этапе) проявлялось в нем резко неравномерно, концентрируясь в основном в пределах отмирающих геосинклинальных прогибов и сопряженных с ними линейных поднятий (геоантиклинальных зон), превращавшихся в зоны и системы зон с линейно-складчатой, складчато-надвиговой и складчато-покровной структурой, нередко сорванные со своего основания. Таким образом, рифтоподобные зоны начальных, ранних, а иногда и относительно зрелых стадий развития геосинклинального пояса представляют, по существу, «эмбрионы» будущих геосинклинальных прогибов, на месте которых, в свою очередь, в итоге возникают складчатые и складчато-покровные зоны и системы.

Как правило, в каждой геосинклинальной области в течение позднего (орогенного) этапа ее развития имеют место несколько фаз усиления деформаций сжатия; при этом «волна» максимального проявления сжатия обычно перемещается от внутренней части геосинклинальной области к ее периферии, последовательно охватывая различные ее геосинклинальные прогибы, прекращающие свое существование и, наконец, краевой прогиб. Первая половина завершающего — орогенного этапа развития геосинклинальной области всегда знаменуется господством деформаций горизонтального сжа-

тия и ее общим сужением, а также преобладанием (или значительным усилением роли) поднятий на ее площади. В этой кинематической обстановке проявления рифтообразования на раннеорогенной стадии развития геосинклинальной области, как правило, отсутствуют или относительно ограничены и локальны. Однако на поздней стадии этого этапа в пределах эпигеосинклинальной орогенной (протоорогенной) области нередко (хотя и не всегда) снова возникают отдельные зоны растяжения, выраженные, в частности, в виде линейных грабенов и целых систем грабенов и горстов, т. е. структур рифтового типа. Хотя в дальнейшем подобные зоны могут подвергаться некоторому горизонтальному сжатию, их первичная грабенообразная форма обычно не бывает полностью затушеванной, и их рифтовая природа распознается достаточно уверенно (например, триасовые грабены Урала и Зауралья). Но особенно хорошо сохраняют свою первоначальную грабенообразную структуру рифтовые зоны, возникшие в самом конце орогенного этапа или вскоре после его завершения (например, позднекайнозойская рифтовая система провинции Бассейнов и Хребтов). Для рифтовых структур, возникающих внутри подвижного пояса (области) в момент завершения в нем геосинклинального процесса или вскоре после него, автор предложил ранее наименование «эпнорогенные рифтовые зоны» [59]. Более точным является, однако, общее название «послескладчатые рифтовые зоны». Учитывая наличие среди них нескольких генераций, целесообразно называть их соответственно позднеорогенными и посторогенными послескладчатыми рифтовыми зонами.

Геосинклинальный процесс в подвижных поясах, как известно, обычно протекает весьма длительно и полициклично, и вслед за завершением одного геосинклинального «цикла», по крайней мере в пределах части территории подвижного пояса, геосинклинальный процесс может возобновиться и начаться новый геосинклинальный цикл. В связи с этим очевидно, что типичные, относительно хорошо сохранившиеся поздние и посторогенные рифтовые зоны, как правило, можно наблюдать лишь в тех подвижных поясах или их областях, в которых эти зоны возникали в конце или вскоре после завершения последнего из пережитых ими геосинклинальных «циклов».

По прекращении геосинклинального процесса подвижные пояса или их крупные области постепенно переходят во второй — постгеосинклинальный — мегаэтап своего развития. В одних из них этот мегаэтап протекает уже несколько сотен миллионов лет, в других, возможно, лишь начинается, а в ряде областей Тихоокеанского пояса и Индонезийской области еще продолжается геосинклинальный мегаэтап.

Интенсивность тектонических движений и их дифференцированность на постгеосинклинальном мегаэтапе развития подвижных поясов (или их областей) в целом существенно снижается по сравнению с геосинклинальным мегаэтапом, однако в общем они остаются значительно большими, чем на древних платформах. Обще-

принятого единого названия для структуры подвижных поясов (областей) на постгеосинклинальном мегаэтапе их развития, аналогичного термину геосинклинальный пояс (область), пока не существует. Широко распространенный термин «молодые платформы» не может быть принят как общее название для всей совокупности постгеосинклинальных структур подвижных поясов, поскольку, во-первых, многие участки последних, а именно области проявлений повторного горообразования (дейтероорогенеза) в состав «молодых платформ» не включаются [13], а во-вторых, потому, что так называемые молодые плиты, представляющие важнейший тип тектонических зон молодых платформ, возникают не только в пределах подвижных поясов, но и в пределах метаплатформенных областей. Более широкий смысл имеют предложенный Ю. М. Шейнманом термин «область завершенной складчатости» и близкий к нему по содержанию термин «эпигеосинклинальная складчатая область» (или пояс). Автор предпочитает использовать последний термин как более полно отражающий место подобных областей в процессе тектонической эволюции Земли.

В развитии эпигеосинклинальных складчатых поясов (или областей) обычно различается сравнительно кратковременный начальный или ранний этап, характеризующийся относительно высокой тектонической подвижностью и отчетливой унаследованностью движений от таковых завершающих стадий геосинклинального мегаэтапа. Нередко данный этап выделяется под названием промежуточного, или переходного между геосинклинальным и постгеосинклинальным мегаэтапами эволюции подвижных областей. На этом этапе в их пределах, наряду с другими типами тектонических структур, могут возникать и развиваться посторогенные рифтовые зоны.

Последующее развитие эпигеосинклинальных подвижных поясов (областей) может протекать по-разному. Одни из этих областей или их более или менее обширные участки вовлекаются в общее длительное погружение, по своей интенсивности нередко в несколько раз превосходящее опускания на плитах древних платформ. Вначале это погружение происходит особенно быстро и неравномерно на площади, но со временем постепенно становится более слабым и равномерным. Подобные области, получившие название «молодых плит», не обязательно «вписываются» в контуры какого-либо одного подвижного пояса, но могут накладываться на участки двух соседних поясов, а также смежных с ними метаплатформенных областей (см. ниже). Более мелкие из подобных зон погружения, представляющие собой изолированные плоские впадины, некоторые исследователи называют параплакосами [13]. Другие участки эпигеосинклинальных складчатых поясов (областей) длительно испытывают относительно слабое общее воздымание, в основном компенсированное денудацией, и морфологически выражаются в виде возвышенностей и денудационных равнин, нередко являвшихся ареной развития кор выветривания. Обширные участки этого ти-

па по аналогии со щитами древних платформ именуют молодыми щитами (или щитами молодых платформ), а сравнительно небольшие выступы складчатого фундамента — парасписами [13]. Следует заметить, что степень дифференцированности вертикальных движений в пределах подобных областей и их унаследованности от структур складчатого основания в целом значительно выше, чем на щитах древних платформ, а их общая конфигурация, в отличие от субизометричной формы щитов, является более сложной или линейной. Структуры рифтового типа для чехла молодых плит, за исключением их нижних горизонтов, а также для периодов спокойного развития выступов складчатого основания эпигеосинклинальных складчатых областей не характерны.

Наконец, некоторые, нередко значительные части последних, преимущественно те, которые испытывали ранее общее слабое воздымание, в отдельные периоды своего развития подвергаются тектонической (тектонотермальной) активизации. Она проявляется в резком усилении интенсивности и дифференцированности вертикальных движений, обычно с преобладанием на их площади поднятий, приводящих к возникновению горного, даже высокогорного контрастного рельефа, а в ряде случаев также горизонтальных движений земной коры. В зависимости от их характера могут возникать области повторного горообразования, или дейтероорогенеза различных типов. Развитие одних из них происходит в условиях некоторого общего горизонтального сжатия и выражается в сводово-глыбовых или сводовых (т. е. пологоскладчатых) деформациях верхней части (или даже всей?) земной коры (примером может служить область Тянь-Шаня в позднем кайнозое). Развитие других протекает, по-видимому, без существенной роли горизонтальной компоненты деформаций, выражаясь главным образом в неравномерных поднятиях отдельных блоков (Алтае-Саянская область?). Наконец, в третьем типе дейтероорогенез осуществляется в обстановке некоторого горизонтального растяжения (или растяжения, сопряженного со сдвиговыми деформациями) соответствующих участков земной коры. В этом случае в их пределах могут возникать континентальные рифтовые зоны, а иногда и целые системы рифтовых зон (типа Рейнско-Ронской в Западной Европе). По их приуроченности к определенным районам эпигеосинклинальных складчатых областей подобные континентальные рифтовые зоны (и системы) формально могут быть также отнесены к обширной группе постскладчатых эпиорогенных рифтовых зон, однако они существенно отличаются от ранее упоминавшихся рифтовых зон областей, завершающих или только что завершивших свое геосинклинальное развитие (позднеорогенных и посторогенных), тем, что возникают после более или менее продолжительного периода (до нескольких сотен миллионов лет) господства относительно спокойного тектонического режима. Они преимущественно не связаны с предшествующим геосинклинальным процессом, некогда протекавшим в соответствующей области, хотя, несомненно, используют воз-

никшие в ходе последнего структурно-вещественные неоднородности в земной коре. Подобные зоны по их месту в истории тектонического развития подвижных поясов могут быть названы «дейтерогенными рифтовыми зонами».

Соответственно положению подвижных поясов в глобальном тектоническом плане среди них различаются два основных типа, первый из которых характеризуется в самых грубых чертах квазисимметричным, а второй — резко асимметричным строением. Пояса первого типа, к которому принадлежат Урало-Монгольский, Северо-Атлантический и большая северо-западная часть Средиземноморско-Индонезийского, в основном располагаются между древними платформами (первые два пояса — между различными кратами Лавразийской группы, третий — между кратами Лавразийской и Гондванской групп) и по своей позиции в тектонической структуре Земли могут быть названы межкратонными, или межплатформенными подвижными поясами, а на ранних стадиях их развития они являлись межплатформенными геосинклинальными поясами. По мере того как отдельные области этих подвижных поясов заканчивали свое геосинклинальное развитие и причленялись к соседним древним платформам в качестве эпигеосинклинальных складчатых областей, образуя вместе с ними континентальные массивы, те части подвижных поясов, в которых продолжался геосинклинальный процесс, становились межконтинентальными геосинклинальными поясами или областями. Наконец, после того как на всей территории соответствующего подвижного пояса геосинклинальный мегаэтап полностью завершался и он целиком переходил в состояние эпигеосинклинального складчатого пояса, образуя внутреннюю часть континентального массива (что, например, имело место в Урало-Монгольском поясе в мезо-кайнозое), — этот подвижный пояс приобретал характер внутриконтинентального.

Пояса второго типа, к которым относятся гигантский, имеющий форму почти полного кольца или подковы Тихоокеанский и юго-восточный сегмент Средиземноморско-Индонезийского пояса (Индонезийская область) с одной стороны в основном обрамляются древними платформами, а с другой — океаническими впадинами и по своему положению могут называться периокеаническими (а также периплатформенными). На более поздних стадиях развития, когда отдельные их части переходят в состояние эпигеосинклинальных складчатых областей и включаются вместе с соседними кратами в состав континентальных массивов, те части подвижных поясов рассматриваемого типа, которые продолжают геосинклинальное развитие, приобретают характер периконтинентальных геосинклинальных областей.

Приведенное выше подразделение подвижных поясов на межкратонный (межконтинентальный) и периокеанический (периконтинентальный) типы имеет очень важное генетическое значение [110], ибо их тектоническое развитие как на геосинклинальном, так и постгеосинклинальном мегаэтапах протекает во многом по-

разному; они существенно отличаются по характеру формаций, структур, магматизма и металлогении, относительной роли зон с корой океанического типа и др. Эти типы подвижных поясов существенно различаются также по особенностям проявлений в их пределах рифтообразования и характеру свойственных им рифтовых и рифтоподобных зон. В настоящей книге мы рассмотрим проявления рифтогенеза в подвижных поясах межкратонного (межконтинентального) типа.

Другой крупнейшей категорией тектонических областей континентов являются метаплатформенные области. По степени своей тектонической подвижности и структурным особенностям они представляют собой области, переходные между подвижными поясами и древними платформами и занимают промежуточное положение между ними. До недавнего времени, пока главными типами тектонических областей континентов считались только подвижные пояса и древние платформы, вопрос о тектонической природе многих подобных областей, которые необходимо было отнести к той или иной из этих двух категорий, вызывал нередко существенные затруднения и решался разными исследователями (а подчас одним и тем же исследователем) по-разному, причем в любом случае — достаточно условно. Поскольку рассматриваемые области совмещают черты строения и развития, свойственные древним платформам и подвижным поясам, попытки их втискивания в «прокрустово ложе» этих резко противопоставляемых одна другой категорий оказываются, как правило, мало убедительными. Анализируя эту проблему, автор [62] пришел к заключению, что выделение в качестве главных тектонических областей континентов для неогена только древних платформ и подвижных областей — недостаточно, поскольку не может адекватно отразить все многообразие типов развития и структурных ансамблей, свойственных ряду естественно выделяемых крупных регионов. Эти абстрактные категории (древние платформы и подвижные пояса) отвечают лишь крайним, резко различным типам строения и развития земной коры в пределах континентов, которые в природе в действительности часто не резко разграничиваются, а связаны постепенными переходами (подобно тому как, например, связаны переходами разные типы геосинклинальных прогибов, начиная от несомненно заложенных на континентальной коре миогеосинклиналей до обладающих корой океанического типа талассогеосинклиналей или офиолитовых трогов, а магматические породы кислого состава связаны постепенными переходами с основными и ультраосновными). В связи с этим назрела необходимость в выделении, помимо древних платформ и подвижных поясов, по крайней мере еще одной крупной категории тектонических областей, переходных между ними по характеру строения и развития, набору структурных элементов, формациям и другим особенностям и занимающих обычно промежуточную между ними позицию на площади. Поскольку введение в тектоническую систематику нового понятия требовало нового термина, ав-

тор предложил для подобных областей ранее не употреблявшееся наименование метаплатформы* [62].

Необходимость выделения особой категории тектонических областей континентов по степени подвижности, характеру строения и развития промежуточных между древними платформами и геосинклинальными поясами неоднократно отмечалась различными исследователями. Под названием параплатформы такие области были выделены на территории КНР Хуан Цзи Цинем, а в последнее время о широком распространении подобных областей писал Г. П. Леонов [52]. Ю. М. Пушаровский в 1962 г. на примере развития Верхояно-Колымской области в позднем протерозое и раннем — среднем палеозое выделил их в качестве подвижных платформ. Автор считает возможным использовать для обозначения подобных областей новый термин «метаплатформа», или «метаплатформенная область», поскольку вкладывает в него более конкретное содержание.

К числу метаплатформ (рис. 1) мы относим, в частности, такие области, как Печоро-Баренцевоморская, Донецко-Североурстурская (с возможным продолжением в пределы Туранской плиты), Среднеевропейская (Североморская), Таймыро-Североземельская, Енисейско-Восточно-Саянская, Байкальская, Северо-Канадская (Иннуитско-Свердрупская), Буреино-Дунбэйская, Индокитайская, а также некоторые части Китайской платформы (s.l.). В пределах гондванских континентов к метаплатформенным областям относятся Восточно-Бразильская и Патагонская в Южной Америке, Ливийско-Нигерийская и Дамаро-Кибарская в Африке. Наконец, Верхояно-Колымская складчатая область, которую М. В. Муратов [67] называл «деформированной платформой», представляет, с точки зрения автора, пример области, по характеру строения и развития промежуточной между метаплатформами и подвижными областями, наглядно показывая, что даже выделение новой категории метаплатформенных областей оказывается подчас недостаточным и не снимает всех затруднений при попытках обоснованно квалифицировать тектоническую природу некоторых областей континентов.

Важнейшей чертой строения метаплатформенных областей (там, где оно может быть достоверно выяснено), является присутствие в них относительно «жестких» блоков или массивов с архейским или раннепротерозойским, т. е. добайкальским фундаментом (с чехлом или без чехла), которые мы называем метаплатформенными массивами, и сопряженных с ними сравнительно узких линейных подвижных зон, для обозначения которых вслед за Г. П. Леоновым [51] применяем термин «авлакогеосинклинали». На ранних стадиях развития эти зоны представляли собой глубокие интракратонные

* Греческий префикс «мета» (μετα) означает, с одной стороны — вне (сравни: физика и метафизика), с другой — отражает несовпадение с каким-то предметом или понятием или его преобразование (сравни: метаморфоза, метаморфизм).

грабенообразные прогибы с мощным осадочным или вулканогенно-осадочным выполнением, которые закладывались в условиях растяжения континентальной коры, как правило, в рифее. Позднее они подвергались деформациям сжатия, часто сопровождавшимся некой метаморфизацией вмещающих их образований и внедрением мелких интрузивных тел, и превращались в изолированные линейные складчатые зоны байкальского, каледонского, герцинского, иногда киммерийского, а в единичных случаях — альпийского возраста. Но и после своего замыкания подобные зоны нередко еще длительное время сохраняли повышенную подвижность по сравнению со смежными блоками, а в ряде случаев могли испытывать регенерацию и повторно проходить новый цикл (или даже несколько циклов) развития, принципиально сходный с предшествующим, но обычно отличающийся менее интенсивными деформациями. Легко видеть, что на ранних этапах своего развития эти линейные подвижные зоны напоминали авлакогены древних платформ (в которые они иногда переходят по простиранию), а на поздних — геосинклинальные прогибы в период их отмирания и формирования складчатой структуры, но отличались от первых большими шириной и глубиной, а от вторых — напротив, несколько меньшей шириной, а также тем, что они представляли собой единичные прогибы, не входившие вместе со смежными прогибами и геосинклинальными поднятиями в состав более сложных геосинклинальных систем. Эти черты сходства подобных зон как с авлакогенами, так и с геосинклинальными прогибами и дали основание называть их авлакогеосинклиналями. «Перерождение» последних из авлакогенов в моногеосинклинальные прогибы, в свою очередь преобразующиеся в складчатые зоны, устанавливается в процессе развития авлакогеосинклинальных зон, а также может наблюдаться при прослеживании некоторых из них по простиранию. Примером может служить Днепровско-Донецкая зона на юге Восточно-Европейской платформы, которая в своей западной части представляет типичный авлакоген, восточнее переходит в Донецкую авлакогеосинклинальную зону, претерпевшую в конце герцинского «цикла» складчатость, а еще далее к востоку смыкается с палеозойскими эпигеосинклинальными складчатыми зонами Средиземноморского подвижного пояса. В качестве других примеров авлакогеосинклинальных зон можно привести Тиманскую, Датско-Польскую, Южно-Эмбенскую в Европе, Таймырскую, Енисейскую и другие в Сибири, Цзинлинь-Дабейшаньскую в КНР, Высокого, Среднего и Сахарского Атласа в Северной Африке, Вичита, гор Ричардсона, Иннуитскую в Северной Америке и пр. К числу древнейших авлакогеосинклинальных зон следует отнести многочисленные узкие интракратонные позднепротерозойские складчатые зоны на востоке Бразилии, в Северной и Центральной Африке, вошедшие в состав огромных эпибайкальских Южноамериканской и Африканской платформ.

Нередко метаплатформенная область состоит из авлакогеосинклинальной зоны, граничащей с соседней древней платформой, и

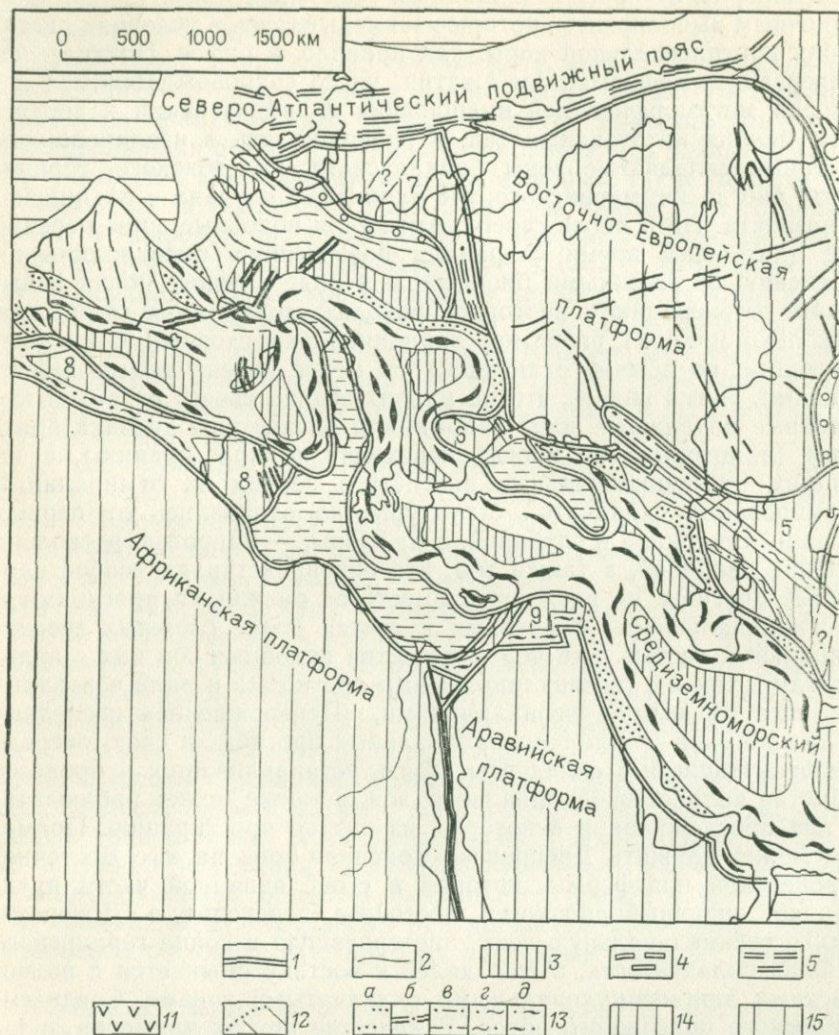
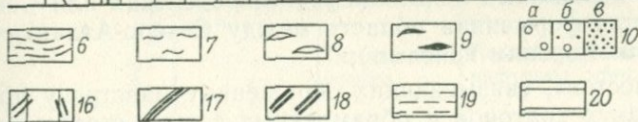
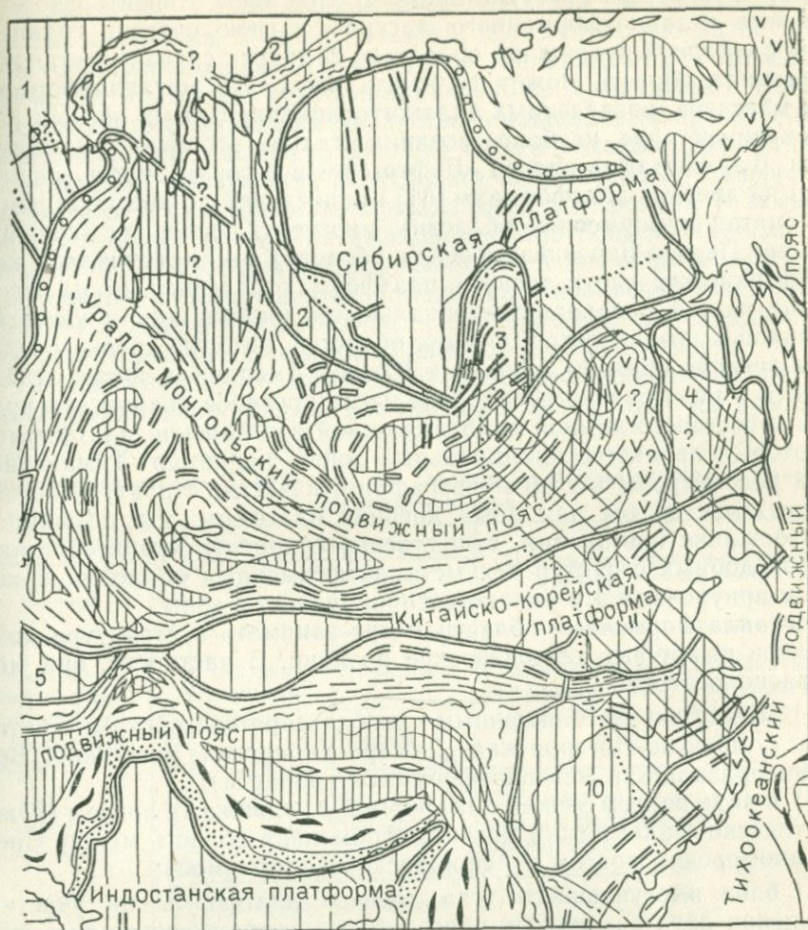


Рис. 1. Схематическая карта тектонического районирования Урало-Монгольского платформенных областей и подвижных

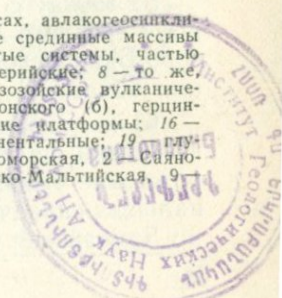
1 — границы подвижных поясов, метоплатформенных областей и древних платформ; 2 — нальных зон и метоплатформенных массивов в метоплатформенных областях, авлаогенов с допозднепротерозойским фундаментом в Урало-Монгольском поясе, допалеозойским и частично перекрытыми сингерцинским орогенным и квазиоплатформенным чехлом; 3 — то же, каледонские пояса; 4 — то же, альпийские; 5 — то же, альпийские; 6 — то же, альпийские; 7 — то же, альпийские; 8 — то же, альпийские; 9 — то же, альпийские; 10 — краевые прогибы: герцинского (а), каледонского (б), древнекаледонского (в) и альпийского возраста (д); 11 — метоплатформенные позднепротерозойские авлаогены, частично регенерированные в фанерозое; 12 — поздние боководные перикратонные впадины, частично с субокеанической корой; 13 — океанические Енисейская, 3 — Байкальская, 4 — Буренно-Дунбейская, 5 — Донецко-Южно-Туранская, 6 — Северо-Аравийская, 10 — Южно-Китайская (Янцзы),

4877



и Средиземноморского подвижных поясов и смежных с ними платформ, метапоясов (плитный чехол снят)

границы складчатых систем и срединных массивов в подвижных поясах, авлакогессинкли и межавлакогенных массивов на древних платформах; 3 — остаточные срединные массивы но палеозойским — в Средиземноморском; 4 — салаирские складчатые системы, частью ские; 6 — герцинские складчатые системы; 7 — то же, древнекеммерийские; 8 — то же, позднекеммерийского (б) и альпийского (в) возраста; 11 — позднекеммерийские вулканико-авлакогессинклинальные складчатые зоны: байкальского (а), каледонского (б), герцинские массивы и метaplatformенные области нерасчлененные; 15 — древние платформы; 16 — кайнозойские межконтинентальные рифтовые зоны; 18 — то же, континентальные; 19 — впадины. Метaplatformенные области: 1 — Тимано-Печоро-Баренцевоморская, 2 — Саяно-Мезийско-Добруджинская, 7 — Среднеевропейская, 8 — Южно-Атласско-Мальтийская, 9 — 11 — Индокитайская, 12 — Таймыро-Североземельская



расположенного по другую сторону от этой зоны относительно стабильного метаплатформенного массива, в свою очередь граничащего с соседней подвижной областью. В других случаях метаплатформенная область может включать несколько метаплатформенных массивов, разделенных авлакогеосинклинальными зонами или (по крайней мере, на более поздних стадиях развития) авлакогенами. В монографии автора «Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах» [61]) написанной до введения понятия «метаплатформенные области», многие из последних (как, например, Печоро-Баренцевоморская область) рассматривались как периферические части древних платформ, отделенные от их внутренних частей авлакогеосинклинальными зонами, или в качестве подвижных позднепротерозойских областей, которые сперва разделяли древние кратоны Африки и Южной Америки, а после складчатости в ряде авлакогеосинклинальных прогибов спаяли эти кратоны в составе огромной эпибайкальской гондванской платформы. Некоторые авлакогеосинклинальные зоны, например Тиманская, были рассмотрены в этой монографии в качестве структурных зон краевых частей тех или иных древних платформ; это позволяет, во избежание повторений, существенно сократить характеристику рифтоподобных структур тех метаплатформенных областей, к которым приурочены эти авлакогеосинклинальные зоны.

Метаплатформенные области могут занимать в структуре континентов различные тектонические позиции. В частности, они могут располагаться:

- 1) между двумя сближенными допозднепротерозойскими кратонами (Ливийско-Нигерийская, Дамаро-Кибарская, возможно, Восточно-Бразильская метаплатформенные области);

- 2) в виде полосы между платформой и подвижным поясом (Южно-Атласско-Мальтийская метаплатформенная область между Средиземноморским поясом и Африканской платформой);

- 3) близ выступающего угла древней платформы на участке сближения двух подвижных поясов (Среднеевропейская или Североморская метаплатформенная область между Северо-Атлантическим и Средиземноморским поясами);

- 4) в виде «мостов», связывающих обращенные навстречу друг другу выступы двух кратонов и обрамленных с двух сторон подвижными поясами (Донецко-Южно-Туранская метаплатформенная область между Восточно-Европейской и Китайской платформами);

- 5) между северными краями Лавразийских платформ и впадиной Северного Ледовитого океана (Таймыро-Североземельская, Печоро-Баренцевоморская, Иннуитско-Свердрупская метаплатформенные области);

- 6) на окончаниях межплатформенных подвижных поясов (и, возможно, на некоторых участках внутри их), где происходит вырождение геосинклинальных систем (и позднее — эпигеосинклинальных складчатых систем) — Карско-Западно-Сибирская, Бурейно-Дунбэйская метаплатформенные области.

В развитии метаплатформенных областей различаются два главных мегаэтапа. Ранний мегаэтап, который можно назвать авлакогеосинклинальным, соответствует авлакогенному мегаэтапу эволюции кратонов и геосинклинальному — подвижных поясов. В течение этого мегаэтапа авлакогеосинклинальные прогибы проходят цикл (или несколько циклов) своего активного развития — от заложения, растяжения и глубокого погружения до инверсии и завершающей складчатости, совпадающей по времени с замыканием соседних с данной метаплатформенной областью геосинклинальных областей. Метаплатформенные массивы на этом мегаэтапе либо сохраняют приподнятое положение, либо испытывают некоторое погружение и хотя бы частично покрываются осадками, образующими комплекс чехла метаплатформенных массивов.

На последующем — собственно платформенном мегаэтапе, который может сопоставляться с плитным мегаэтапом на кратонах

Таблица 1

Типы рифтоподобных и рифтовых зон, свойственные разным этапам развития подвижных поясов

Периоды развития подвижных поясов			Типы рифтоподобных и рифтовых зон разных этапов развития подвижных поясов		
Мегаэтап	Этап	Стадия			
Геосинклинальный (может состоять из нескольких циклов)	Собственно геосинклинальный	Начальная	Раннегеосинклинальные рифтоподобные зоны	Доскладчатые рифтоподобные зоны	
		Ранняя			
		Зрелая (поздняя)	Позднегеосинклинальные рифтоподобные зоны		
	Орогенный (протоорогенный)	Раннеорогенная	—	—	
		Позднеорогенная	Позднеорогенные рифтовые зоны		
Постгеосинклинальный	Переходный этап		Посторогенные рифтовые зоны и системы	Послескладчатые («эпиорогенные») рифтовые зоны	
	Этапы относительно спокойного (квазиплатформенного) развития		—		
	Этапы тектонической активизации (дейтероорогенные)		Дейтероорогенные рифтовые зоны и системы		

и постгеосинклинальным — в подвижных поясах, тектоническая подвижность авлакогеосинклинальных, теперь уже складчатых зон сильно снижается. Однако временами они могут проявлять повышенную тектоническую активность и, в частности, на их месте могут возникать авлакогены, а позднее, в связи с инверсией в последних, — валлообразные или глыбовые поднятия.

Подобно подвижным поясам на постгеосинклинальном мегаэтапе, метаплатформенные области или значительные их части могут вовлекаться в общее опускание, превращаясь в молодую плиту или образуя часть последней, и в их пределах формируется плитный чехол (например, в Печоро-Баренцево-морской области), перекрывающий метаплатформенные массивы, а нередко и авлакогеосинклинальные складчатые зоны. В других случаях на позднем мегаэтапе развития метаплатформенных областей или значительных их частей преобладают поднятия (например, в Байкальской области). Некоторые метаплатформенные области после более или менее длительных этапов относительно спокойного, «платформенного» тектонического режима могут временами подвергаться повтор-

Таблица 2

Типы рифтоподобных и рифтовых зон, свойственные разным стадиям развития метаплатформенных областей

Периоды развития метаплатформенных областей			Типы рифтоподобных и рифтовых зон разных этапов развития метаплатформенных областей	
Мегаэтап	Этап			
Авлакогеосинклинальный (может состоять из нескольких циклов)	«Цикл» развития авлакогеосинклинальной зоны	Ранний	Рифтоподобные авлакогеосинклинальные прогибы	Ранние авлакогены в пределах метаплатформенных массивов (?)
		Поздний (инверсионный)	Авлакогеосинклинальные складчатые зоны	
Платформенный	Относительно спокойного развития		Авлакогены, наследующие положение авлакогеосинклинальных складчатых зон и ранних авлакогенов (могут испытывать инверсию)	
	Тектонической активизации		Рифтовые зоны и системы активизированных метаплатформенных областей	
			В режиме преобладающего регионального поднятия (дейтероорогенные)	В режиме преобладающего регионального опускания

ной тектонотермальной активизации и, в частности, становится ареной континентального рифтогенеза. Проявления его на позднем мегаэтапе развития метаплатформенных областей и типы формирующихся в них рифтовых структур, как мы увидим ниже, довольно разнообразны. Молодые мезо-кайнозойские рифтовые зоны в метаплатформенных областях, могут как наследовать положение древних авлакогеосинклинальных складчатых зон, так и возникать вне их, в пределах метаплатформенных массивов.

Рифтообразование может охватывать как метаплатформенные области, испытывавшие до его начала общее слабое поднятие (например, кайнозойские рифтовые зоны в Байкальской области), так и те, в которых преобладали погружения и формировался плитный чехол (например, рифтовые зоны в Североморской области). При этом характер рифтообразовательного процесса и формирующихся в ходе его структур в значительной мере связан с особенностями развития данной метаплатформенной области на предшествующем этапе.

Изложенные выше общие представления о главных этапах тектонического развития подвижных поясов и метаплатформенных областей и типах рифтоподобных и рифтовых зон, могущих возникать и развиваться в их пределах на этих этапах, схематически показаны в табл. 1 и 2.

Глава 2

РИФТОГЕНЕЗ В РАЗВИТИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

РАИОНИРОВАНИЕ, ПРИРОДА СУБСТРАТА И ВРЕМЯ ЗАЛОЖЕНИЯ ПОЯСА

Урало-Монгольский пояс — единственный интеркратонный подвижный пояс, целиком расположенный в пределах Евразии, главным образом на территории СССР, а также Монголии и северных районов КНР. Геосинклинальное развитие на разных его участках закончилось в салаирскую, каледонскую, герцинскую, ранне- и позднекайнозойскую эпохи, и ныне он повсеместно представляет собой эпигеосинклинальный складчатый пояс. В плане пояс имеет форму, близкую к серповидной, с выпуклостью, обращенной к юго-западу в своей средней части. Длина пояса, измеренная по его юго-западному краю, достигает 9000 км. Относительно узкий северо-западный — уральский сегмент пояса имеет общее долготное простирание, в пределах наиболее широкого (до 2500 км) среднего — алтае-тяньшанского сегмента происходит поворот основного простирания на юго-восточное и широтное, осложняемый в ряде районов Казахского нагорья и Саяно-Кузнецкой области более сложными изгибами структур, а в более узком юго-восточном —

монгольском сегменте структурные зоны пояса простираются в общем субширотном и восточно-северо-восточном (в Монголо-Охотской складчатой области) направлениях (см. рис. 1).

Тектоническая позиция пояса в основном определяется наличием трех древних платформ (кратонов), служащих как бы главными элементами его «рамы»: Сибирской на северо-востоке и Восточно-Европейской и Китайской, прилегающих соответственно с запада и с юга к его уральскому и монгольскому сегментам. Однако эти кратоны непосредственно граничат с Урало-Монгольским поясом лишь на некоторых его участках. На других же участках его отделяют от Сибирской платформы Саяно-Енисейская и Байкальская метаплатформенные области, от Восточно-Европейской — южная часть Печоро-Баренцевоморской и Донецко-Южно-Туранская, а от Китайской — Буренно-Дунбэйская метаплатформенная область (?). Средний сегмент Урало-Монгольского пояса местами, например к северу от Памира, непосредственно граничит со Средиземноморским подвижным поясом, но западнее их разделяет территория Южно-Туранской плиты, входящей в состав Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области, а восточнее — Таримская платформа, или Таримский блок Китайской платформы.

В связи с различиями в характере постгеосинклинального развития в Урало-Монгольском поясе различаются четыре главных типа тектонических областей:

1) обширные выступы эпигеосинклинального складчатого основания, не испытывавшего в мезо-кайнозой значительных деформаций (Урал, Казахское нагорье);

2) молодые плиты (Западно-Сибирская, Северо-Туранская) и параплакосы (Джунгарский и др.), где складчатое основание повсеместно перекрыто чехлом недеформированных или слабо деформированных отложений;

3) мезозойские дейтероорогенные области, складчатое основание которых частично перекрыто деформированным мезозойским чехлом, образующим многочисленные впадины (Восточная Монголия, Забайкалье, Северо-Восточный Китай);

4) позднекайнозойские дейтероорогенные области, в которых сильно приподнятые выступы складчатого основания со средне- и высокогорным рельефом сочетаются с котловинами, нередко выполненными мощными кайнозойскими отложениями (Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Западная Монголия).

Тектоническое районирование складчатого фундамента большинства областей Урало-Монгольского пояса, где он выходит на поверхность, не вызывает больших разногласий. Исключения составляют территории Северной Монголии, Юго-Западного Прибайкалья и Забайкалья, тектоническое строение и время формирования структур которых трактуются по-разному из-за различий в понимании возраста и соотношений ряда комплексов, а также Монголо-Охотская область, геосинклинальный характер развития которой в мезозое оспаривают некоторые исследователи (М. С. Нагибина). Схема тектонического районирования складчатого фунда-

мента Урало-Монгольского пояса, составленная на основе общепринятых или наиболее обоснованных, с нашей точки зрения, представлений, показана на рис. 1. В ней выделяются древние (добайкальские) срединные массивы (остаточного типа), частично переработанные в позднем протерозое и палеозое, складчатые зоны и системы салаирского и каледонского возраста, наложенные на них девонские вулканические пояса и впадины, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнепалеозойского переходного комплекса (чехол массивов ранней консолидации, по М. В. Муратову; квазиплатформенный чехол, по Ю. А. Зайцеву), герцинские, древнекиммерийские и позднекиммерийские складчатые зоны и системы, а также герцинские и древнекиммерийские краевые прогибы.

Что касается областей, фундамент которых скрыт под плитным чехлом, то основные черты его структуры более или менее надежно устанавливаются для территорий Северо-Туранской молодой плиты (под ее чехлом погребен ряд древних срединных массивов, каледонских и герцинских складчатых зон), Балхаш-Алакульского и Джунгарского параплаксов (под последним предполагается присутствие древнего срединного массива), а также для западных и южных частей Западно-Сибирской плиты, чехол которых подстилают различные складчатые зоны герцинского, каледонского и салаирского возраста. Значительно менее ясны и вызывают острые споры вопросы о тектонической природе и возрасте фундамента глубоко погруженных центральной и северной частей этой плиты, где одни исследователи предполагают существование разновозрастных палеозойских складчатых зон и небольших срединных массивов [95], а другие — наличие обширного древнего массива или нескольких крупных массивов байкальского или, скорее, добайкальского возраста, уходящего на севере в пределы Карского моря [83, 84]. Этот массив (массивы) некоторые геологи предположительно считают промежуточным участком огромной протоплатформенной области, объединявшей в конце раннего протерозоя территории нынешних Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

Вопросы о природе того субстрата, на котором был заложен Урало-Монгольский подвижный (геосинклинальный) пояс, и о времени его возникновения широко обсуждаются в литературе. По первой проблеме существуют три основных представления (не считая промежуточных взглядов), которые высказываются и в отношении происхождения других внутриконтинентальных подвижных поясов.

Согласно первому представлению, заложение этого пояса повсеместно происходило на коре континентального типа, которая была раздроблена глубокими, преимущественно продольными (относительно общего простирания формирующегося подвижного пояса) разломами и стала подвергаться весьма значительным, хотя и неравномерным, особенно вкрест его простирания, погружениям. В ходе их обособились полосовидные геосинклинальные прогибы, сопряженные с ними линейные зоны относительных или абсолют-

ных поднятий — геоантиклинали, а также относительно стабильные блоки — остаточные срединные массивы. На ранних стадиях геосинклинального развития пояса его кора в пределах геосинклинальных (особенно эвгеосинклинальных) прогибов подвергалась некоторому горизонтальному растяжению, утонялась, становилась более проницаемой для подъема магмы, глубинных аномалий и тепла, и общая ширина пояса несколько увеличивалась (последнее, впрочем, допускается не всеми исследователями). Однако сплошность континентальной коры даже в основании эвгеосинклинальных прогибов не нарушалась, за исключением отдельных узких раздвиговых зон, к которым приурочены офиолитовые комплексы. Наиболее последовательно подобный взгляд высказывается Ю. А. Зайцевым [28].

Согласно второму представлению, Урало-Монгольский пояс также закладывался на коре континентального типа, но в ходе геосинклинального развития она испытывала более значительное горизонтальное растяжение, приводившее в одних зонах к более или менее сильному утонению, а в других — к полному ее разрыву и возникновению участков с новообразованной корой океанического типа. В качестве показателей былого существования последней рассматриваются зоны развития офиолитовой ассоциации. Предположительная ширина подобных зон оценивается по-разному. Одни авторы, например А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин [2], считают их относительно узкими рвами шириной не более нескольких десятков километров, а другие, например Л. П. Зоненшайн, допускают возможность раскрытия подобных зон до сотен и даже первых тысяч километров. Впоследствии на средних и поздних стадиях геосинклинального процесса в ходе общего сужения пояса эти зоны «исчезают» в результате вторичного сближения их бортов и отчасти структурно-вещественного преобразования «океанической коры» (ее континентализации). Подобного взгляда, в частности, придерживается В. Е. Хаин [111].

Наконец, согласно третьему представлению, широкие зоны с корой океанического типа уже существовали в пределах Урало-Монгольского пояса в эпоху его заложения и, очевидно, были унаследованы от предшествующих этапов геологической истории (в этом случае само понятие «заложение пояса» в значительной мере утрачивает свою конкретность). Подобный взгляд в отношении геологической истории Тянь-Шаня высказывает, например, Г. И. Макарычев [54], а Восточного Казахстана — Н. Г. Маркова, С. Г. Самыгин и др. [100]. С этими представлениями слабо согласуется широкое развитие во внутренних частях Урало-Монгольского пояса блоков с весьма древней, дорифейской корой континентального типа, рассматриваемых многими исследователями в качестве обломков древнего сиалического субстрата.

Наиболее вероятным автору представляется «умеренный» вариант второй концепции, предполагающей первично континентальный характер древнего основания Урало-Монгольского пояса, эпизодическое появление в некоторых его зонах, подвергавшихся в ходе

геосинклинального процесса наибольшему горизонтальному растяжению, относительно нешироких участков («зияний») с корой океанического или близкого к нему типа и их «закрытие» при последующем сжатии этих зон и всего геосинклинального пояса.

Вопросы о возрасте древнего фундамента, на котором был заложен Урало-Монгольский геосинклинальный пояс, и времени его возникновения также не нашли пока вполне однозначного ответа. Их решение затрудняется, во-первых, отсутствием необходимой информации для обширных территорий, а во-вторых — некоторой неоднозначностью данных, которыми мы располагаем для разных районов пояса. Континентальный метаморфический фундамент, судя по его выступам, в разных областях Урало-Монгольского пояса (Урал, Тянь-Шань, Казахское нагорье, Алтай и др.) сложен глубокометаморфизованными комплексами архейского (Кокчетавский массив, Северный Тянь-Шань, Сангилен, Западная Монголия) и менее метаморфизованными раннепротерозойского возраста (Урал), а также отчасти слабо метаморфизованными ниже-среднерифейскими образованиями (Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань) — рис. 2. Таким образом, в целом он является несколько более молодым, чем фундамент древних платформ Евразии, в основном принадлежащий архею и значительно в меньшей мере — раннему протерозою. Так, в пределах каледонид Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, по данным В. В. Киселева и В. Г. Королева [42] и Ю. А. Зайцева [28], широко распространены протогеосинклинальные комплексы нижнего протерозоя, формирование которых закончилось сильными деформациями, проявлениями регионального метаморфизма и гранитизации около 1,7—1,8 млрд. лет назад. Затем в раннем — среднем рифее в Центральном Казахстане произошла регенерация протогеосинклинального режима, завершившегося исседонской складчатостью и гранитизацией на рубеже около 1,15—1,1 млрд. лет назад. После этого наступила временная тектоническая стабилизация (между 1,1 и 0,85 млрд. лет), в период которой накапливалась фалаховая формация.

В Северном Тянь-Шане ниже (?) - среднерифейский комплекс имеет скорее характер эпикарельского квазиплатформенного чехла, сложенного обломочными толщами кварцевого состава, сланцами, водорослевыми доломитами и известняками, а также резко подчиненными ему по мощности толщами палеобазальтов траппового типа. Согласно В. Г. Королеву, эти образования в основном приурочены к прогибам, напоминающим авлакогены древних платформ. Исседонская складчатость проявилась здесь слабее, главным образом в формировании брахиморфных складок, но, как и в Казахстане, сопровождалась гранитообразованием на рубеже среднего и позднего рифея. В целом как в Центральном Казахстане, так и в Северном и Среднем Тянь-Шане к концу среднего — началу позднего рифея существовала консолидированная область с типичной континентальной корой, пережившей несколько периодов гранитизации.

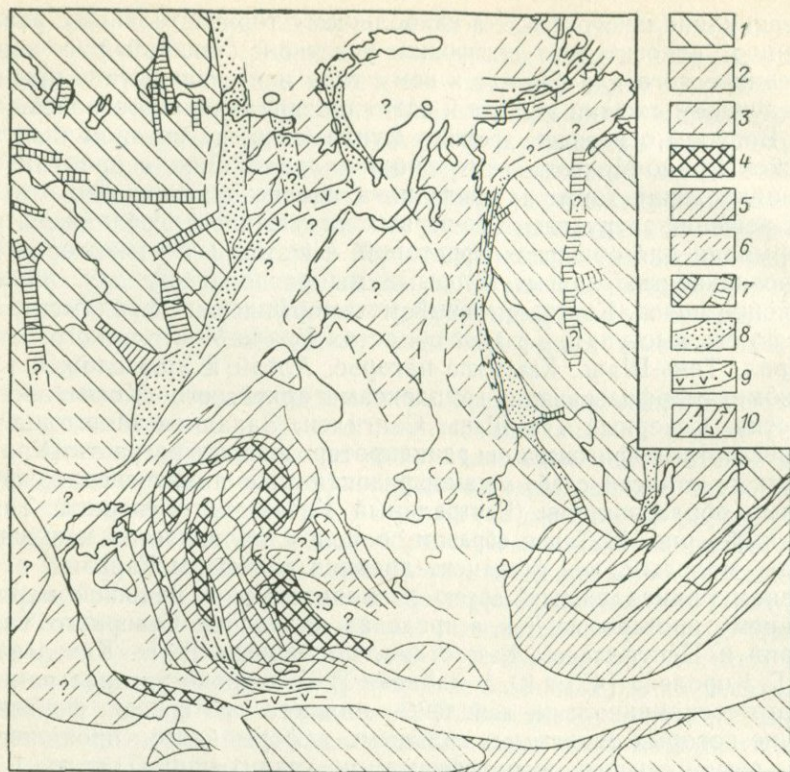


Рис. 2. Схематическая карта строения допозднерифейского основания Урало-Монгольского подвижного пояса и смежных с ним областей. Составил автор по материалам Ю. А. Зайцева, Е. Н. Алтухова, В. В. Киселева и В. Г. Королева, В. С. Федоровского, Ван Хонжена и др.

1 — дорифейский (архейско-раннепротерозойский) фундамент древних платформ; 2 — то же, в пределах Урало-Монгольского пояса и метаплатформенных областей; 3 — то же, предположительно; 4 — древнейшие (архейские) ядра; 5 — ранне-среднерифейский (исседонский) и нерасчлененный дорифейско-среднерифейский фундамент; 6 — то же, предположительно на участках глубокого погружения фундамента; 7 — ранне- и среднерифейские авлакогены на древних платформах, установленные и предполагаемые; 8 — ранне- и среднерифейские авлакогеносинклинальные прогибы с осадочным выполнением в пределах зарождающегося Урало-Монгольского пояса и метаплатформенных областей; 9 — то же, с осадочно-вулканогенным выполнением; 10 — то же, испытавшие складчатость и метаморфизм в конце среднего рифея (в исседонскую-гренильскую эпоху)

Заложение прогибов, ознаменовавшее собой начало байкало-каледонского геосинклинального цикла, произошло в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане в середине позднего рифея. Этот рубеж, по-видимому, и можно рассматривать как начало существования центральной части среднего сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса. Вместе с тем следует отметить, что, несмотря на наложенный характер байкало-каледонского тектонического плана и его существенные отличия от плана карельского этапа в Тянь-Шане и карельского и исседонского в Казахстане, прогибы поздне-рифейского, вендского и раннепалеозойского возра-

ста в этих регионах унаследовали некоторые черты структуры древнего карельского и исседонского фундамента — главным образом крупные глубокие разломы и общие простирания тектонических зон. Таким образом, существует известная преемственность тектонического развития и структурных планов на этих этапах.

В северо-восточной части среднего сегмента Урало-Монгольского пояса — в Алтае-Саянской области (на Горном Алтае, в Горной Шории, Кузнецком Алатау) установлено присутствие древнего, раннепротерозойского фундамента, породы которого метаморфизованы по большей части в амфиболитовой фации, и несогласно перекрывающих его слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ ранне(?)-средне-, позднерифейского и вендского возраста. Последние, несомненно, накапливались уже в различных зонах Урало-Монгольского пояса, и поэтому заложение данной части последнего следует, очевидно, относить к раннему (?) или среднему рифею. К среднему рифею относится и формирование прогиба Енисейского кряжа, представляющего, по-видимому, крупную авлакогеосинклинальную депрессию в пределах Саяно-Енисейской метаплатформенной области, отделяющей средний и северо-западный сегменты Урало-Монгольского подвижного пояса от Сибирской платформы. В северной части восточного, монгольского сегмента пояса — в Северной Монголии, Туве и Забайкалье, согласно Е. Н. Алтухову [3], к концу среднего рифея, как и в Центральном Казахстане, произошло замыкание последних прогибов обширной протогеосинклинальной области, существовавшей здесь на протяжении раннего протерозоя, раннего и среднего рифея, и сформировалась система гетерогенных и разновозрастных структур протерозонд с континентальной корой разной зрелости, образовавшая метаморфический фундамент этой части Урало-Монгольского пояса.

Заложение северо-западного, уральского сегмента этого пояса или, по крайней мере, его западной части началось в раннем рифее. Об этом свидетельствует широкое развитие в западных антиклинорных зонах Уральского складчатого сооружения мощных отложений нижнего, среднего, верхнего рифея и венда, накапливавшихся в глубоком прогибе, обрамлявшем с востока Восточно-Европейскую платформу. Нижнерифейские отложения в этой зоне лежат резко несогласно на гнейсовом комплексе архея — нижнего протерозоя (тараташская серия Башкирского антиклинория и пр.), сходном с породами кристаллического фундамента восточной части платформы. По мнению некоторых исследователей (например, Ф. А. Курбацкой), раннерифейские прогибы в западной части Урала еще не обладали общим выдержанным долготным простиранием и приобрели его лишь в среднем рифее.

Как видно из сказанного, заложение Урало-Монгольского подвижного пояса не было кратковременным событием, синхронным на всей его площади, но представляло собой весьма сложный и чрезвычайно длительный процесс, растянувшийся на целый миллиард лет. Если контуры этого подвижного пояса, во всяком случае, в его северо-западной половине стали намечаться уже в нача-

ле рифея и более четко обрисовались в среднем рифее (Урал), то в его внутренних частях в течение раннего и среднего рифея либо еще продолжалось развитие поздней генерации протогеосинклинальных прогибов, по существу унаследованных от раннепротерозойских и завершившееся исседонской складчатостью в конце среднего рифея (Центральный Казахстан, Тува, Северная Монголия), либо существовал относительно спокойный тектонический режим, который может быть назван квазиплатформенным (Северный Тянь-Шань). Заложение новой генерации прогибов, знаменующее собой начало геосинклинального процесса во внутренних зонах Урало-Монгольского пояса, произошло лишь в позднем рифее, а некоторых из них — даже в венде. В рамках этого длительного этапа заложения подвижного пояса, несмотря на специфические особенности развития отдельных его областей и зон, различаются несколько стадий, выраженных в виде крупных седиментационных циклов, разделенных перерывами, местами фазами тектонических деформаций и становления гранитоидов, в частности, на рубежах около 1,4; 1,1—1,0; 0,7—0,6 млрд. лет, отражающими общую ритмичность в проявлении тектонотермальных процессов на всей территории Урало-Монгольского пояса. В целом этот этап заложения подвижного пояса очень своеобразен. Как будет показано ниже, судя по особенностям формаций, магматизма и структурных элементов, его тектоническое развитие на протяжении этого этапа еще не имело типично геосинклинального характера и, по-видимому, обладало чертами, более свойственными метаплатформенным областям.

РИФТОПОДОБНЫЕ ЗОНЫ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ПОЯСА

Палеотектонические обстановки «эмбриональных», начальных стадий развития Урало-Монгольского пояса реконструируются с большим трудом, поскольку позднепротерозойские осадочные и магматические комплексы — главные источники геологической информации о них — доступны изучению на ограниченных участках, их первичная природа нередко затуманена метаморфическими изменениями, а тектонические структуры, возникавшие и развивавшиеся на протяжении этих стадий, были, как правило, глубоко преобразованы, а нередко и разорваны на изолированные фрагменты в ходе последующих сложных, обычно неоднократных деформаций. Попытки применения в целях палеотектонических реконструкций обстановок, существовавших на своеобразном этапе заложения Урало-Монгольского пояса, «актуалистических моделей», требуют большой осторожности. Для суждения о характере тектонических элементов (в основном — депрессионных) подвижного пояса на начальном этапе его развития мы обычно располагаем данными, позволяющими судить о первичном составе выполнявших их осадочных и вулканических образований (если его удастся восстановить), о приблизительных контурах и первоначальном местоположении этих элементов в тектоническом плане области (далеко не всегда),

иногда — об источниках питания терригенным материалом, о некоторых особенностях состава магматических продуктов. Вместе с тем, как правило, мы почти ничего не знаем о морфологии тектонических структур, существовавших в пределах впадин и поднятий, и об их эволюции. Естественно, что этих данных недостаточно для надежной диагностики тектонических элементов, рассматриваемого этапа и, в частности, для уверенной оценки их в качестве типичных геосинклинальных прогибов или рифтовых зон того или иного типа. Тем не менее ряд исследователей склоняется в последнее время к признанию рифтогенного характера депрессионных зон, возникавших и развивавшихся на начальных стадиях развития Урало-Монгольского пояса, в частности, в течение рифея, венда и начала палеозоя (рис. 3). Подобные представления высказывались в отношении структур северо-западной, уральской части этого пояса С. Н. Ивановым [36] и В. Н. Пучковым [78], в отношении его центральной, Казахстанско-Тяньшаньской области — А. А. Абдулиным и А. Е. Шлыгиным [2] и другими, в отношении восточной, Монгольской области — Е. Н. Алтуховым [3] и др. Широко распространенные в западных зонах Южного и Северного Урала (Башкирский антиклинорий и др.) серии терригенно-карбонатных отложений рифейского и вендского возраста мощностью до 10—15 км обычно рассматривались в качестве миеосинклинальных формаций, а одновозрастные толщи более восточной — Уралтауской антиклинорной зоны, в составе которых присутствуют также метаморфизованные вулканиды основного и кислого состава, — как мезоили эвгеосинклинальные образования. Считается, что они подверглись байкальской складчатости на рубеже докембрия и палеозоя. Однако ряд особенностей этих отложений, таких, как необычайная длительность их накопления (до 1 млрд. лет) без существенного смещения седиментационных зон и соответственно низкая средняя скорость седиментации и погружения, преобладающая роль Восточно-Европейской платформы в питании позднепротерозойского Уральского прогиба обломочным материалом, широкое развитие в нижних частях седиментационных циклов фалаховых формаций, т. е. толщ кварцевых и аркозовых песчаников, значительная роль в составе вышележащих песчано-сланцевых толщ олигомиктовых и мономиктовых песчаников и алевролитов и отсутствие кремнистых пород, мелководный карбостромовый тип карбонатных толщ, завершающих крупные циклы седиментации, как указывают С. Н. Иванов, Ф. А. Курбацкая и др., не типичны для геосинклинальных отложений и сближают рифейские и вендские отложения западных зон Урала с платформенными. Более свойственна последним, в частности синхронным отложениям на Восточно-Европейской платформе, и присутствующая в нижней части Уральского разреза венда пестроцветная спаргмитовая формация с характерными горизонтами тиллитоподобных конгломератов. Магматические образования, присутствующие в некоторых частях разреза рифея и отчасти венда, главным образом на Приполярном Урале и в Уралтауской зоне на Южном Урале (максютковский комплекс

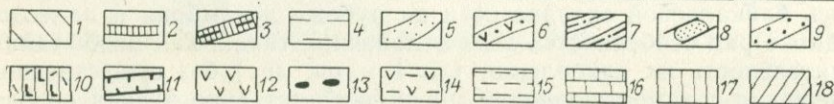
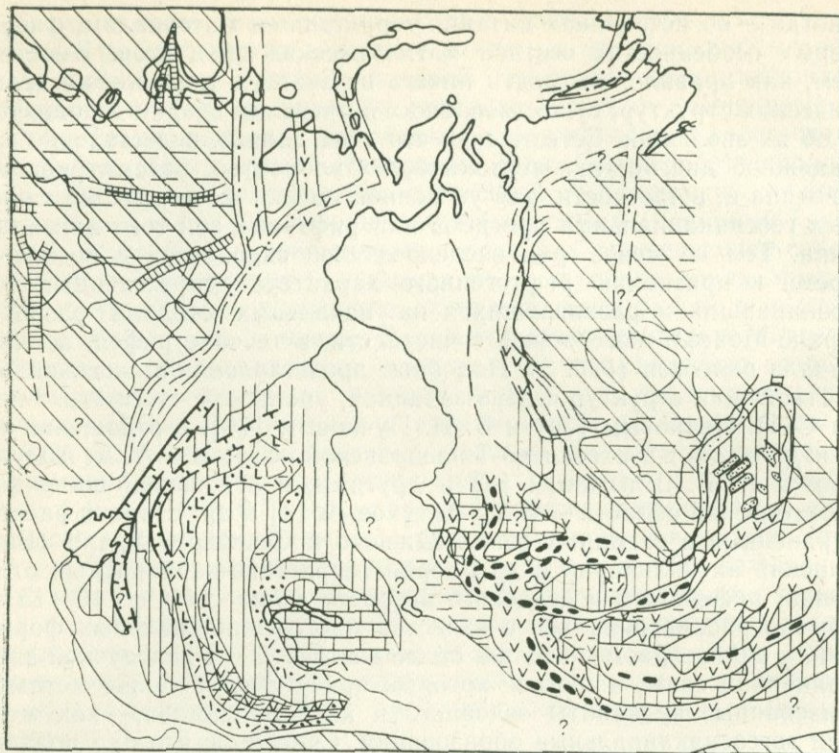


Рис. 3. Палеотектоническая схема Урало-Монгольского пояса и смежных областей для позднепрерифейско-вендского этапа

1 — древние платформы; 2 — авлакогены, развивавшиеся в позднем рифее — начале венды; 3 — то же, испытавшие инверсию в конце рифея или в венде; 4 — поздневендский плитный чехол; 5 — авлакогеосинклинальные прогибы с осадочным выполнением, развивавшиеся в позднем рифее и венде; 6 — то же, с осадочно-вулканогенным выполнением; 7 — авлакогеосинклинальные прогибы, испытавшие складчатость в конце рифея — венде или в кембрии; 8 — наложенные грабенообразные впадины в Байкальской области, выполненные грубообломочными вендскими молассами; 9 — рифтоподобные прогибы эмбрионально-геосинклинальной стадии, выполненные континентальными обломочными, в том числе грубообломочными (спарагмитовая формация) толщами; 10 — то же, выполненные наземными вулканами существенно кислого, контрастного и щелочно-базальтового состава; 11 — рифтоподобные прогибы, предполагаемые; 12 — эвгеосинклинальные прогибы с вулканогенно-кремнистым выполнением; 13 — офиолитовые рвы (зоны с разрывами континентальной коры) в них; 14 — мезогеосинклинальные прогибы с вулканогенно-осадочным выполнением; 15 — миогеосинклинальные прогибы с терригенным и кремнисто-сланцевым выполнением; 16 — миогеосинклинальные прогибы, геосинклинали и срединные массивы с карбонатной седиментацией; 17 — районы абсолютного и относительного поднятия в Урало-Монгольском поясе и смежных метаплатформенных областях; 18 — зоны с проявлениями байкальской складчатости в Урало-Монгольском поясе

и др.), выражены либо базальтами траппового типа, либо контрастными субщелочными сериями, состоящими из субщелочных базальтов, трахибазальтов, трахипаритов и комагматичных им субвулканических и гипабиссальных пород. Породы офиолитовой ассоциации отсутствуют. На рубеже раннего и среднего рифея в запад-

ной зоне Южного Урала возник Бердяушский массив гранитов рапакиви. Эти особенности состава магматических образований также не типичны для эвгеосинклинальных прогибов и более свойственны континентальным рифтовым зонам и активизированным участкам древних платформ. Многие исследователи предполагают проявление на Урале на рубеже раннего и среднего рифея, а также в конце венда интенсивной линейной складчатости, сопровождавшейся, по мнению В. А. Романова [82], развитием в пределах Башкирского антиклинория Южного Урала тектонических покровов. Эти представления, однако, недостаточно обоснованы и оспариваются некоторыми исследователями (например, С. Н. Ивановым), полагающими, что угловые несогласия между верхним протерозоем и ордовиком (нередко небольшие) свидетельствуют скорее об относительно простых складчатых или глыбовых движениях в конце венда — кембрии. Сравнительно невысокий динамотермальный метаморфизм, проявившийся на границе раннего и среднего рифея и в венде — кембрии (главным образом в зоне Уралтау), по мнению С. Н. Иванова [36], мог быть обусловлен воздействием роста мантийного диапира, вызвавшего повышение давления и температуры, а также пластическими деформациями при растяжении и разрыве континентальной коры («шейковый тип метаморфизма», по С. Н. Иванову).

В раннем рифее, согласно Ф. А. Курбацкой, зоны опусканий на Урале имели преимущественно северо-западное и субширотное простирание и являлись продолжениями авлакогенов восточной части Восточно-Европейской платформы (Абдуллинского, Камско-Бельского и др.). На рубеже раннего и среднего рифея, по-видимому, имели место некоторое сжатие и поднятие, сопровождавшееся внедрением гранитов рапакиви. Далее последовала перестройка структурного плана и впервые возникла общая долготная ориентировка палео-Уральского прогиба, ограничивавшего с востока платформу. В его поперечном разрезе Ф. А. Курбацкая различает три продольные зоны, или тектонические ступени, последовательно погружающиеся к востоку. Две западные зоны отвечают склону, или перикратонному погружению платформы, а восточная зона с проявлениями трахибазальтового вулканизма и метаморфизма рассматривается как прогиб рифтогенного типа, заложившийся на утоненной и раздробленной в процессе растяжения континентальной коре. Где находился его восточный край — недостаточно ясно, однако можно предполагать, что на месте нынешнего Восточно-Уральского (Мугоджарского) антиклинория в рифее и венде существовала древняя зона поднятия, отрезанная от Восточно-Европейской платформы при заложении Уральского рифтогенного прогиба. В пользу этого говорит широкое развитие в южной части этой зоны метаморфических толщ нижнего докембрия, несогласно перекрытых различными горизонтами палеозоя, а также признаки сноса терригенного материала с востока, фиксируемые в разрезах Башкирского и Уралтауского антиклинориев для некоторых моментов раннего, среднего рифея и венда.

Все сказанное выше о развитии западной и осевой зон Уральской складчатой системы в позднем протерозое более свойственно рифтогенным впадинам континентов, чем типичным геосинклинальным прогибам, и поэтому, несмотря на отсутствие данных о первичной тектонической структуре этих зон, мы имеем основания предполагать, что в течение рифея и, по крайней мере, раннего венда они имели рифтоподобный характер. Однако было бы неправильным отождествление их с авлакогенами древних платформ. Этому противоречат значительные размеры Уральского рифтоподобного прогиба (протяженность более 2000 км и ширина более 100—150 км), сложная продольная формационная зональность, двукратные проявления линейно-складчатых деформаций и метаморфизма и пр. Вместе с тем особенности строения и развития позднепротерозойского Уральского рифтоподобного прогиба вполне отвечают признакам авлакогеосинклинальных прогибов и, в частности, сходны с таковыми рифейского авлакогеосинклинального прогиба Тимана, характеризующегося близкой шириной, протяженностью, мощностью, формационным составом, степенью дислоцированности и метаморфизации верхнепротерозойских отложений и субщелочным характером подчиненных им магматических образований. В таком случае можно предполагать, что территория современного Урала вместе с Тиманом и нынешней Печорской впадиной по крайней мере со среднего рифея входила в состав единой метаплатформенной области.

Типично геосинклинальный этап тектонической эволюции Урала начинается в конце кембрия — ордовике, когда в обстановке возобновившегося горизонтального растяжения континентальной коры, особенно сильного в восточной мегазоне Урала, где оно привело к ее полному разрыву и новообразованию зон с корой океанического типа, закладывается и развивается субмеридиональная система многогеосинклинальных (в западной мегазоне Урала) и эвгеосинклинальных прогибов (в восточной мегазоне). По мнению ряда исследователей [32, 35, 73, 103], на начальной стадии развития (стадии заложения) в конце кембрия — начале (?) ордовика они также имели рифтогенный, грабенообразный характер и заполнялись континентальными и морскими молассоидными толщами преимущественно обломочного, плохо сортированного материала измеченной мощности, образовавшимися за счет размыва соседних участков. С ними нередко ассоциируются своеобразные по составу магматические образования, представленные щелочными калиевыми базальтоидами, щелочно-ультраосновными породами, диабазами, а также трахилипаритами. Образования этой стадии известны в ряде районов Урала — от полярного до южного его сегмента, главным образом в пределах западной, многогеосинклинальной мегазоны уральских палеозоид (уралид). Они участвуют здесь в сложении различных герцинских структурных зон, и поэтому первичная морфология раннепалеозойских тектонических форм была впоследствии весьма сильно преобразована. Кроме того, по данным И. В. Чермениновой, М. Л. Ключиной и др., они установлены на

некоторых участках зоны Восточно-Уральского поднятия, где местами сохранились реликты раннепалеозойских грабенообразных впадин, выполненных кембро-ордовикскими мелководными терригенными отложениями и вулканогенными образованиями.

Отложения начальной рифтоподобной стадии развития палеозойской геосинклинальной системы Урала в целом изучены пока явно недостаточно. Наиболее полные данные об их строении были получены Б. Я. Дембовским и др. [23] и М. Л. Ключиной [43] для западного склона Полярного Урала, где ими начинается разрез палеозоя многогеосинклинальных зон уралид — Елецкой и надвинутой на нее (аллохтонной) Лемвинской. Здесь на размытой поверхности осадочно-вулканогенных рифейско-вендских отложений видимой мощностью более 2,5 км, которые были относительно слабо или умеренно деформированы в байкальскую эпоху и подверглись в кембрии химическому выветриванию в наземных условиях (мощность коры выветривания достигает 5 м и более), несогласно залегают терригенно-вулканогенные толщи верхнего кембрия — нижнего ордовика. Мощность их варьирует в широких пределах, скачкообразно возрастая от 0,3—0,5 км над погребенными горстообразными выступами фундамента до 2—6 км в грабенообразных палеовпадинах в Елецкой и до 1,2—2 км — в Лемвинской зонах (рис. 4).

Преобладающие в разрезе маньтанырдской серии Елецкой зоны терригенные отложения имеют кварцевый, олигомиктовый и полимиктовый состав обломков и выражены конгломератами, гравелитами, песчаниками, а также алевритистыми глинистыми сланцами. Отложения часто характеризуются разнообразными косыми и волнистослоистыми текстурами и ритмичностью строения. Красноцветные осадки с относительно слабой окатанностью и сортиров-

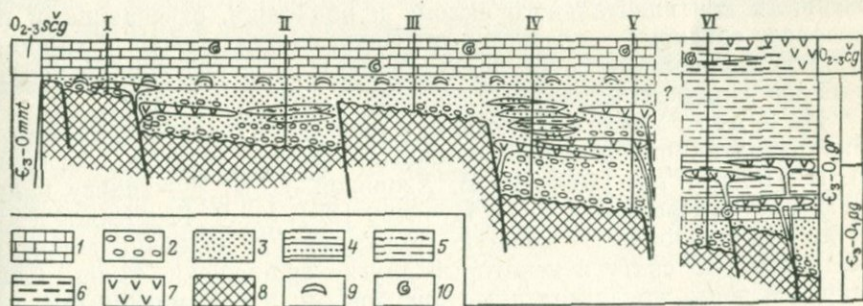


Рис. 4. Фациальный профиль верхнекембрийских — ордовикских отложений севера Урала. По Б. Я. Дембовскому и др. (1983 г.)

1 — известняки; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевриты, песчаники; 5 — алевриты, аргиллиты; 6 — кремнистые породы; 7 — вулканогенные породы; 8 — допозднекембрийское основание; 9 — местонахождение фауны ангарелл; 10 — местонахождение другой морской фауны: I—V — Елецкая зона (I — Косью-Кожимский район, II — северо-восточный склон хр. Енгане-Пе, III — р. Няня, IV — руч. Медвежий, V — р. Бол. Бадья-Шор), VI — сводный разрез Лемвинской зоны

кой кластического материала отлагались в континентальных (дельтовых, лагунных и пр.), а зеленоцветные — в прибрежно-морских условиях. Вулканыты, приуроченные в основном к участкам поперечных опусканий, где они составляют до 30% объема пород, в основном представлены потоками умеренно глиноземистых щелочных палеобазальтов натрового ряда (базальтовых и диабазовых порфиритов) и изредка — палеолипаритами (кварцевыми порфирами).

Одновозрастные обломочные отложения в Лемвинской зоне (грубенская серия) близки по составу, но в основном представлены мелководно-морскими фациями. В составе галек в конгломератах здесь, в отличие от Елецкой зоны, преобладают не кварц и кремнь, а кислые эффузивы и гранитоиды. Вулканыты в Лемвинской зоне также выражены лавами и туфами контрастной базальт-липаритовой формации. Таким образом, можно предполагать, что накопление рассматриваемых образований начальной стадии происходило в возникшей в ходе раздробления кембрийского пенеплена системе продольных (а также поперечных) узких грабенообразных впадин, разделенных горстообразными блоками, постепенно также вовлекавшимися в общее опускание. В западной части этой системы рифтоподобных структур господствовали наземные, а в более восточной — прибрежные и морские обстановки седиментации. Возможно, что еще восточнее, в восточной мегазоне Урала, испытавшей более интенсивную деструкцию и растяжение литосферы, уже в конце кембрия — начале ордовика возникли глубокоководные трогии на сильно утоненной континентальной коре или даже (в зонах ее полного разрыва) на новообразованной коре океанического типа.

Отложения рифтоподобной стадии вверх по разрезу сменяются в Елецкой зоне мелководноморскими (шельфовыми) карбонатными, а в первоначально располагавшейся к востоку от нее Лемвинской — глубокоководными карбонатно-кремнисто-сланцевыми отложениями континентального склона и подножия, отвечающими по возрасту среднему — позднему ордовику, силуру, девону и карбону и представляющими собой осадки различных структурно-фациальных зон западной, миогеосинклинальной мегазоны Урала.

На Южном Урале к отложениям начальной рифтоподобной стадии развития палеозойской геосинклинальной области, согласно А. В. Пейве и др. [103], И. В. Хворовой, С. В. Руженцеву и др. [112], К. С. Иванову и В. Н. Пучкову [35], М. Л. Ключиной [43] и др., можно отнести мощную молассоидную нижнеордовикскую кидрясовскую свиту и некоторые другие ордовикские толщи Сакмарской зоны, представленные аркозовыми и полимиктовыми, нередко косослоистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов (с галькой липаритовых порфиров, базальтов и фтанитов), а также горизонтами палеобазальтов и их гиадокластитов повышенной щелочности. Указанные исследователи рассматривают кидрясовскую свиту как типичные образования «грабеновых фаций», однако характер конседиментационных тектонических структур, к которым

они были приурочены, и их первоначальное местоположение остаются неизвестными, поскольку эти ордовикские образования в Сакмарской зоне присутствуют, по-видимому, в виде перемещенных с востока тектонических пластин.

В общем по характеру вулканических и обломочных пород позднекембрийско-раннеордовикские образования начальной рифтоподобной стадии развития Уральской палеозойской геосинклинальной области несколько напоминают рифейско-вендские комплексы Урала, но отличаются от них в целом значительно меньшими мощностями и отсутствием сланцевых и карбостромовых формаций.

В отличие от чрезвычайно длительного рифтоподобного (авлакогеосинклинального) режима в позднем протерозое, так и не сменившегося типично геосинклинальным, рифтовая стадия заложения палеозойских прогибов была на Урале весьма кратковременной и явилась лишь началом длительного развития многогеосинклинальных прогибов в западной мегазоне и эвгеосинклинальных, в том числе талассогеосинклинальных, т. е. развивавшихся на новообразованной в процессе сильного горизонтального растяжения коре океанического типа, в восточной мегазоне Урала. Процесс их развития протекал сперва на фоне преобладающего расширения Уральской геосинклинальной системы, а затем — постепенно прогрессирующего ее сокращения, осложнявшегося отдельными импульсами растяжения. Последние в основном устанавливаются по периодическим вспышкам базальтового вулканизма, но практически не фиксируются в структурной «летописи». В позднем палеозое этот процесс завершился общим сильным сжатием, приведшим к закрытию геосинклинальных прогибов, интенсивным складчато-надвиговым и покровным деформациям с общим смещением масс в верхних этажах к западу, в сторону Восточно-Европейской платформы, и мощными проявлениями позднегерцинского гранитоидного магматизма в восточных зонах Урала.

Вопрос об условиях, времени заложения и характере начальной (эмбриональной) стадии развития среднего сегмента Урало-Монгольского пояса наиболее исследован для областей каледонской складчатости Казахского нагорья [2, 28] и Северного Тянь-Шаня [42 и др.]. Согласно Ю. А. Зайцеву [28], в середине позднего рифея после еравнительно непродолжительного периода существования квазиplatformенного режима и накопления фалаховой формации в Центральном Казахстане стала формироваться система дугообразных, выпуклых к западу узких (40—100 км) линейных прогибов. Наиболее протяженная (до 2500 км) западная, Ишимско-Каратауская зона прогибов (внешняя дуга) простиралась от южных окраин Кокчетавского массива на севере, западнее Улутауского массива в средней части до Северного и Срединного Тянь-Шаня на юго-востоке, где она распадается на две зоны: южную — Чаткало-Нарынскую и северную — Каратау-Таласскую. Параллельно ей, несколько северо-восточнее заложилась Киргизско-Терская зона прогибов, на юго-востоке непосредственно сближавшаяся

с Каратау-Таласской. Наконец, еще восточнее возникла внутренняя — Джалаир-Найманско-Кендыктасская зона прогибов.

В пределах Центрального Казахстана верхнерифейские образования выражены контрастными вулканогенными формациями, в которых щелочные базальтоиды сочетаются в разных пропорциях с лавами, туфами и игнимбритами кислого, существенного липаритового состава, а также конгломератами и гравелитами мощностью до нескольких километров. По всей вероятности, эти наземные обломочно-вулканогенные образования накапливались в грабенообразных депрессиях, несомненно заложенных на континентальной коре и ограниченных и рассеянных глубокими магмовыводящими разломами; они обрамлялись и разделялись блоковыми поднятиями, резко выступавшими в рельефе и служившими источниками грубокластического материала. Проседание грабенообразных прогибов, очевидно, протекало в условиях некоторого горизонтального растяжения, позволяющего предполагать рифтоподобную природу этих узких шовных депрессионных структур. Байкальская складчатость в них не проявлялась, однако перед вендом местами имели место трещинные интрузии щелочных гранитоидов и фаза прогрева коры, приведшего к радиометрическому омоложению докембрийских образований.

Развитие прогибов продолжалось в венде, когда в их внешней зоне накапливались вулканогенно-терригенные, терригенно-кремнистые, фосфатоносные и мощные пестроцветные «спарагмитовые» толщи обломочных пород с тиллитоподобными горизонтами несортированных полимиктовых конглобрекций. Природа последних недостаточно ясна: одни исследователи рассматривают их как ледниковые образования, другие — как фангломераты, отлагавшиеся у подножий орографически выраженных поднятий; возможно, они представляют моренный материал, переотложенный временными потоками.

С начала кембрия интенсивность погружения в прогибах, заложенных в рифее, усиливается, а поступление в них обломочного материала со смежных положительных структур резко снижается или прекращается в связи с их вовлечением в общее опускание. Рифтоподобные депрессии внешних дуг приобретают в этих условиях характер типичных геосинклинальных прогибов. В кембрии — раннем ордовике в обстановке некомпенсированного проседания их ложа в них накапливаются относительно глубоководные, терригенно-кремнистые и кремнисто-карбонатные фосфатоносные осадки сравнительно небольшой мощности (лептогеосинклинальная стадия), а в среднем — позднем ордовике — мощный терригенный флиш, завершающий разрез геосинклинального комплекса.

В более восточных прогибах каледонской области Казахстана нижний палеозой выражен типичными эвгеосинклинальными образованиями, видимый разрез которых начинается мощными вулканогенными (преимущественно базальты, андезиты-базальты, выше — также андезиты) и вулканогенно-кремнистыми толщами, наиболее широко распространенными в кембрии, но присутствующими

также в некоторых горизонтах ордовика, и заканчивается терригенно-кремнистыми (нижний — средний ордовик) и терригенными флишевыми (средний — верхний ордовик) толщами, а в самых восточных районах каледонской области нижнесилурийскими моласами. Очевидно, восточная, типично эвгеосинклинальная часть каледонской области Казахстана испытала в начале палеозоя более интенсивное растяжение, которое проявилось как в заложенных еще в позднем рифее — венде, так и, возможно, возникших уже в начале кембрия геосинклинальных трогах. В некоторых из них оно было столь сильным, что привело не только к резкому утонению и повышению проницаемости континентальной коры, но и к ее полному разрыву и возникновению отдельных зон с корой океанического типа, фиксируемых в современной структуре в виде офиолитовых поясов (или гипербазитовых валов, по Ю. А. Зайцеву).

Таким образом, на территории каледонской складчатой области Казахстана в середине позднего рифея возникла дугообразная система узких тектонических депрессий, заполнявшихся грубообломочными континентальными осадками и контрастными вулканическими сериями, сложенными из субщелочных базальтов и липаритов. Формирование этих впадин, очевидно, происходило в условиях некоторого горизонтального растяжения континентальной коры, приведшего к оживлению древних или возникновению новых глубоких продольных разломов, часть которых, несомненно, рассекала всю кору вплоть до верхов мантии и имела магмовыводящий характер. Поэтому вполне вероятно, что эти узкие линейные депрессии первоначально, т. е. в конце рифея и венде представляли собой грабенообразные, рифтоподобные структуры. В дальнейшем, в ходе прогрессирующего погружения, постепенно захватившего и смежные остаточные массивы, эти рифтоподобные впадины стали превращаться в глубокие, временами не компенсированные прогибы. Более западные из них, судя по формациям и мощностям выполняющих их существенно осадочных образований, имели мио- или мезоггеосинклинальный (по Ю. А. Зайцеву — хемиэвгеосинклинальный), а в более восточной части каледонской области, где растяжение коры было наибольшим — типично эвгеосинклинальный характер или даже превратились в офиолитовые трог (рвы) с корой океанического типа.

Несколько иначе, чем в Казахстане, протекало развитие байкало-каледонских прогибов, заложенных в позднем рифее, в области Северного и Среднего Тянь-Шаня. В самой южной зоне — Чаткало-Нарынской, представлявшей собой южное звено протяженного Улутау-Нарынского вулканического пояса, верхний рифей выражен мощной наземной вулканической контрастной серией риолитов и подчиненных им базальтов; она несогласно перекрывается сланцево-карбонатными пестроцветными толщами венда с горизонтами тиллитоподобных конгломератов («спарагмитовая формация»), заключающими покровы базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Этот разрез весьма напоминает разрез западных прогибов каледонской области Казахстана на эмбриональной, рифто-

подобной стадии развития. К северу же от Чаткало-Нарынской зоны, в Северном Тянь-Шане в позднем рифее заложилась глубокие линейные прогибы, которые в основном наследовали платформенного типа впадины — авлакогены, развивавшиеся в раннем — среднем рифее, и заполнялись мощными типично геосинклинальными формациями. Эмбриональная рифтоподобная стадия развития в них почти не выражена. В Каратау-Таласском прогибе накапливались терригенно-карбонатные, частично флишевые отложения многоэпиклиналиного типа, а в более северном Киргиз-Терской — эвгеосинклинальные толщи зеленокаменноизмененных базальтов, их пирокластолитов и кремнистых пород, ассоциирующихся с мелкими телами габброидов и гипербазитов, которые перекрываются терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью до 5 км. Оба прогиба, несомненно заложены на подвергшейся деструкции континентальной коре. В Киргиз-Терской прогибе кора испытала более сильное растяжение, утонение и раздробление, не достигшее, однако, до возникновения отчетливо выраженного «рва» с корой океанического типа. В Северном Тянь-Шане на рубеже рифея и венда проявилась байкальская складчатость, сопровождавшаяся становлением плагногранитных массивов в пределах как геосинклинальных прогибов, так и обрамлявших их стабильных массивов. Однако вскоре после нее оба прогиба были регенерированы и продолжали свое развитие до конца каледонского цикла, завершившегося интенсивным сжатием и складкообразованием и мощным гранитоидным магматизмом на рубеже ордовика и силура.

В многоэпиклиналиной Каратау-Таласской зоне на байкальском основании несогласно залегает венд, представленный пестроцветными грубообломочными толщами «спарагмитового типа» с характерными для него тиллитоподобными конгломератами, а также вулканитами и туфами липаритового и трахитового состава. Этот комплекс напоминает верхнерифейско-вендские образования эмбриональных рифтоподобных прогибов Центрального Казахстана, что позволяет предполагать и сходство тектонического режима, при котором происходило накопление этих комплексов.

В кембрии — ордовике Каратау-Таласский прогиб испытывал умеренное по интенсивности погружение, аккумулируя существенно карбонатные, в начале кембрия фосфатоносные осадки.

Эвгеосинклинальная Киргиз-Терская зона в венде оставалась приподнятой, но в раннем кембрии в ней возобновилось глубокое погружение в условиях растяжения, приведшее к накоплению очень мощной спилито-кератофировой формации, выполняющей узкие трогообразные прогибы, а также вышележащих кремнисто-туфогенно-терригенных (граувакковых) отложений среднего — верхнего кембрия и терригенных, флишеидных, а затем молассоидных толщ ордовика с подчиненными им вулканитами существенно андезитового и местами щелочного состава.

Таким образом, в отличие от позднерифейско-раннепалеозойских прогибов Центрального Казахстана, в развитии которых от-

четливо обособляется сравнительно длительная эмбриональная рифтоподобная стадия с накоплением существенно континентальных обломочных и вулканических контрастных формаций, одно-возрастные им прогибы Северного Тянь-Шаня вскоре после их заложения, с середины позднего рифея начинают испытывать глубокое проседание, заполняясь очень мощными морскими эв- или миогеосинклинальными образованиями. Кроме того, погружение позднерифейско-раннепалеозойских геосинклинальных прогибов в Северном Тянь-Шане не было непрерывным, но распадалось на два цикла — позднерифейский и вендско (или кембрийско-) ордовикский, завершившиеся соответственно байкальской и каледонской эпохами сжатия, поднятия и гранитообразования. Вместе с тем байкало-каледонские геосинклинальные прогибы Северного Тянь-Шаня на всем протяжении своего развития имели характер довольно узких (первые десятки километров) трогов, ограниченных глубокими разломами и разделенных приподнятыми жесткими блоками (в том числе срединными массивами), что сближает их с авлакогеосинклинальными зонами метаплатформенных областей. Формации (контрастная вулканогенная и спарагмитовая), сходные с таковыми начальной рифтоподобной стадии развития позднерифейско-раннепалеозойских прогибов каледонской области Центрального Казахстана, появляются в Северном Тянь-Шане лишь в венде — в момент послебайкальской регенерации Каратау-Таласского прогиба, а в Срединном Тянь-Шане (в Чаткало-Нарынской зоне) — в позднем рифее и венде, что позволяет предполагать существование в этих зонах в соответствующие эпохи континентальных рифтоподобных депрессий; однако в последующее время (в кембрии — ордовике) эти зоны, в отличие от сильно углубившихся и расширившихся каледонских прогибов Казахского нагорья, либо испытали лишь умеренное по интенсивности погружение (миогеосинклинальная Каратау-Таласская зона), либо, возможно, даже приобрели характер квазиплатформенных прогибов (Чаткало-Нарынская зона).

В более восточной (Алтае-Саянской) части среднего сегмента, а также северной части восточного — монгольского сегмента Урало-Монгольского пояса к концу среднего рифея завершилось развитие последних протогеосинклинальных прогибов и на месте обширной протерозойской протогеосинклинальной области был сформирован метаморфизованный складчатый фундамент [3]. В течение позднего рифея и венда континентальная кора этой области стала подвергаться процессам деструкции, проявлявшейся на ее площади весьма неравномерно. В зависимости от различий в интенсивности горизонтального растяжения, раздробления и утонения коры здесь обособились остаточные срединные массивы, где раздробление и погружение оказались минимальными (например, обширный Тувино-Северо-Монгольский срединный массив и гипотетические более мелкие жесткие блоки в основании Минусинских и Кузнецкой впадин), отдельные рифтоподобные грабенообразные впадины, возникшие на теле срединных массивов в их внутренних

или окраинных частях (например, Хубсугульская и Дзабханская впадины), миогеосинклинальные прогибы с существенно сланцевым и кремнисто-сланцевым выполнением и эвгеосинклинальные прогибы, выполненные существенно вулканогенными формациями (например, Салаирский, Кузнецкого Алатау, Западно-Саянский, Озерной зоны Монголии, Джидинский и др.), в которых растяжение, утонение, раздробление и погружение континентальной коры были наибольшими и, наконец, офиолитовые «рвы» внутри последних, где континентальная кора оказалась полностью разорванной и возникли зоны с корой океанического типа.

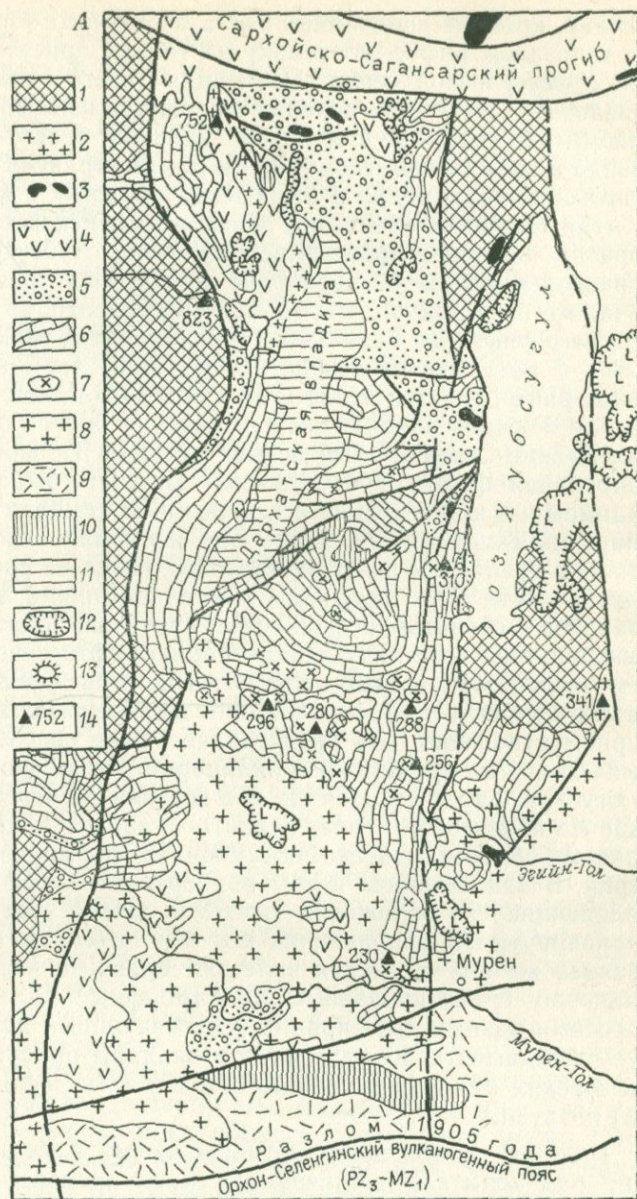
Свойственный этой области характерный решетчатый в плане рисунок системы позднерифейско-вендских рифтоподобных впадин и геосинклинальных прогибов (включая офиолитовые «рвы»), в котором сочетаются дугообразные и прямолинейные зоны субширотного, субдолготного, северо-западного и северо-восточного простирания, позволяет предполагать, что формирование этой системы грабенов, прогибов и раздвиговых зон происходило в условиях разнонаправленного горизонтального растяжения (расползания) земной коры.

Заложение и развитие салаирских и салаиро-каледонских геосинклинальных прогибов в Алтае-Саянской области и Северной Монголии протекало, как и в Северном Тянь-Шане, относительно быстро, и в развитии большинства их здесь также не удастся выделить эмбриональную рифтоподобную стадию, аналогичную установленной для каледонид Центрального Казахстана. Она хорошо выражена лишь в некоторых депрессионных тектонических зонах, где растяжение и погружение фундамента протекало относительно медленно, и развитие которых по существу остановилось на этой рифтоподобной стадии. Яркий пример такой зоны представляет Хубсугульская впадина (рис. 5), возникшая в центральной части Тувино-Северо-Монгольского срединного массива [39, 101].

Хубсугульская, или Дархат-Хубсугульская впадина, вытянутая с севера на юг примерно на 300 км при средней ширине около 80 км, наложена на гнейсово-сланцевый фундамент, сложенный разновозрастными метаморфическими образованиями от архея до нижнего — среднего рифея. Она выполнена верхнерифейской терригенно-вулканогенной дархатской серией и карбонатной хубсугульской серией, отвечающей венду и нижнему — среднему кембрию, общей мощностью до 6—9 км. Дархатская серия, приуроченная только к Дархат-Хубсугульской впадине, в основном представляет собой обломочную формацию кварцево-аркозового состава, состоящую из конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов (кластический материал которых сносился со смежных поднятий) и подчиненных им вулканитов бимодальной ассоциации, несущих явные признаки накопления в субаэральной обстановке. Они выражены высокоглиноземистыми базальтами с высоким содержанием калия и липаритами. С эффузивами тесно связаны трещинные тела субщелочных рибекитовых гранитов (абс. возраст 750 млн. лет) и мелкие массивы дунит-клинопироксенит-габбрового

Рис. 5. Схематическая карта современной структуры Дархат - Хубсугульской палеорифтовой впадины — А (по А. В. Ильину и Р. В. Волкову, 1978 г.) и ее поперечный разрез — Б (по Н. С. Зайцеву и А. В. Ильину, 1974 г.)

А: 1 — допозднерифтовый фундамент; 2—5 — отложения верхнего рифея (2 — щелочные интрузии трещинного типа, 3 — дифференцированные габброиды, 4 — вулканы бимодальной серии, 5 — аркозы); 6 — карбонатные толщи венда — кембрия; 7 — палеозойские щелочные граниты и сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты; 8 — калиевые граниты среднего — верхнего палеозоя; 9 — вулканы перми — триаса; 10 — юрские угленосные толщи; 11 — неоген-нижне-четвертичные озерные суглинки, илы, сапропелиты; 12 — кайнозойские базальты; 13 — юрские субщелочные редкометалльные интрузии; 14 — абсолютный возраст (млн. лет, К-Аг метод). Б: Rок — фундамент (окинская свита), Rd — дархатская серия, Vch — хубсугульская серия (нижняя часть), E_{1ch} — хубсугульская серия (верхняя часть)



состава, которые внедрились вдоль восточного борта впадины также в позднем рифее, поскольку их гальки присутствуют в основании хубсугульской серии. Последняя залегает на дархатской согласно, но со следами перерыва, представлена мощными толщами доломитов, которым подчинены залежи пластовых фосфоритов (венд) и известняков (кембрий) и распространена не только в Хубсугульской впадине, но и в пределах смежных с ней поднятий, где залегает непосредственно на доверхнерифейском основании. Таким образом, активное проседание собственно Хубсугульской грабенообразной впадины и заполнение ее континентальными молассами началось и происходило сравнительно недолго, во второй половине позднего рифея (в базальных конгломератах обильна галька гранитов с абсолютным возрастом 823 млн. лет), а затем в самом конце рифея (?) или венде в опускание была вовлечена и покрыта чехлом морских карбонатных отложений более обширная территория Тувино-Северо-Монгольского массива. Первоначальная грабенообразная форма Хубсугульской впадины была усложнена, по-видимому, в конце среднего или позднего кембрия, т. е. в эпоху салаирской складчатости, когда она испытала некоторое сжатие, а также в среднем и позднем палеозое, когда ее средняя и особенно южная части были прорваны многочисленными телами щелочных гранитов и сиенитов, нефелиновых сиенитов, йолитов, уртитов, указывающих на возможную регенерацию рифтогенного режима, а затем — крупными телами калиевых гранитов. Однако общий коробчатый тектонический план впадины в основном сохранился. В структурном отношении она представляет ныне своеобразный «сундучный» долготно вытянутый синклинорий, несколько расширяющийся к югу (см. рис. 5). С запада и с востока он ограничен разломами взбросо-надвигового типа, вероятно, наследующими простираание краевых сбросов, конседиментационных формированию дархатской серии. В прилегающих к ним прибортовых зонах синклинория выполняющие его отложения смяты в сильно сжатые симметрично запрокинутые в направлении его оси линейные складки. Во внутренней же его части они залегают сравнительно полого, образуя различно ориентированные брахиморфные складки, и разбиты сбросами разных простирааний, указывающими на блоковую структуру фундамента. Кое-где внутри впадины присутствуют фрагменты юрских угленосных отложений и малые субщелочные юрские (?) интрузии.

Наконец, в неоген-четвертичное время Хубсугульская впадина еще раз испытала регенерацию; в ее пределах сформировались два более узких глубоких долготных грабена — Дархатский и Хубсугульский, разделенные горстовым поднятием, которые в совокупности образовали юго-западное окончание внутриконтинентального Байкальского рифтового пояса, и происходили мощные излияния базальтов.

Таким образом, возникшая в позднем рифее на фундаменте Тувино-Северо-Монгольского срединного массива рифтоподобная

Дархат-Хубсугульская впадина на протяжении фанерозоя неоднократно обнаруживала тенденцию к возрождению.

Заканчивая краткий обзор условий заложения и начальных стадий развития разных участков Урало-Монгольского подвижного пояса, следует отметить свойственное им разнообразие структурных обстановок и конкретных особенностей тектонического процесса, которое невозможно свести к какой-либо простой универсальной схеме (модели). Вместе с тем, на этих начальных стадиях во многих случаях, хотя и не повсеместно, фиксируется существование своеобразных по формационному характеру свойственных им осадочных и магматических образований и линейных тектонических депрессий несомненно или предположительно грабенообразного, рифтоподобного типа, которые предшествуют формированию типичных геосинклинальных прогибов или постепенно превращаются в них в ходе своего развития. Для них характерны, в частности, мощные толщи разнообразных терригенных пород — от псефитов до пелитов, накопившихся в субаэральных или наземных условиях, материал которых (аркозовый или полимиктовый) сносился со смежных поднятий (или молассоидные, в частности «спарагмитовые» формации), а в некоторых случаях — также толщи мелководных доломитов и известняков со строматолитами (карбостромовые формации). С этими осадочными образованиями ассоциируются в разных количественных соотношениях вулканические образования, представленные либо базальтами (обычно повышенной щелочности), либо контрастными сериями базальт-липаритового состава, а также комагматичные им интрузивные тела.

Хотя контуры Урало-Монгольского подвижного пояса местами начали намечаться еще в раннем или среднем рифее, типичные геосинклинальные системы, которые возникли бы в это время и продолжали свое развитие в палеозое, в пределах этого пояса неизвестны. Вместе с тем, вдоль краев обрамляющих его древних платформ в раннем или среднем рифее стали закладываться глубокие эпикратонные прогибы авлакогеосинклинального типа, длительное погружение которых, проходившее без полного разрушения континентальной коры, привело к накоплению в них очень мощных мелководных терригенно-карбонатных толщ и завершилось в конце рифея или в венде относительно слабыми или умеренными по интенсивности складчатыми деформациями. Этот тип развития в позднем протерозое свойствен, в частности, западной мегазоне Урала, а также, как будет показано ниже, области Енисейского кряжа. Первая из них в палеозое была вовлечена в типичный геосинклинальный процесс, а вторая не испытала в дальнейшем значительных погружений и деформаций и вошла в состав Саяно-Енисейской метаплатформенной области.

Во внутреннем пространстве будущего Урало-Монгольского пояса в одних его областях (Центральный Казахстан, Северная Монголия) в раннем — среднем рифее продолжалось развитие ранее заложённых прогибов протогоосинклинального типа, замыкание которых, сопровождавшееся становлением массивов гранитоидов и

метаморфизмом, произошло перед поздним рифеем, в эпоху исседонской складчатости (около 1 млрд. лет назад). В других же областях в это время существовали ранее возникшие более или менее обширные приподнятые или стабильные массивы континентальной коры, по-видимому, существенно не отличавшейся от коры древних платформ. На некоторых относительно опущенных участках подобных областей в раннем (?) — среднем рифее формировался квазиплатформенный чехол, приуроченный к отдельным авлакогеноподобным прогибам (Северный Тянь-Шань); в исседонскую эпоху он подвергся слабым складчатым деформациям и воздействию гранитных интрузий, после чего в Северном Тянь-Шане, а также в Центральном Казахстане в начале позднего рифея местами вновь формировался квазиплатформенный чехол.

Заложение тех геосинклинальных прогибов и их систем, которые в своей совокупности образовали Урало-Монгольский геосинклинальный пояс, происходило в разных его зонах разновременнo. Во внутренних районах пояса, в частности в пределах салаирских и каледонских, а возможно и герцинских складчатых областей Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Монголии, оно началось почти синхронно в середине (?) позднего рифея раздроблением и растяжением коры, приведшим к возникновению системы многочисленных сравнительно узких рифтоподобных континентальных зон, но процесс дальнейшего развития этих структур в разных районах протекал с различной скоростью и интенсивностью и остановился на разных стадиях.

В некоторых других районах, которые впоследствии обособились в качестве срединных массивов, деструкция континентальной коры проявилась сравнительно слабо, и заложенные в их пределах в позднем рифее рифтоподобные впадины (например, Хубсугульская впадина на Тувино-Северо-Монгольском массиве) по существу «законсервировались» на этой ранней стадии и были лишь сравнительно слабо деформированы в эпоху раннепалеозойской складчатости. В других районах (например, в пределах каледонской складчатой области Центрального Казахстана) стадия заложения и развития эмбриональных рифтоподобных прогибов, разделенных горстообразными зонами поднятий, была довольно продолжительной (вторая половина позднего рифея — венд), но затем сменилась следующей стадией геосинклинального процесса, в ходе которой континентальная кора подверглась еще большему утонению или даже полному разрыву, а эти прогибы существенно углубились, расширились и превратились в типичные мио- и эвгеосинклинальные прогибы, в том числе офиолитовые трогии с характерным для них формационным заполнением.

Наконец, в таких районах, как Северный Тянь-Шань, ряд районов Алтае-Саянской области и Монголии, деструкция континентальной коры, углубление и расширение возникших в ходе нее линейных тектонических депрессий протекали настолько быстро, что начальная рифтоподобная стадия заложения в них почти или совсем не улавливается, и уже в позднем рифее или венде они при-

обрели характер мио- и эвгеосинклинальных прогибов (или даже офиолитовых рвов с корой океанического типа) и продолжали свое типично геосинклинальное развитие вплоть до завершивших его в тех или иных зонах салаирских, каледонских или герцинских деформаций сжатия.

Значительно позднее, не раньше позднего кембрия, началось заложение геосинклинальных прогибов в западной краевой части Урало-Монгольского пояса — в пределах герцинской складчатой системы Урала. В ее внешней (многоэосинклинальной) мегазоне с несомненностью, а во внутренней (эвгеосинклинальной) — предположительно выделяется начальная стадия деструкции континентальной коры и существования продольных (осложнявшихся поперечными) грабенообразных (рифтоподобных) прогибов, разделенных горстообразными выступами фундамента (поздний кембрий — ранний ордовик), которые в ходе дальнейшей эволюции Уральской геосинклинальной системы превратились в зоны типичного мио- и эвгеосинклинального типа.

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ И ПОСТОРОГЕННЫЕ РИФТОПОДОБНЫЕ И РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Развитие геосинклинальных прогибов и систем в Урало-Монгольском поясе, как правило, завершалось интенсивными линейными складчато-надвиговыми деформациями, которые в ряде зон сопровождалось (или даже предварялись) формированием тектонических покровов. Эти процессы, протекавшие в обстановке горизонтального сжатия, происходили неоднократно, последовательно охватывая различные прогибы и системы, главным образом во второй половине кембрия (салаирская эпоха складчатости), в конце ордовика, середине и конце силура (каледонская эпоха), на весьма ограниченных участках — в середине девона (тельбесская фаза), на обширных территориях — во второй половине раннего карбона, конце карбона и в перми (герцинская эпоха), местами — в конце триаса (древнекиммерийская или индосинийская эпоха), а в самой восточной части пояса — Амуро-Охотской области — также в конце юры и начале мела (юнокиммерийская эпоха). Главные проявления деформаций сжатия на большей части пояса отвечают концу ордовика — силуру и позднему палеозою, на его северо-западном окончании — концу триаса, а на восточном — позднему мезозою.

С главными эпохами и отдельными фазами усиления сжатия в Урало-Монгольском поясе чередовались эпохи и фазы его ослабления, а на ряде его участков — даже горизонтального расширения земной коры. Оно проявлялось в разных зонах пояса в периодическом возникновении и развитии нормальных сбросов и ограниченных ими грабенов, сопряженных с последними горстов, сбросо-сдвигов, раздвигов, т. е. различных рифтоподобных структур, и вспышках вулканических извержений продуктов, главным образом основного (базальтового), а также контрастного и кислого состава. К важнейшим из подобных эпох относятся девонская, последовав-

шая за завершением каледонской складчатости (ранний — начало среднего девона и конец среднего — поздний девон, местами разделенные фазой тельбесской складчатости или отвечающей ей паузой), позднекаменноугольно-пермская и триасовая, следовавшие за главными пароксизмами герцинской складчатости, и ранне-среднеюрская, следовавшая за древнекиммерийской эпохой сжатия. Наиболее отчетливо проявления раздробления и растяжения земной коры, а также сопутствовавшие им вспышки наземного вулканизма выражены в областях, завершивших перед этим геосинклинальное развитие и превратившихся в складчатые области соответствующего возраста. Так, в областях каледонской складчатости s.l. (включая в них салаирские складчатые зоны) частичная деструкция коры, формирование глыбовых структур растяжения, нередко сопровождаемые резкой активизацией наземного вулканизма, имели место в раннем — начале среднего девона, а также во второй половине девона, в областях герцинской складчатости, в зависимости от времени ее проявления — в позднем палеозое или триасе и т. д.

Девон. Процессы раздробления и дифференцированных блоковых движений земной коры в областях каледонской складчатости Казахстана и Кузнецко-Саянской области начались в раннем девоне и продолжались с перерывами почти до конца девонского периода (рис. 6). В обеих областях этим процессам предшествовал период общего поднятия зон каледонской (и салаирской — в Кузнецко-Саянской области) консолидации, сменившейся в начале девона возникновением многочисленных грабенообразных впадин линейной или угловатой формы, ограниченных регенерированными или новообразованными сбросами различных простираций. Одновременно начинаются мощные наземные вулканические извержения, продолжавшиеся до середины девона и сопровождавшиеся становлением массивов гранитоидов. Во второй половине девона магматическая активизация ослабевает и прекращается, но проседание впадин и заполнение их мощными обломочными толщами континентальных красноцветных моласс продолжается в Кузнецко-Саянской области до конца девона, а в каледонской области Казахстана после локально проявившейся на ее окраинах тельбесской складчатости в течение живетского и франского веков формируется новая генерация молассовых впадин различных простираций, густой сетью покрывающая всю площадь эпикаледонского массива. Наряду с чертами сходства в характере структурных форм, формациях и характере магматизма эпикаледонских массивов Казахстана и Кузнецко-Саянской области в течение девона, между ними существует ряд отличий. В пределах эпикаледонского массива Казахстана она как бы «индуцируется» со стороны окаймляемой им с трех сторон Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной области: именно в прилегающей к ней широкой зоне этого массива раньше всего начинаются интенсивные наземные извержения и формируется подковообразный девонский краевой вулканоплутонический пояс Центрального Казахстана; лишь позднее,

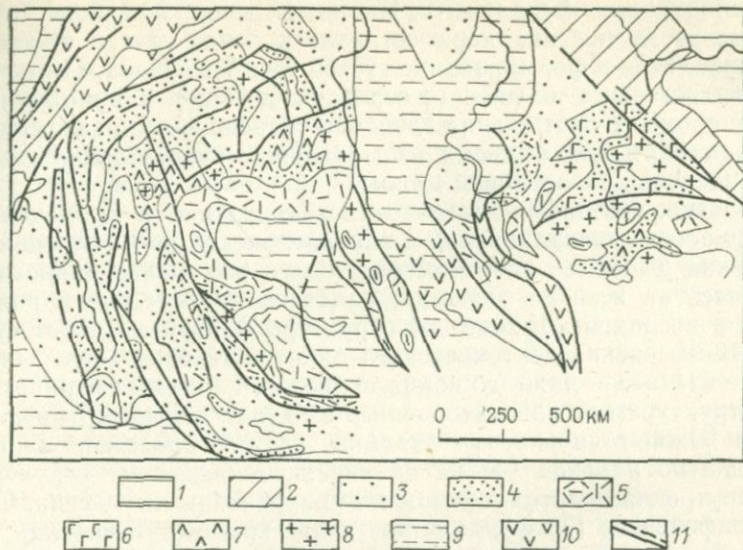


Рис. 6. Палеотектоническая схема средней части Урало-Монгольского пояса (Южный Урал, Казахское нагорье, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область) для раннего и среднего девона

1 — древние платформы; 2 — Саяно-Енисейская метаплатформенная область; 3—10 — Урало-Монгольский пояс (3—8 — области додевонской консолидации; 3 — приподнятые участки, 4 — впадины, выполненные континентальными обломочными отложениями, 5 — преимущественно липарито-дацитовые наземные вулканогенные формации, 6 — то же, трахибазальтовые, 7 — то же, базальт-андезито-базальтовые, 8 — интрузии гранитоидов и щелочных пород), 9—10 — герцинские геосинклинальные прогибы: 9 — миогеосинклинальные (с накоплением преимущественно вулканогенных формаций толеит-базальтового, контрастного и дифференцированного состава); 11 — крупные активные разломы

после некоторой структурной перестройки, связанной с проявлениями тельбесской фазы складчатости, которая затронула и этот пояс, «волна» раздробления коры и формирования многочисленных линейных и брахиморфных грабенообразных впадин распространяется на более северные, западные и юго-западные части эпикаледонского массива. При этом значительная часть обломочного материала приносится в них с вулканических сооружений пояса. Примечательно, что если в пределах вулканического пояса доминируют игнибриты, туфы и лавы кислого липарит-дацитового состава, сопровождаемые массивами комагматичных им гранитоидов, то к северу, западу и югу от него среди девонских моласс присутствуют толщи щелочных базальтов и андезитов-базальтов. Эта отчетливо выраженная на площади и во времени асимметрия строения и развития эпикаледонского массива Казахстана указывает на то, что в его внутренней зоне, прилегающей к Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, земная кора оказалась к началу девона сильно прогретой; в ней возникли мощные очаги палингенной магмы и раньше всего началось раздробление и вулканотектоническое

проседание блоков фундамента. Напротив, в широкой более внешней зоне этого массива кора оставалась относительно холодной, ее раздробление и формирование густой сети грабенобразных впадин началось здесь позднее (с середины девона), а приоткрывавшиеся в процессе растяжения глубокие трансформные разломы служили каналами для подъема из мантийных очагов значительных порций щелочно-базальтовой магмы.

Напротив, тектоно-магматическая активизация в Кузнецко-Саянском массиве эписалаирской и эпикаледонской консолидации являлась как бы более «автономной», более или менее равномерно проявилась на всей ее площади, началась повсеместно в раннем девоне, и возникшие в ходе нее структуры развивались без существенных изменений тектонического плана в течение всего девона, а в ряде случаев — даже до конца палеозоя. Главными отрицательными структурами были заложенные в начале девона крупные Северо- и Южно-Минусинская впадины, своими краевыми частями дискордантно наложенные на салаирские складчатые структуры, но во внутренних частях, возможно, приуроченные к массивам допозднерифейского (?) фундамента, менее крупные Тувинская, Уймено-Лебедская, Тоджинская и другие впадины, отчасти наследующие раннепалеозойские прогибы, а также узкий линейный Агульский грабен северо-западного простирания, приуроченный к зоне Главного Восточно-Саянского разлома. Аналогичные впадины, многие из которых имеют форму грабенов (Хантайширский грабен и др.) и односторонних грабенов, формировались в девоне в пределах салаирских и каледонских складчатых систем Северной Монголии, образующих юго-восточное продолжение Кузнецко-Саянского массива байкало-каледонской консолидации. Кроме того, в западной краевой части этого массива вдоль границы с герцинской геосинклинальной областью в девоне возникла сравнительно неглубокая, но впоследствии в позднем палеозое испытывавшая очень значительное опускание Кузнецкая впадина. Как и Минусинские впадины, она, возможно, приурочена к жесткому блоку допозднерифейского фундамента. Между этими впадинами в девоне располагались глыбовые и сводово-глыбовые поднятия, служившие источниками обломочного, в том числе грубообломочного материала, сносимого во впадины, но временами частично покрывавшиеся продуктами девонских наземных извержений и прорывавшиеся многочисленными относительно мелкими интрузивными телами гранит-граносиенитового, аляскитового и щелочно-гранитового, а также щелочно-сиенитового, нефелин-сиенитового и габбро-сиенитового состава. Приподнятая область Кузнецко-Саянского эписалаиро-каледонского массива в раннем девоне испытывает раздробление глубокими, в значительной мере возрожденными разломами. Начинается проседание ряда ограниченных ими впадин, по крайней мере часть которых несомненно имеет характер грабенов или односторонних грабенов, и мощная наземная вулканическая деятельность, продукты которой во впадинах тесно сочетаются с континентальными молассами. В наиболее глубоких Минусинских впадинах, воз-

никших внутри области салаирской консолидации и, возможно, приуроченных к еще более древним массивам, вулканогенные толщи, согласно И. В. Лучицкому (1960 г.), выражены трахибазальт-трахиандезитовой формацией мощностью до 3 км. В составе ее преобладающую роль играют породы основного состава (оливиновые базальты, трахибазальты), подчиненную — среднего, но присутствуют также типично щелочные породы — тешениты, нефелиниты, фонолиты и др. Ближе к смежным поднятиям она замещается порфировой формацией, в основном сложенной андезитовыми порфиридами, трахитовыми порфирами, кварцевыми альбитофирами и кератофирами при подчиненной роли диабазовых и лабрадоровых порфиритов (палеобазальтов). Порфировая формация присутствует также в основании девона унаследованных Тувинской, Уймено-Лебедской и других впадин. Таким образом, можно предполагать, что если кора Минусинских впадин, т. е. глубоких грабенов, возникших на салаирском фундаменте, была относительно холодной и почти не участвовала в питании вулканических аппаратов, «снабжавшихся» из мантийных очагов субщелочной базальтоидной магмы, то в пределах впадин, возникших на более молодом каледонском фундаменте, а также зон относительных поднятий, наряду с последними существовали также анатектические очаги кислой магмы в относительно более прогретой коре, игравшие важную роль в формировании как вулканических толщ, так и массивов гранитоидов и щелочных гранитоидов. В середине девона вулканические извержения в Кузнецко-Саянской области затихают, но в глубоких впадинах (Минусинских, Тувинской) седиментация не только не прекращается, но даже несколько усиливается, хотя обломочный материал постепенно становится более тонким и в нем появляются карбонатные прослои. По-видимому, раздробление и горизонтальное растяжение коры прекращается, и ведущую роль в тектонических деформациях приобретают контрастные по знаку вертикальные подвижки блоков коры при общем усилении роли погружения.

Следует обратить внимание на особенности конфигурации и ориентировки девонских грабенообразных впадин и зон интенсивного вулканизма. В Централно-Казахстанской области — это преимущественно линейно-вытянутые зоны северо-западного и северо-восточного простираения, коленчато сочленяющиеся и в целом образующие концентрическую систему угловатых дуг, наиболее внутреннюю из которых образует девонский вулканический пояс. В Кузнецко-Саянской области — это впадины неправильной угловатой, иногда звездчатой, клиновидной или линейной формы, смыкающиеся к глубоким, вероятно магмовыводящим разломам северо-восточного, субширотного и северо-западного простираения. Оба этих структурных рисунка нельзя объяснить ориентированным растяжением массивов земной коры, но естественно связать с их разнонаправленным горизонтальным движением или «расползанием». Важно подчеркнуть, что одновременно с заложением наложенных впадин и началом мощного наземного вулканизма в пределах Централно-Казахстанского и Кузнецко-Саянского массивов в ран-

нем — начале среднего девона, а затем в конце эйфельского века и живетском веке происходила резкая активизация вулканизма и проявились явные импульсы горизонтального расширения коры (вплоть до новообразования отдельных зон с корой океанического типа) в ряде герцинских геосинклинальных зон Урало-Монгольского пояса (восточная эвгеосинклинальная мегазона Урала, Иртыш-Зайсанская система, включая Рудный Алтай, Ануйско-Чуйская зона и др.). В частности, в ранее заложенном Магнитогорском зеленокаменном прогибе Южного Урала, согласно новейшим данным В. А. Маслова (1984 г.), в позднем эйфеле и живетском веке после продолжительной паузы произошли самые интенсивные пароксизмы подводных извержений, приведшие к формированию мощных вулканических формаций — контрастной баймак-бурибаевской, затем базальт-андезито-базальтовой ирендыкской и вновь контрастной вулканогенно-кремнистой карамалыташской. В самом же южном, наиболее узком южно-мугоджарском сегменте Магнитогорского прогиба к позднему эйфелю — живету относятся раздвиг и новообразование зоны с корой океанического типа шириной 20—40 км, выраженной на поверхности комплексом параллельных даек и излившимися в глубоководных условиях подушечными базальтовыми лавами [32]. Интересно, что эта своеобразная узкая спрединговая зона красноморского типа впоследствии почти не подверглась сжатию.

Наконец, необходимо отметить некоторое сходство в развитии в течение девона консолидированных массивов внутри Урало-Монгольского пояса и этого подвижного пояса в целом и обрамляющих его Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Как и эти массивы, древние платформы в конце силура — начале девона были почти повсеместно приподняты, а затем в течение девона стали испытывать прогрессирующее погружение, сопровождавшееся существенной перестройкой структурного плана и заложением (или возрождением) ряда различно ориентированных линейных рифтоподобных впадин — авлакогенов; этот процесс активизировался в живетском — франском веках (т. е. после тельбесской фазы) и сопровождался на обеих платформах довольно мощными проявлениями базальтового и трахибазальтового вулканизма, а также формированием щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа [61]. Одновременное проявление и общая ритмика процессов раздробления, растяжения земной коры, образования глубоких, ограниченных сбросами впадин и резкая интенсификация вулканизма (в подавляющей части — основного, а местами — контрастного или кислого) в пределах консолидированных массивов геосинклинального пояса и соседних платформ, очевидно, могут найти наиболее естественное объяснение в предположении об общем, двухфазном горизонтальном расширении земной коры (в первой и второй половине девона) на огромной тектонически разнородной территории Северной Евразии. Многие из девонских рифтоподобных впадин в салаиро-каледонской Кузнецко-Саянской области относительно хорошо сохранили свою конфигурацию в плане, однако их первичная мор-

фология была существенно осложнена и искажена при последующих импульсах сжатия и дифференцированных вертикальных подвижках, имевших место в самом конце герцинского цикла, т. е. в конце палеозоя — триасе, а также в мезозое. В результате внутри впадин возникли усложняющие структуру выполаживающих их средне- и верхнепалеозойских отложений пологие брахморфные складки, первично-сбросовые ограничения впадин преобразовались в ряде мест на взбросовые, а в Кузнецкой впадине (краевом прогибе), непосредственно граничащей на северо-западе и западе с герцинскими складчатыми зонами, вдоль их бортов возникли даже пологие надвиги. Значительно сильнее преобразованными оказались впоследствии девонские рифтоподобные структуры в каледонской области Центрального Казахстана: в значительной своей части они были замаскированы трансгрессивно залегающим «квазиплатформенным» чехлом фаменско-нижнекаменноугольных, а местами и верхнепалеозойских отложений и переработаны позднегерцинскими складчато-глыбовыми деформациями (например в Сарысу-Тенгизской глыбово-складчатой системе).

Следующие генерации рифтогенных структур растяжения — позднепалеозойского и триасового возраста — связаны с завершающими стадиями орогенного этапа развития герцинских геосинклинальных систем Урало-Монгольского пояса и возникали вскоре после главных пароксизмов сжатия в последних, а также в пределах некоторых областей более ранней консолидации в этом поясе (каледонид, салаирид и докембрийских массивов). Эти позднеорогенные рифтовые структуры, однако, нередко впоследствии перерабатывались в ходе позднейших, финальных деформаций сжатия (в частности, древнекиммерийских), которым подвергались те или иные области Урало-Монгольского подвижного пояса.

Поздний карбон — пермь. Позднеорогенные и посторогенные рифтовые структуры конца герцинского цикла наиболее отчетливо выражены и изучены в субширотной герцинской складчатой системе Южной Монголии и прилегающей к ней области салаирской консолидации Центральной и Северной Монголии, а также в долготной герцинской складчатой области Урала и Зауралья. В первой (Монгольской) области рифтогенные структуры в основном возникали в конце карбона, и главным образом в перми, во второй (Уральской) они формировались главным образом в триасе и нередко продолжали развиваться в ранней и местами средней юре. Эти различия связаны с разновременностью завершения герцинского цикла в Монгольском и Уральском регионах. Менее отчетливые проявления рифтогенного режима в позднем палеозое (главным образом в перми) и раннем триасе отмечаются в пределах некоторых районов Тянь-Шаня, Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской областей Казахстана.

Субширотная, несколько выпуклая к югу, в плане геосинклинальная складчатая система Южной Монголии, продолжающаяся на северо-западе в виде Иртыш-Зайсанской системы Восточного Казахстана (Зайсан-Гобийская система, по В. Е. Хайну [108]),

сложена эвгеосинклинальными формациями среднего палеозоя с широким развитием вулканических образований, а также пород офиолитовой ассоциации в некоторых зонах. Напряженная линейно-складчатая структура, осложненная продольными надвигами и тектоническими покровами, в основном (за исключением крайней южной, Внутренне-Монгольской зоны) была сформирована в этой системе в процессе сильного сжатия в середине раннего карбона (деформации саурской, или судетской, фазы). Севернее Южно-Монгольской системы герцинид в пределах Центральной и Северной Монголии располагалась широкая салаирская складчатая область; среднюю ее часть занимал наложенный раннегерцинский Хангай-Хентейский прогиб, к концу среднего палеозоя закончивший свое развитие и превратившийся в одноименный синклиниорий.

С конца раннего или среднего карбона в монгольском сегменте Урало-Монгольского пояса начинают формироваться осадочно-вулканогенные образования, отвечающие орогенному этапу герцинского цикла. Они повсеместно залегают с резким несогласием на разновозрастном складчатом основании (в Южной Монголии — раннегерцинском, а в Средней и Северной Монголии — в основном салаирском) и выполняют многочисленные наложенные межгорные впадины типа мульды, брахисинклиналей и грабенных, обычно вытянутые согласно с простираемостью структур основания [65, 101, 120].

В Южно-Монгольской (герцинской) мегазоне среди герцинских орогенных образований различаются три комплекса; они отвечают разным стадиям орогенного этапа и, очевидно, накапливались в различной тектонической обстановке.

Нижний комплекс (верхи нижнего — среднего карбона) представлен мощными вулканитами нормального известково-щелочного ряда (базальты, андезиты-базальты, андезиты, дациты, липариты) и их пирокластолитами, образующими несколько серий, обычно го-модромного строения, а также подчиненными им обломочными толщами молассового типа (конгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты) общей мощностью до 2—2,5 км. Эти образования выполняют многочисленные довольно обширные (до 150—200 км длиной и до 20—50 км шириной) впадины, разбросанные по всей ширине Южно-Монгольской мегазоны, а первоначально, вероятно, покрывали значительную часть ее площади.

Средний комплекс с перерывом залегает на вулканитах и молассах нижнего комплекса или несогласно — на среднепалеозойском складчатом основании и выражен наземными вулканогенными сериями верхнего карбона — нижней перми мощностью до 2—3,5 км, сложенными из субщелочных пород контрастного (бимодального) состава (миндалекаменные субщелочные оливиновые базальты, андезиты-базальты и трахибазальты, с одной стороны, и трахилипариты, комендиты, пантеллериты — с другой), с небольшим преобладанием основных пород. С породами этого вулканогенного комплекса связаны продольные пояса параллельных даек, сложенных аналогичными им субщелочными породами основного и кислого состава, а также массивы субщелочных и щелочных гра-

нитов. В отличие от образований нижнего комплекса, контрастные вулканиты среднего комплекса приурочены к двум относительно узким (до 50—70 км) продольным зонам, одна из которых протяженностью более 1500 км лежит в средней (осевой) части Южно-Монгольской системы герцинид, а другая, менее четкая и протяженная, простирается вдоль ее границы с салаиридами Центральной Монголии (рис. 7). По-видимому, первоначально контрастные вулканиты покрывали значительные части площади этих полосовидных зон, но впоследствии были сильно размыты и сохранились главным образом в пределах ряда частных субширотных грабенов шириной от 6—8 до 20 км при длине до 50 км и более. Согласно В. В. Ярмолюку [120], эти грабены, как и зоны их развития в целом, закладывались в период вулканических извержений, приведших к формированию среднего комплекса. На это указывают изменения мощностей вулканитов вкостр простираения этих структур и приуроченность к ним поясов параллельных даек, использовавших

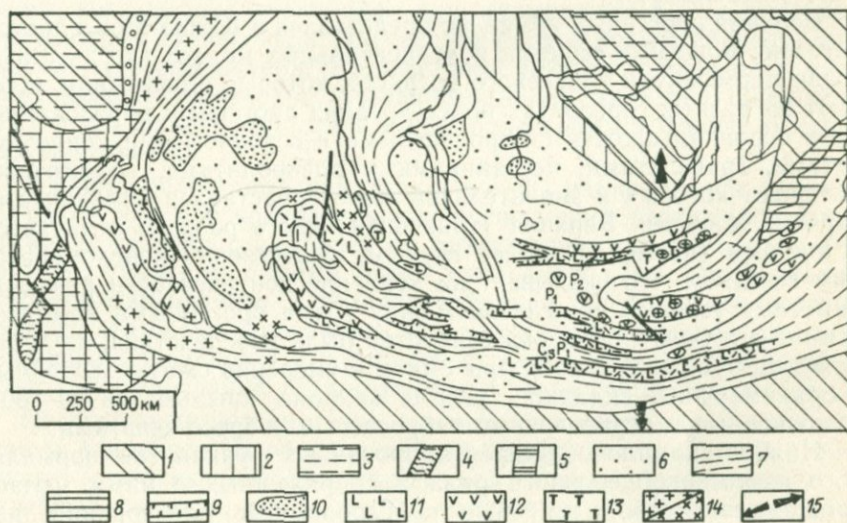


Рис. 7. Палеотектоническая схема центральной и восточной части Урало-Монгольского пояса для перми и структурное положение пермских рифтовых зон Монголии. Составлена по материалам В. В. Ярмолюка, А. М. Курчавова, Тон Чонгуана и др.

1 — древние платформы; 2 — метаплатформенные области; 3 — пермский чехол платформ и метаплатформенных областей; 4 — грабены в метаплатформенных областях; 5 — Мангыш-лакский авлакогеосинклинальный прогиб, заложенный в позднепермское время; 6—14 — Урало-Монгольский пояс: 6 — срединные массивы, салаириды и каледониды, 7 — герцинические складчатые зоны, 8 — позднегерцинические миогеосинклинальные прогибы, 9 — вулканические рифтовые зоны (время возникновения и интенсивного погружения показано индексами возраста), 10 — наложенные впадины, выполненные пермскими молассоидными континентальными отложениями, 11 — вулканические пояса, впадины и рифтовые зоны, выполненные наземными вулканитами контрастной (бимодальной) щелочной ассоциации, 12 — то же, андезит-дипаритовой, 13 — то же, существенно трахибазальтовой, 14 — интрузии нормальных и щелочных гранитоидов; 15 — основные направления относительных горизонтальных перемещений Сибирской и Китайской платформ в перми, контролировавшие возникновение и развитие наземных грабенов Монголии

при своем внедрении многочисленные приоткрывавшиеся продольные трещины и крутые разломы. Дайки располагаются перпендикулярно к подошве вулканитов среднего комплекса и, по крайней мере частично, представляют собой жерловые фации трещинных извержений. Наиболее многочисленны они в субстрате среднего комплекса, где площадь даек или отношение их суммарной мощности к общей ширине дайкового пояса (роя) достигает 25—30%, что указывает на соответствующий масштаб горизонтального расширения грабенообразной зоны в период формирования контрастного вулканического комплекса. Общий объем его пород только в южной (Гоби-Тяньшанской) грабенообразной зоне по оценке В. В. Ярмолюка составляет не менее 15 000 км³. Кроме двух продольных грабенообразных зон, средний вулканический комплекс присутствует кое-где в разделяющей их относительно приподнятой полосе, однако обладает здесь меньшей мощностью и выражен вулканитами среднего и умеренно кислого состава. Щелочные базальтоиды, трахилипариты, а также интрузии щелочных гранитов в этой полосе отсутствуют.

Верхний орогенный комплекс представлен в Южно-Монгольской мегазоне мощными сериями континентальных моласс (до 2—3 км) позднепермского и триасового возраста, которые с разрывом залегают на разных горизонтах более древних орогенных образований. Он в основном сложен пестроцветными и сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, обломочный материал которых в значительной мере представлен вулканитами карбона и перми. Верхняя (триасовая) часть разреза отличается от нижней (пермской) более грубым, существенно конгломератовым составом, что указывает на усиление контрастности рельефа. Заметные угловые несогласия между тремя орогенными комплексами отсутствуют, и все они совместно были впоследствии, по-видимому, на рубеже триаса и юры смяты в умеренно сжатые линейные и брахиморфные складки с углами наклона крыльев до 30—60°, осложненные и ограниченные взбросами и взбросо-сдвигами.

Нижний комплекс дифференцированных вулканитов нормального известково-щелочного ряда и сопряженных с ними моласс представляет собой типичные раннеорогенные образования, накопившиеся вскоре после главной складчатости в обширных межгорных впадинах, которые формировались в обстановке относительно слабо дифференцированных вертикальных движений и, возможно, попеременного проявления незначительного горизонтального сжатия и растяжения Южно-Монгольской мегазоны. Вулканическая деятельность была связана с магматическими расплавами, генерировавшимися в мантийных очагах, но доступ магмы к поверхности был затруднен, и в процессе подъема она подвергалась дифференциации и контаминации в промежуточных камерах, которые располагались внутри постепенно разогревавшейся земной коры.

Средний (вулканический) и верхний (молассовый) комплексы могут быть отнесены к разным фазам позднеорогенной стадии.

Средний комплекс наземных субщелочных вулканитов контрастного состава ($C_3 - P_1$), как считает В. В. Ярмолюк, формировался в условиях субмеридионального растяжения коры Южно-Монгольской мегазоны, приведшего к возникновению двух протяженных грабенообразных вулканоактивных зон и раскрытию многочисленных продольных трещин, вместивших пояса даек. Кора к этому времени была сильно разогрета, и в генерации магмы участвовали как мантийные очаги, так и очаги кислых палингенных расплавов, возникшие в средней части континентальной коры. Первые поставляли субщелочные основные лавы, которые поднимались по периодически раскрывавшимся в процессе растяжения глубоким сквозь-коровым продольным разломам и трещинам и накапливались исключительно внутри формировавшихся вулканоактивных рифтовых зон. Из внутрикоровых очагов магма поднималась к поверхности не только в рифтовых впадинах, но и между ними, однако под рифтами кора была более прогретой, магматические очаги возникали здесь на меньших глубинах и генерировали более кислые расплавы, достигавшие поверхности или застывавшие в виде массивов субщелочных гранитоидов. Проседание блоков коры в пределах зон наибольшего растяжения, т. е. рифтовых впадин, по-видимому, имело вулкано-тектонический (компенсационный) характер, с чем связано почти полное отсутствие в них молассовых и вообще осадочных образований.

Верхний молассовый комплекс ($P_2 - T$) накапливался, очевидно, после того как прекратилось горизонтальное растяжение и погружение грабенов, поскольку он присутствует как в них, так и в пределах смежных с ними ранее приподнятых зон. Возрастание грубости обломочного материала кверху и обилие в его составе позднепалеозойских вулканитов указывает на постепенное усиление дифференцированности и контрастности вертикальных движений в период формирования позднеорогенных молассовых впадин.

Последующее повсеместное и однотипное смятие всех вулкано-генных и молассовых образований орогенного этапа ($C_2 - T$), приведшее к возникновению в них единой системы брахиморфных и линейных складок, осложненных взбросами и взбросо-сдвигами, свидетельствует о том, что на рубеже триаса и юры (или в ранней юре), т. е. в древнекиммерийскую эпоху, вся Южно-Монгольская мегазона вновь подверглась заметному субмеридиональному сжатию (хотя и сильно уступающему по интенсивности сжатию саурской фазы).

Таким образом, в Южно-Монгольской герцинской складчатой системе констатируются проявления рифтообразования в начале позднеорогенной стадии (поздний карбон — ранняя пермь), несколько затухавшие в ходе последующего послетриасового сжатия, в основном завершившего формирование структуры этой системы.

Рифтогенез в позднем палеозое проявился также в Центральной и Северной Монголии, где в ранней и поздней перми возникали

субширотные вулканоактивные рифтовые зоны, параллельные Южно-Монгольским. Примечательно, что наземные вулканические извержения и формирование выполненных вулканитами и континентальными молассами впадин, в том числе рифтового типа в Центральной и Северной Монголии, происходили в позднем палеозое в основном в пределах выступов салаирского складчатого фундамента и почти не затронули разделявшего их широкого раннегерцинского Хангай-Хентейского прогиба; последний превратился в позднем палеозое в область относительного поднятия, в которой шло становление крупных массивов гранитоидов (Хангайский батолит). Таким образом, по отношению к структуре своего основания позднепалеозойские рифтовые зоны в Центральной и Северной Монголии можно рассматривать как постороженные образования, возникновение которых было связано с проявлениями тектоно-магматической активизации в этих консолидированных в раннем палеозое областях Урало-Монгольского пояса. Как в Центральной, так и в Северной Монголии позднепалеозойский рифтогенез в основном проявился в ее западной половине, тогда как восточнее в позднем палеозое формировались обширные впадины не рифтового типа. Тектономагматические процессы в Центральной и Северной Монголии разворачивались по «сценарию», близкому к южно-монгольскому, однако с некоторым запаздыванием во времени.

В Центральной Монголии в начале перми возникает довольно широкий субширотный Гоби-Алтайский вулканический пояс, сложенный дифференцированными комплексами лав и пирокластолитов (базальты, андезиты, дациты, липарито-дациты) с подчиненными им туфогенно-обломочными породами, общей мощностью до 2,5 км, а также интрузиями одновозрастных и комагматичных вулканитам габбро-диоритов, монцонитов и гранитоидов. Затем, во второй половине ранней перми, вулканическая активность сосредоточивается в южной части этого пояса, где в процессе извержений формируется цепочка выполненных вулканитами субширотных грабенов, в совокупности образующих узкую рифтовую депрессию шириной около 15 км и протяженностью около 800 км. Вулканиты, приуроченные к этой Гоби-Алтайской рифтовой зоне, принадлежат бимодальной субщелочной ассоциации, состоящей из оливиновых базальтов и трахибазальтов и контрастирующих с ними кварцевых трахитов, трахилипаритов и комендитов. Вместе с подчиненными им туфогенно-обломочными отложениями вулканиты образуют комплекс мощностью до 2—3 км. Общий объем вулканитов этой рифтовой зоны оценивается В. В. Ярмолюком [120] в 24 000 км³, из которых $\frac{2}{3}$ составляют основные породы. Как и в рифтовых зонах Южной Монголии, в днищах грабен прослеживаются продольные пояса из множества взаимопараллельных чередующихся даек базальтов, долеритов, трахилипаритов, комендитов, кварцевых трахитов, а также щелочных гранит-порфиров и сиенит-порфиров. В отдельных роях дайки составляют до 40 и даже 70% от общего объема пород.

Верхнюю часть разреза в некоторых грабенах слагают трахибазальты, переслаивающиеся с конгломератами и песчаниками позднепермского возраста.

Восточнее 104° в. д. узкая пермская рифтовая зона затухает, но на ее продолжении располагается обширный Предхентейский прогиб, наиболее широкую (до 150 км) и глубокую (до 10—12 км), западную часть которого образует Северо-Гобийская впадина; ее южный, ограниченный разломами борт находится на прямом продолжении рифтовой зоны. На отдельных участках впадины погружение началось в среднем — позднем карбоне (сероцветная морская моласса мощностью до 2,5 км). В ранней перми на всей площади накапливались вулканогенные образования андезит-дацит-липаритового состава нормального известково-щелочного ряда, в том числе типичные игнимбриты, а также молассовые толщи конгломератов и песчаников общей мощностью до 3—4 км, которые были прорваны массивами ниже(?) пермских гранитоидов. Субщелочные вулканические ассоциации контрастного состава, сходные с таковыми Гоби-Алтайской рифтовой зоны, здесь неизвестны, однако не исключено, что подобные образования могут присутствовать в глубоко погруженной узкой осевой зоне Северо-Гобийской впадины под мощным (до 5 км) чехлом выполняющих ее верхнепермско-триасовых континентальных моласс, выраженных ритмичным чередованием толщ конгломерато-песчаникового и песчаниково-алевролитового состава.

Все верхнепалеозойские и триасовые образования, выполняющие Северо-Гобийскую впадину, так же как и пермские вулканы Гоби-Алтайского пояса (включая приуроченные к одноименной рифтовой зоне), подверглись впоследствии деформациям сжатия и образуют в современной структуре брахиморфные и линейные складчато-глыбовые формы или их фрагменты с падением слоев на крыльях складок до 30—60° и широким развитием продольных и диагональных разрывов взбросового и взбросо-сдвигового типа. Возможно, что продольные разломы, обрамляющие наиболее глубокую осевую часть Северо-Гобийской впадины, первоначально представляли собой нормальные сбросы, которые ограничивали широтный грабен, кулисно подставлявший на востоке Гоби-Алтайскую рифтовую зону. Финальные деформации сжатия в Центральной Монголии произошли на рубеже триаса и юры или в начале юры (т. е. в раннекиммерийскую эпоху), поскольку созданные им структурные формы несогласно перекрываются среднеюрскими отложениями.

В Северной Монголии позднепалеозойские и триасовые вулканические и молассовые образования слагают субширотный пояс протяженностью около 1000 км, относительно узкий в своем большем западном северо-хангайском сегменте и резко расширяющийся в восточном (Орхон-Селенгинская впадина).

В северо-хангайском сегменте развиты два вулканогенных комплекса — ранний, нижнепермский, сложенный дифференцированной серией лав и пирокластолитов известково-щелочного ряда (анде-

зито-базальты, андезиты, дациты) и связанными с ними туфогенно-обломочными породами (до 3,7 км), и поздний, верхнепермский, залегающий на нижнем с некоторым несогласием и пачкой грубо-обломочных пород (до 100 м) в основании и образованный бимодальной ассоциацией субщелочных пород (субщелочные оливиновые базальты, трахибазальты, кварцевые трахиты, трахилипариты, комендиты), мощностью до 2—2,5 км. Если нижний комплекс сохранился в пределах сравнительно широкой полосы, то верхний приурочен к узкой, расщепляющейся на западе зоне, представляющей собой формировавшийся в ходе извержений бимодальной серии грабен, ограниченный широтными сбросами и флексурами. К южному борту этой грабенообразной зоны (рифта) приурочены массивы щелочных гранитов, а днище его пересекают продольные дайки базальтоидов, комендитов и щелочных гранитов. Таким образом, Северо-Хангайский вулканический рифт по своему строению и истории формирования сходен с аналогичными структурами Центральной и Южной Монголии, но возник несколько позднее их.

К востоку от Северо-Хангайской вулканической рифтовой зоны располагается обширная (до 400 км длиной и до 200—250 км шириной) и глубокая (до 10—12 км) Орхон-Селенгинская впадина, характеризующаяся большой сложностью строения и длительностью развития (карбон — начало юры). В ее выполнении участвуют три комплекса пород, разделенные стратиграфическими перерывами: ниже-среднекаменноугольный, сложенный мелководноморскими терригенными отложениями (до 2 км), ниже-верхнепермский наземный, существенно вулканогенный (до 8 км) и среднетриасовый — нижеюрский континентальный молассово-вулканогенный (2—6 км). Пермский вулканогенный комплекс, выполняющий главным образом наиболее глубокую центральную зону Орхон-Селенгинской впадины, лежащую на непосредственном продолжении Северо-Хангайского рифта, образуют четыре толщи: 1) основных и средних эффузивов — базальтов, андезито-базальтов, трахиандезитов (до 1 км), 2) кислых вулканитов — андезито-дацитов, трахиандезито-дацитов, липаритов, трахилипаритов (до 3—4 км), 3) континентальных вулканомиктовых моласс (1—5 км) и 4) основных субщелочных эффузивов — пироксен-плагиоклазовых базальтов и трахибазальтов (до 3—4 км). Первые две толщи, условно сопоставляемые с ранним дифференцированным комплексом Северо-Хангайской вулканической зоны, относятся к ранней перми, четвертая имеет, по-видимому, позднепермский возраст и может сопоставляться с поздним, субщелочным бимодальным комплексом Северо-Хангайского рифта, но отличается от него весьма ограниченным распространением кислых пород. В период формирования первой и особенно четвертой толщ основных вулканитов проявления субмеридионального растяжения, по-видимому, охватывали Орхон-Селенгинскую впадину и приоткрывались субширотные продольные разломы в основании ее центральной части и северного фланга; таким образом, последние вместе с Северо-Хангайским грабеном входили в поздней перми в состав единой Северо-Монгольской вулка-

нической рифтовой зоны общей протяженностью до 1200 км. Ее развитие сопровождалось становлением интрузий габброидов и гранитоидов, прорывающих верхнепалеозойские образования Орхон-Селенгинской впадины.

На позднем этапе эволюции этой впадины — в среднем — позднем триасе и начале юры в ней обособились несколько более мелких полуизолированных депрессий, выполнявшихся континентальными молассами и вулканитами существенно трахиандезитового (а также трахибазальтового, андезит-базальтового, андезитового, трахидацитового) состава. В основном эти депрессии приурочены к южной и отчасти центральной частям впадины. Для позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов Орхон-Селенгинской впадины, по данным В. В. Кепежинского и И. В. Луцицкого (1974 г.), в целом характерны повышенная общая щелочность и высокое содержание калия, существенно отличающие их от вулканитов Северо-Гобийской впадины в Центральной Монголии.

Современная тектоническая структура верхнепалеозойских и нижнемезозойских образований Орхон-Селенгинской впадины (как и Северо-Хангайской вулканической зоны к западу от нее) в основном была сформирована в процессе складчато-глыбовых деформаций, имевших место в предсреднеюрское время. Она характеризуется сочетанием угловатых и изометричных в плане коробчатых мульд и односторонних грабен (моноклиналей), ограниченных крутыми и субвертикальными сбросами и взбросами преимущественно субширотного направления в северной и центральных зонах впадины и субмеридионального северо-западного и северо-восточного простираний в ее широкой южной зоне. Эти разломы разбивают впадину на ряд продольных и поперечных (в южной части) ступеней.

Рассматривая развитие монгольского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса в позднем палеозое в целом, можно отметить некоторое омоложение проявившихся в них тектоно-магматических процессов в северном направлении. Так, в пределах Южно-Монгольской раннегерцинской складчатой системы вулканическая деятельность с формированием дифференцированных серий началась в конце раннего — среднем карбоне, а в салаиридах Центральной и Северной Монголии — в ранней перми. Соответственно эпоха извержений субщелочных контрастных вулканических серий и формирования выполненных ими узких субширотных рифтовых зон приходится в Южной Монголии на конец карбона — начало перми, в Центральной Монголии — на вторую половину ранней — начало поздней перми, а в Северной Монголии — главным образом на позднепермское время. Несколько «омолаживается» к северу также время накопления верхнего молассового (или молассово-вулканогенного) комплекса и финальных складчато-глыбовых деформаций, существенно изменивших первичную конседиментационную структуру позднепалеозойских впадин. Однако вряд ли было бы правильным связывать это «омоложение» соответствующих событий только с постепенным распространением тектоно-магматиче-

ского процесса из Южно-Монгольской раннегерцинской системы к северу. Скорее можно предположить, что возникновение позднепалеозойских впадин (в том числе рифтового типа) и вулканических зон в Северной Монголии и хотя бы отчасти — в Центральной Монголии было обусловлено тектоно-термальным возбуждением литосферы, распространявшимся к северу и к югу из Хангай-Хентейской раннегерцинской геосинклинальной зоны в Центральной Монголии, в которой после ее замыкания в позднем палеозое, происходило становление крупных батолитов гранитоидов. В пользу этого говорит, в частности, то, что поля распространения дифференцированных вулканитов Северо-Монгольского (Северо-Хангайского) и Центрально-Монгольского (Гоби-Алтайского) раннепермских вулканических поясов на западе Монголии смыкаются между собой, дугообразно окаймляя с запада участок центроклинального окончания Хангай-Хентейской зоны герцинид.

Примечательно, что узкие грабенообразные впадины (рифты) во всех субширотных зонах Монголии возникали в позднем палеозое не в начале вулканического процесса, а на его «зрелой» стадии, когда магматические очаги существовали уже не только в верхах мантии, но и внутри коры, и последняя, следовательно, оказывалась к этому времени аномально прогретой, что облегчало возможность ее горизонтального растяжения — пластичного в нижней части коры и хрупкого — в верхней, где формировались линейные грабены.

Позднепалеозойские наземные вулканические комплексы, по возрасту и составу сходные с рассмотренными выше вулканическими комплексами Монголии, широко распространены также в ряде районов Срединного и Северного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и юго-восточной части Казахского нагорья. Как и в Монголии, они занимают различное тектоническое положение и приурочены как к области раннегерцинской складчатости (северная часть Балхаш-Илийского вулканического пояса в Джунгаро-Балхашской складчатой системе, вулканические массивы на юго-западном крыле Иртыш-Зайсанской системы), так и к областям более древней, каледонской консолидации, в частности, к срединным массивам внутри них (южная часть Балхаш-Илийского вулканического пояса на каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня, Чаткало-Куряминский вулканический пояс с его западным продолжением на Сырдарьинском срединном массиве). На большей части площади этих вулканических поясов и полей преобладают образования дифференцированных серий пород нормальной щелочности (андезитобазальтов, андезитов, дацитов, липаритов), преимущественно средне- и позднекаменноугольного возраста, а также массивы гранитоидов, комагматичных кислым вулканитам. Однако в верхних частях разрезов, отвечающих перми, и в особенности верхней перми, а местами также нижнему триасу, в некоторых частях этих вулканических ареалов отмечается повышение щелочности пород и появление бимодальных, контрастных ассоциаций, в составе которых

преобладают, с одной стороны, трахибазальты и трахиандезито-базальты, а с другой — трахидациты, трахиты и трахилипариты.

В Чаткало-Кураминской зоне в поздней перми по зонам глубоких разломов и трещин проникают небольшие порции магмы основного и кислого субщелочного состава, образовавшие пояса даек северо-восточного простирания [56], а в верхнепалеозойском наземно-вулканическом комплексе формируются сравнительно небольшие структуры типа грабен и горстов. В северо-восточной части Северного Тянь-Шаня в хр. Кетмень и восточной части Заилийского Алатау происходят извержения оливиновых базальтов, трахибазальтов, а также игнибритов комендитового и трахилипаритового состава. Они выполняют субширотную троговую структуру, которая уходит на восток в пределы Китайского Тянь-Шаня и, по предположению В. В. Ярмолюка [120], смыкается здесь с Гоби-Тяньшанской вулканической рифтовой зоной Южной Монголии, а южная ветвь Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса в целом находит свое восточное продолжение в Южно-Монгольском вулканическом поясе.

В северной ветви Балхаш-Илийского вулканического пояса — в Токрауской, Калмакэмельской и особенно Баканасской впадинах — широко распространены вулканы контрастной трахибазальт-трахилипаритовой ассоциации, принадлежащие к верхам нижней — низам верхней перми, которые по составу и строению весьма напоминают субщелочные бимодальные вулканические серии пермских рифтовых зон Южной и Центральной Монголии. Однако выполняемые ими впадины северной ветви Балхаш-Илийского вулканического пояса не являются прямым продолжением этих зон, поскольку разделяются обширным древним Джунгарским средним массивом, а формирование пермских контрастных субщелочных вулканических Северного Прибалхашья происходило в более сложной кинематической обстановке, когда в их раздробленном фундаменте имели место не только горизонтальное растяжение, но и значительные праводвиговые смещения по разломам северо-западного, субмеридионального (Центрально-Казахстанский разлом) и леводвиговые — по разломам северо-восточного простирания *. Изолированные поля развития продуктов наземного контрастного субщелочного (с калиевой специализацией) вулканизма, еще более позднего возраста (поздняя пермь — ранний триас) по данным Л. А. Щеголевой, И. И. Бока и др., известны и в более северных районах Казахского нагорья, в пределах эпикаледонского массива (восточнее Караганды, аюлинский комплекс), и западного фланга Иртыш-Зайсанской герцинской складчатой системы (западнее Семипалатинска, семейтауский комплекс). Явных рифтогенных структур эти вулканические и субвулканические образования не образуют, но, по всей вероятности, они формировались в условиях

* Субширотные рифтовые зоны пермского возраста выявлены в последнее время также внутри Джунгарского массива (доклад Тен-Чонгуана на Международном рифтовом симпозиуме, Ченду, 1985 г.).

некоторого горизонтального растяжения коры, о чем свидетельствует широкое развитие базальтового вулканизма и структур растяжения в начале триаса на огромных пространствах Северо-Западной Азии — от Сибирской платформы на востоке до Урала и Зауралья — на западе и Кузнецкого бассейна — на юге.

Примечательно, что в Казахстане, как и в Монголии, время формирования субщелочных контрастных вулканических комплексов «омолаживается» в северном направлении.

Триас. В пределах субмеридионального позднегерцинского складчатого сооружения Урала проявления рифтогенеза, связанные с завершающей стадией герцинского орогенного этапа его развития, относятся к триасу. Следует отметить, что ранняя стадия этого этапа, начавшаяся в среднем — позднем карбоне и продолжавшаяся в перми, в целом характеризовалась обстановкой горизонтального, периодически резко усиливавшегося сжатия, в ходе которого была в основном сформирована складчато-надвигово-покровная структура этого сооружения. На этой же стадии в восточной, эвгеосинклинальной мегазоне Урала происходило становление многочисленных массивов гранитоидов; вместе с тем вулканические образования раннеорогенной стадии на Урале полностью отсутствуют.

В триасе на ряде участков восточной мегазоны Уральского герцинского складчатого сооружения возникла система узких линейных долготно-вытянутых грабен (рис. 8). Самые западные из них — небольшие Богословский и Волчанский — приурочены к северной части Тагильского синклиория, более крупные — Челябинский (рис. 9), Буланаш-Елkinsкий и др. — к Восточно-Уральскому синклиорию и его восточному борту, Анохинский, Ирбитский, Юламановский, Кочердыкский и др. — к Зауральскому антиклиорию, Тюменский и др. — к Тюменско-Кустанайскому синклиорию, а обширный Кушмурунский грабен в Тургайской седловине — к Убоганскому поднятию.

Триасовые отложения и вулканы в грабенах Урала и Зауралья повсеместно залегают на разновозрастных палеозойских образованиях, включая позднепалеозойские гранитоидные интрузии, с разрывом и резким угловым несогласием. В основании триаса нередко присутствует погребенная кора выветривания. В разрезах триаса выделяются две континентальные серии. Нижняя, вулканогенно-молассовая туринская серия часто начинается с базального горизонта конгломератов, брекчий или мелкообломочных пород. Выше следует вулканогенная толща, чаще всего сложенная базальтовыми лавами (частично превращенными в гиадокластиты), их туфами и туфобрекчиями, долеритовыми силлами, а иногда также липаритовыми лавами, туфами, игнимбритами и субвулканическими телами. Как правило, базальты в разрезах грабен резко преобладают над липаритами, и в среднем их соотношение близко к 20:1 [34], однако в некоторых, главным образом самых восточных впадинах (например, Тюменской, Кушмурунской) роль последних резко возрастает и в целом вулканы туринской серии образуют контрастную ассоциацию, формировав-

шуюся за счет поступления магматического материала из разноточинных (мантйных и отчасти коровых) очагов. Триасовые базальты и долериты грабенон Урала и Зауралья в петрохимическом отношении принадлежат к трапповым формациям континентов, но отличаются от траппов древних платформ несколько повышенной щелочностью, однако не содержат фельдшпатоидов, характерных для трахибазальтовых серий. Липариты не обнаруживают заметной щелочности. В верхней части туринской серии вулканогенные образования фациально замещаются и перекрываются пестроцветными конгломерато-песчано-глинистыми отложениями, иногда включающими отдельные прослои бурых углей.

Выше залегает челябинская молассовая серия, лишенная вулканитов и целиком сложенная существенно сероцветными терригенными отложениями пролювиально-аллювиального, озерного и болотного генезиса, содержащими мощные пласты бурых углей, имеющие в ряде впадин (Челябинская и др.) промышленное значение. Туринская серия, судя по остаткам флоры и абсолютному возрасту магматических пород, относится к нижнему и среднему триасу, челябинская — частично к среднему и в основном — верхнему триасу, включая

Рис. 8. Раннемезозойские грабены Урала и Зауралья. По Р. Г. Гарешкову (1972 г.), с дополнениями

1 — выходы палеозойского фундамента (Урал и Казахское нагорье); 2 — туринская серия (нижний — средний триас); 3 — угленосная челябинская серия (верхний триас — нижняя юра); 4 — угленосные отложения нижней — средней юры; 5 — то же, верхней юры; 6 — разломы, секущие породы триаса — юры



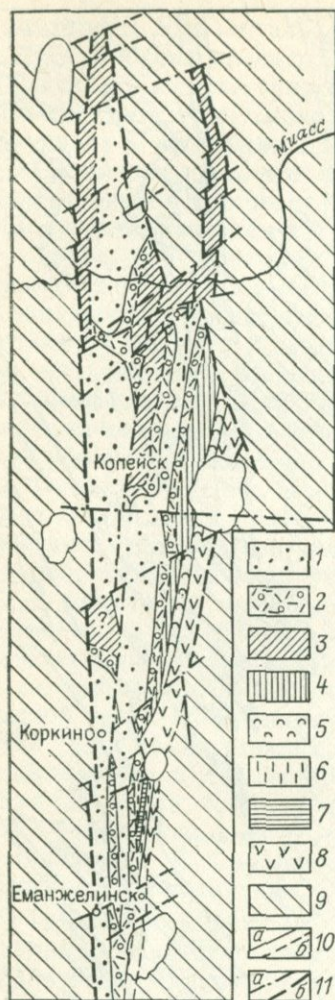


Рис. 9. Схематическая структурно-геологическая карта Челябинского грабена. По К. И. Иванову (1974 г.)

1 — коркинская и сугоякская свиты; 2 — чумлякская свита; 3 — отложения туринской серии нерасчлененные; 4 — калачевская свита; 5 — туфы калачевской свиты; 6 — отложения коркумлякской и сарыкульской толщ Еманжельинского района; 7 — отложения еманжельинской свиты; 8 — базальты бичурской свиты; 9 — домезозойский фундамент; 10 — стратиграфические границы (а — согласные, б — несогласные); 11 — дизъюнктивы (а — разные, б — пограничные)

рэтский ярус. Суммарная мощность триаса в различных впадинах варьирует от 1 до 2—3 км и может быть даже 4 км. Разрезы триасовых отложений и их мощности существенно отличаются в различных грабенах и даже на разных участках одного и того же грабена. В некоторых грабенах триасовые образования с перерывом, а нередко и с угловым несогласием перекрываются толщами сероцветных песчано-глинистых отложений с пачками конгломератов и пластами бурых углей, принадлежащими нижней и средней юре (орская и убаганская серии), мощностью до 1 км. Заложение грабенов происходило не вполне одновременно в разных зонах. В грабенах западной, Тагильской зоны туринская серия или, во всяком случае, ее нижняя вулканогенная часть отсутствует, и главную роль в разрезе играют верхнетриасовые отложения челябинской серии. В более восточных зонах формирование грабенов началось раньше — в раннем триасе и сопровождалось мощными извержениями продуктов преимущественно базальтового состава. Широкое развитие гиалокластитов указывает на излияние лав в озерные депрессии, а резкие фациальные изменения триасовых отложений вкрест простирания грабенов, с погребением кластического материала к их бортам свидетельствует о локальном конседиментационном проседании их днищ и сносе продуктов размыва со смежных с впадинами блоков. Однако современные контуры грабенов, несомненно, существенно уступают первоначальной площади раннемезозойских впадин, в которых происходила аккумуляция вулканитов и континентальных отложений.

Раннемезозойские впадины Урала и Зауралья относительно невелики. Длина их измеряется обычно первыми десятками километров, лишь в редких случаях (Челябинская, Убаганская

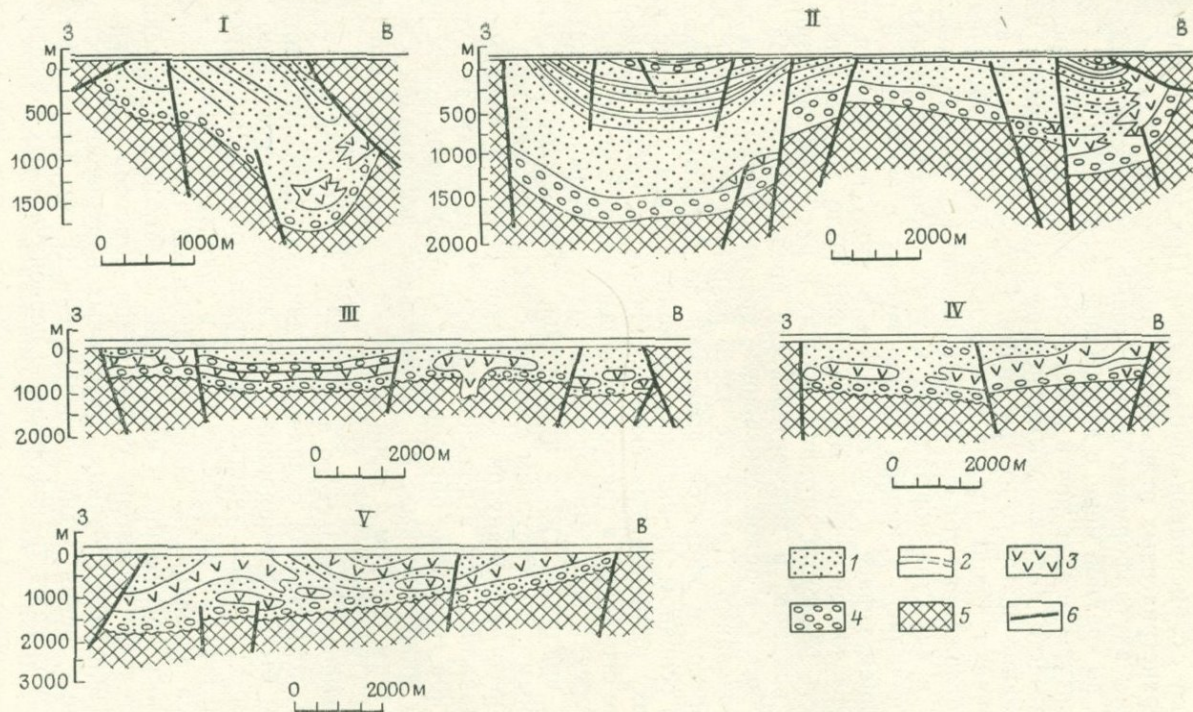


Рис. 10. Профили раннемезозойских грабенообразных впадин Зауралья, выполненных туринской и челябинской сериями. По В. С. Бочкареву (1973 г.)

1 — угленосные отложения; 2 — пласты углей; 3 — базальты; 4 — конгломераты; 5 — породы фундамента; 6 — разломы. Впадины: I — Буланаш-Елkinsкая, II — Челябинская, III — Анохинская, IV — Юламановская, V — Кочердыкская

впадины) достигая 100—200 км, ширина — километрами, реже первыми десятками километров. Триасовые отложения в пределах впадин, по данным В. С. Бочкарева (1973 г.) и др., залегают моноклинально или смяты в пологие, реже крутые и иногда даже опрокинутые складки с субмеридиональными осями. При детальном наблюдении в верхнетриасовых отложениях Челябинской впадины были установлены внутриформационные угловые несогласия, свидетельствующие, по крайней мере, о двухфазной деформации [80]. Современные контуры впадин почти повсеместно определяются продольными и отчасти диагональными поперечными разрывами, что и дало основание называть их грабенами. Разрывы меньшей амплитуды разбивают днища впадин на отдельные блоки и частично затухают в отложениях триаса. Первоначально все разрывы рассматривались в качестве нормальных крутых сбросов, подвижки по которым начались в период вулканических извержений, в раннем — среднем триасе и продолжались в эпоху накопления челябинской угленосной серии. Впоследствии было установлено, что только часть разломов, ограничивающих и рассекающих раннемезозойские впадины, в действительности представляют собой нормальные сбросы, в целом синхронные времени аккумуляции триасовых образований. Другая же часть разрывов относится к категории взбросов и надвигов, подвижки по которым происходили позднее, в основном, по-видимому, в конце триаса и начале юры, т. е. в эпоху раннекиммерийской складчатости, когда возникли и складчатые структуры в триасовых образованиях впадин (рис. 10).

Предтеюрский или раннеюрский возраст деформаций сжатия в триасовых впадинах Урала и Зауралья обосновывается следующими данными: 1) импульсы сжатия, судя по упомянутому выше угловому несогласию внутри челябинской серии в одноименной впадине, начались еще в позднем триасе; 2) во впадинах Тургайского прогиба триасовые образования с угловым несогласием перекрываются нижеюрскими; 3) значительные деформации сжатия между поздним триасом и юрой отмечаются на южном и северном окончаниях Предуральского краевого прогиба, а также на северном продолжении Уральского сооружения — в Пайхойской складчатой зоне, современная складчато-надвиговая структура которой в основном была сформирована в эту эпоху. Примечательно, что на Полярно-Уральском участке Предуральского краевого прогиба имел место перерыв на рубеже перми и триаса, за которым в начале триаса последовали излияния базальтов траппового типа и возобновилось погружение и накопление молассовых отложений*.

Относительно характера соотношения сбросовых (ранних) и взбросо-надвиговых (поздних) разрывных нарушений существуют разные точки зрения. Одни исследователи (Г. Ф. Крашенинников и др.) предполагают трансформацию первоначальных конседимен-

* Ф. И. Енцова [27] выделяет триасовую стадию развития зоны Предуральского краевого прогиба в качестве тафrogenной, а впадины этой зоны на данной стадии рассматривает как грабены, с чем, однако, трудно согласиться.

тационных сбросов, развивавшихся в условиях горизонтального субширотного растяжения, в постседиментационные взбросы и надвиги при последующем субширотном сжатии. Другие, в частности, А. Т. Расулов [80], отрицают генетическую связь и преемственность между сбросами и взбросо-надвигами, считая последние независимыми, наложенными структурами. Вопрос этот недостаточно ясен, так же как дискуссионна и относительная роль пологих надвигов в структуре раннемезозойских впадин. По мнению А. Т. Расулова, пологие надвиги ($10\text{--}35^\circ$) палеозойского фундамента амплитудой до 1—2 км ограничивают с востока Богословскую и Волчанскую впадины; лежащие в более восточной зоне Буланаш-Елкинская и Челябинская впадины ограничены с запада как ступенчатыми сбросами, так и взбросо-надвигами с падением от 65° до 35° и амплитудой до 1—2 км, а с востока — пологими надвигами амплитудой до 4 км. Кроме того, в южной части Челябинской впадины А. Т. Расуловым [80] обнаружен бескорневой блок палеозойских образований, залегающих на отложениях верхнего триаса, рассматриваемый им как останец древнекиммерийского Куллярского тектонического покрова. Возможно, что роль древнекиммерийских пологих надвигов и шарьяжей в строении раннемезозойских впадин Урала и Зауралья несколько преувеличена А. Т. Расуловым, однако очевидно, что в истории их формирования имели место два главных этапа. Первый этап горизонтального растяжения и раздробления коры только что сформированной герцинской складчатой области Урала продольными сбросами и трещинами, приведшего к извержениям продуктов бимодальной базальт-липаритовой ассоциации, формированию позднеорогенной рифтовой системы из многочисленных горстов и грабенов (клавиатуры блоков) и накоплению в последних мощных пестроцветных и сероцветных (угленосных) моласс (ранний — поздний триас). Примечательно, что раздробление коры и формирование грабенов раньше всего (в раннем триасе) начались в самых восточных зонах герцинского Урала и сопровождалась здесь базальтовыми излияниями, а также извержениями и субвулканическими инъекциями липаритов, тогда как по мере движения к западу проявления сперва кислого, а затем и основного вулканизма исчезают, начало грабенообразования запаздывает до среднего или даже позднего триаса, а сами грабены становятся более мелкими и редкими. По-видимому, эти особенности проявления триасового рифтогенеза на площади Уральского герцинского сооружения можно объяснить тем, что в самых восточных зонах Урала к началу триаса литосфера была относительно наиболее прогрета, наиболее пластична в своих нижних (верхи мантии) и средних (нижняя часть коры) горизонтах, в которых на разных уровнях возникали очаги плавления, и поэтому в момент смены регионального субширотного сжатия субширотным растяжением литосферы Урала его самые восточные зоны оказались наиболее «подготовленными» для развития в их пределах рифтообразования, сопровождаемого контрастным наземным вулканизмом.

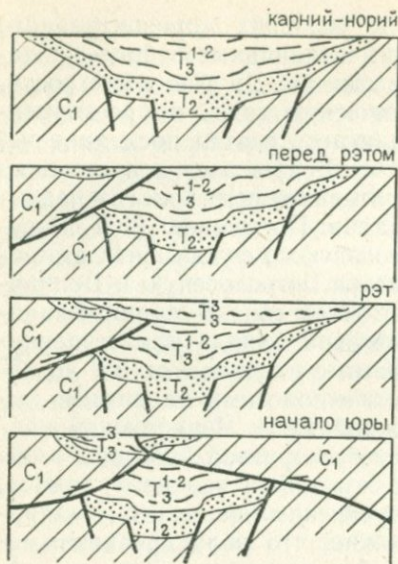


Рис. 11. Стадии формирования Буланаш-Елкинской структуры. По А. Т. Расулову (1976 г.)

многочисленных грабенов, нередко называют тафрогенным и рассматривают последний в качестве переходной стадии завершающего, орогенного этапа эволюции Уральской геосинклинальной области к постгеосинклинальному этапу развития, или ранней (начальной) стадии существования молодой, эпигерцинской платформы. Однако, как было показано выше, триасовая стадия рифтообразования сменилась на рубеже триаса и юры интенсивными деформациями сжатия, которые по существу завершили формирование складчато-надвиговой структуры Уральского сооружения. Поэтому нам кажется более естественным рассматривать развитие Уральской складчатой области в течение триаса, когда завершилось погружение Предуральского краевого прогиба и формировались грабенообразные впадины в ее восточных зонах, в рамках позднеорогенной стадии, датируя ее окончание древнекимерийской эпохой складчатости.

Длительный и сложный процесс геосинклинального развития заканчивался в разных зонах Урало-Монгольского пояса разновременно. В начале позднего палеозоя в основном завершилось погружение в большинстве герцинских геосинклинальных прогибов, и поздний палеозой в герцинидах, а отчасти и более древних зонах пояса был отмечен неоднократными деформациями сжатия, создавшими или усложнившими их складчато-надвиговую структуру, и становлением в них многочисленных массивов гранитоидов. За этими деформациями последовали проявления некоторого горизонтального растяжения земной коры, ощущавшиеся главным обра-

В конце триаса режим горизонтального растяжения постепенно вновь сменился режимом горизонтального сжатия коры. На этом втором этапе аккумуляция осадков в грабенах прекратилась, выполняющие их триасовые образования были деформированы, а в их палеозойском фундаменте произошли подвижки взбросового и надвигового типа, превратившие грабены и односторонние грабены, ограниченные нормальными сбросами, т. е. рифты, в грабенообразные структуры типа рампов, триасовое выполнение которых в значительной мере, а местами — почти целиком оказалось перекрытым аллохтонными палеозойскими образованиями (рис. 11). Триасовый этап развития герцинид Урала и Зауралья, ознаменованный заложением и длительным погружением

зом в пределах герцинид и в меньшей мере в смежных с ними более древних тектонических зонах, которые привели к возникновению линейных грабенов, обычно ориентированных согласно с простиранием структур складчатого фундамента. Наиболее отчетливо выражены эти системы грабенов в Монголии, где они возникли в перми и имеют субширотное простирание, и на Урале и в Зауралье, где они вытянуты субмеридионально и образовались в триасе.

В обеих областях их формирование сопровождалось проявлениями наземного контрастного вулканизма, однако в Монголии эти вулканические серии имеют субщелочной, а в Зауралье — известково-щелочной характер. Эти рифтовые впадины, как и смежные с ними зоны, в дальнейшем подверглись деформациям сжатия, которые произошли в конце триаса или начале юры и в целом отвечают древнекиммерийской эпохе складчатости. Эти деформации по своей интенсивности уступают деформациям сжатия, имевшим место в герцинских складчатых системах Урало-Монгольского пояса, но именно они завершили формирование складчатой структуры и ознаменовали окончание геосинклинального мегаэтапа развития на большей части его протяжения, за исключением самого восточного его участка, где в мезозое продолжал сохраняться или даже был регенерирован геосинклинальный режим.

ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

После рассмотрения триасовой рифтовой системы Урала и Зауралья уместно обратиться к дискуссионной проблеме проявления триасового (?) рифтообразования на территории центральных и северных районов Западно-Сибирской плиты. Представление о широком распространении в средней и северной частях Западно-Сибирской низменности под плитным чехлом юрских, меловых и кайнозойских отложений многочисленных погребенных субмеридиональных грабенов, выполненных триасовыми вулканогенно-осадочными и частично нижнеюрскими образованиями, которые в совокупности образуют протяженную (до 1800 км) и широкую (250—500 км) Западно-Сибирскую раннемезозойскую рифтовую систему, простирающуюся от полуостровов Гыдан и Ямал на севере до р. Тара на юге (т. е. от 72° до 56° с. ш.), были высказаны П. К. Куликовым [48, 49 и др.], развиваются в близком виде В. С. Сурковым и О. Г. Жеро [94, 97, 102] и получили отражение в сводных работах по рифтогенезу [59]. Однако они разделяются далеко не всеми исследователями геологии Западной Сибири. М. Я. Рудкевич, И. И. Нестеров, Н. Я. Кунин, В. А. Бененсон и другие считают, что триасовых грабенов в северной части Западно-Сибирской плиты в действительности нет, и что триасовые отложения в этих районах присутствуют в составе плитного чехла, а некоторые геологи и геофизики [5, 50 и др.] полагают, что грабены (рифты) в Западной Сибири реально существуют, но имеют значительно более древний — позднепротерозойский и отчасти палеозойский возраст (рис. 12).

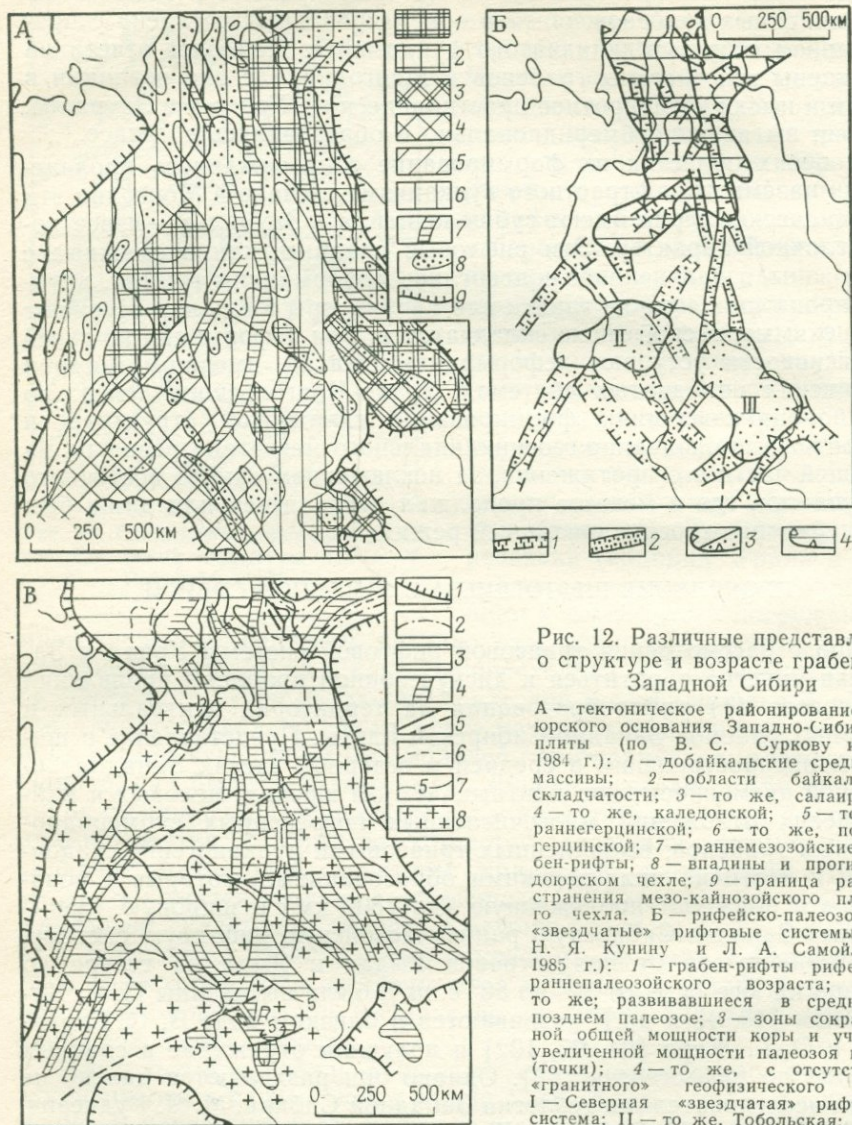


Рис. 12. Различные представления о структуре и возрасте грабенов в Западной Сибири

А — тектоническое районирование доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по В. С. Суркову и др., 1984 г.): 1 — добайкальские срединные складчатости; 3 — то же, салаирской; 4 — то же, каледонской; 5 — то же, раннегерцинской; 6 — то же, позднегерцинской; 7 — раннемезозойские грабен-рифты; 8 — впадины и прогибы в доюрском чехле; 9 — граница распространения мезо-кайнозойского плитного чехла. Б — рифейско-палеозойские «звездчатые» рифтовые системы (по Н. Я. Кунину и Л. А. Самойлюку, 1985 г.): 1 — грабен-рифты рифейско-раннепалеозойского возраста; 2 — то же, развивавшиеся в среднем — позднем палеозое; 3 — зоны сокращенной общей мощности коры и участки увеличенной мощности палеозоя в них (точки); 4 — то же, с отсутствием «гранитного» геофизического слоя; I — Северная «звездчатая» рифтовая система; II — то же, Тобольская; III — то же, Нурольская. В — тектоническая схема доюрского основания (по Ю. Т. Афанасьеву, 1977 г., с упрощениями): 1 — граница распространения мезо-кайнозойского плитного чехла; 2 — граница сплошного распространения палеозой-триасовых отложений; 3 — доюрские системы рифтов; 4 — отдельные рифты; 5 — разломы; 6 — контуры депрессий с мощностью мезо-кайнозоя более 5 км; 7 — изогипсы подошвы доюрского рифтогенного комплекса; 8 — межрифтовые массивы и глыбы

Резко различно рисуется и тектоническая структура докембрийско-палеозойского складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Так, одни исследователи (П. К. Куликов, В. С. Сурков, О. Г. Жеро, В. С. Бочкарев и др.) предполагают, что в центральной и северной ее частях широким распространением пользуются герцинские складчатые сооружения, служащие северным продолжением Иртыш-Зайсанской системы герцинид, которые отделяются от герцинид Урала и Зауралья срединными эпибайкальскими или добайкальскими массивами тех или иных размеров (Уват-Хантымансийский, Сургутский и др.), и что в значительной мере в пределах этого широкого субмеридионального Западно-Сибирского пояса герцинид возникла в триасе Западно-Сибирская рифтовая система. Другие авторы (В. П. Маркевич, М. Я. Рудкевич и др.) считают, что Иртыш-Зайсанская система герцинид в северном направлении распадается на несколько расходящихся и постепенно затухающих к северу от 60° с. ш. ветвей и что в пределах всей центральной и северной частей плиты располагается огромный древний, возможно добайкальский, массив, значительные площади которого, особенно в его северной половине, перекрыты палеозойско-триасовым квазиплатформенным чехлом.

Глубокие разногласия в понимании тектонического плана фундамента Западно-Сибирской плиты, роли рифтовых зон в ее строении и их возраста обусловлены недостаточной степенью изученности доюрских образований Западной Сибири, в частности, ограниченностью данных глубокого бурения, а также различиями в геологической интерпретации геофизических материалов. Природа умеренно или слабо дислоцированных неметаморфизованных или слабо метаморфизованных среднепалеозойских (преимущественно карбонатных) отложений, вскрытых рядом скважин в центральных районах плиты, трактуется по-разному: их считают либо миогеосинклинальными образованиями герцинских складчатых зон, либо деформированным палеозойским чехлом древних массивов.

Неоднозначно трактуются и геолого-геофизические данные, послужившие основой для выделения раннемезозойских рифтовых зон. Главными основаниями для их выделения П. К. Куликовым и другими сторонниками существования Западно-Сибирской триасовой рифтовой системы послужили следующие факты: во-первых, широкое развитие в основании плитного чехла центральной и северной частей Западной Сибири многочисленных субмеридиональных вытянутых линейных и овальных интенсивных положительных аномалий магнитного поля, наиболее резко выраженная и протяженная из которых — почти прямолинейная Колтогорско-Уренгойская аномалия — прослеживается от побережья Карского моря до р. Васюган в левобережье среднего течения Оби на 1500 км; во-вторых, наличие в южной части Таймыра и Пясино-Хатангской впадине между Таймыром и Сибирской платформой резких линейных аномалий магнитного поля северо-восточного простирания, несомненно, обусловленных присутствием мощных интрузивных тел базитов, связанных с раннетриасовой трапповой формацией; в-треть-

тых, обнаружение бурением в ряде районов центральной части Западно-Сибирской плиты триасовых базальтов (в районе Сургута и др.); в-четвертых, реальное существование на юго-западной окраине Западно-Сибирской плиты описанной выше субмеридиональной системы триасовых грабенов Зауралья, с зонами развития которых также связаны линейные магнитные аномалии. Исходя из этих фактов было сделано предположение, что линейные зоны возмущения магнитного поля в центральной и северной частях плиты связаны, как и в Пясино-Хатангской впадине, с присутствием в них мощных тел триасовых базитов, которые, по аналогии с грабенами Зауралья, вмещающими триасовые базальты, могут быть приурочены к гипотетическим субмеридиональным грабенам (грабен-рифтам, по терминологии В. С. Суркова), в совокупности образующим триасовую рифтовую систему Западной Сибири.

Изложенная выше, казалось бы, логичная аргументация наличия этой рифтовой системы в действительности, однако, основана на аналогиях и косвенных соображениях и пока практически почти не подтверждена бурением и геофизическими данными, позволившими бы доказать реальное существование в средней, и особенно северной частях Западной Сибири триасовых грабенов [102]. По данным некоторых исследователей, триасовые базальтовые покровы, вскрытые скважинами в некоторых районах центральной части Западно-Сибирской плиты, не приурочены к линейным грабенам, а образуют субизометричные поля (например, в Сургутском своде). Триасовые отложения в северной части Западно-Сибирской плиты (севернее 64° с. ш.) образуют сплошной непрерывный покров мощностью 1—3 км, уходящий на севере в пределы Карского моря. Как показали детальные сейсмические исследования методом МОГТ, они залегают здесь относительно спокойно в составе очень мощного (7—10 км и более) плитного чехла, перекрываясь юрскими и, по-видимому, подстилаясь палеозойскими отложениями. Сбросы и грабены триасового возраста в отложениях чехла, подстилающих несомненно юрские образования, здесь не установлены.

Докембрийский (?) фундамент этой северной (Надым-Тазовской) части плиты характеризуется высокими скоростями сейсмических волн ($V_p=6,3-7,0$ км/с), что позволяет некоторым исследователям [9, 50 и др.] предполагать здесь субокеанический характер строения земной коры, близкий к таковому Прикаспийской впадины. Что же касается полосовидных и овальных в плане магнитных максимумов, послуживших основой для предположения о наличии в средней и северной частях Западной Сибири триасовых рифтовых зон, то скорее всего, они в основном обусловлены наличием аномально намагниченных масс не в триасовом комплексе, а в более древних горизонтах земной коры, возможно, в метаморфическом складчатом фундаменте соответствующих зон Западно-Сибирской плиты. В этой связи следует указать, что полосовидные магнитные максимумы, прослеживаемые в пределах Восточного склона Урала и Зауралья, где распространены триасо-

вые грабены, несомненно, причинно связаны не с последними, а с неоднородностями их палеозойского складчатого фундамента и, в частности, с зонами развития в последнем тел базит-гипербазитового состава. Все сказанное позволяет склониться к мнению исследователей, считающих, что полосовидные максимумы магнитного поля в средней и северной частях Западно-Сибирской плиты, и в первую очередь наиболее протяженная Колтогорско-Уренгойская аномальная зона, связана с крутыми зонами разломов в ее фундаменте, по всей вероятности, насыщенными магматическими телами базитов, которые образовались еще до начала формирования плитного чехла и, в частности, до триаса. Если этот фундамент является допалеозойским, возможно, даже добайкальским (что почти несомненно для северной части Западно-Сибирской плиты и вполне вероятно для ее средней части), то правомерно высказать предположение, что возникновение этих разломов, раздвижки в них и внедрение по ним глубинной мантийной магмы могли иметь место в позднем протерозое одновременно с заложением авлакогенов на Восточно-Европейской и Сибирской платформах и рифейских авлакогеносинклинальных прогибов в Уральской и Енисейско-Туруханской зонах, которые обособили эти древние платформы и определили контуры северо-западной части формирующегося Урало-Монгольского подвижного пояса. Можно допустить, что Колтогорско-Уренгойская и сопряженные с ней зоны имели в рифее характер грабенов (авлакогенов), и что впоследствии, например в раннем и среднем палеозое, они могли регенерироваться или «подновляться», подобно тому как это имело место в среднем и позднем девоне в ряде авлакогенов на обеих этих древних платформах [61]. Подвижки по разломам Колтогорско-Уренгойской и сопряженных с ней зон в фундаменте плиты могли возобновляться вплоть до триаса и даже юры (а местами и позднее), причем нередко с изменением знака движений, о чем свидетельствуют наблюдаемая в поперечных геологических разрезах, пересекающих эти зоны, повышенная деформированность нижнемезозойских отложений и наличие над некоторыми рифтовыми зонами или отдельными их участками инверсионных валов, служащих структурными ловушками для скоплений углеводородов. Разломы, ограничивающие и рассекающие рифты, могли в мезо-кайнозое также играть роль зон повышенной трещиноватости и проницаемости для подъема глубинного тепла, а возможно и флюидов, что благоприятствовало преобразованию первичного органического вещества в нефть и природный газ в пределах рифтовых зон.

Зоны позднпротерозойского и (или) палеозойского рифтогенеза в Западной Сибири остаются пока слабо изученными, и существующие представления о них несомненно несколько гипотетичны. Согласно Ю. Т. Афанасьеву [5], на большей части территории Западно-Сибирской плиты палеозойские эпигеосинклинальные складчатые системы отсутствуют, и она представляет собой сочетание массивов докембрийского фундамента, приподнятых в

палеозое, и нескольких рифтовых систем долготного, северо-западного и северо-восточного простирания (Обь-Пуровская, Иртышская, Усть-Обская, Уренгой-Тазовская, Чулымо-Енисейская и др.), каждая из которых состоит из нескольких взаимопараллельных рифтов (грабенов), разделенных относительно приподнятыми блоками (см. рис. 12, III). Рифты были заложены в начале палеозоя на континентальной коре, развивались в условиях растяжения, кое-где дошедшего до полного ее разрыва, и были заполнены толщами палеозойских отложений мощностью до нескольких километров, а местами также менее мощными нижнемезозойскими образованиями. На некоторых стадиях развития рифтовые системы Западной Сибири испытывали горизонтальное сжатие, приведшее к пологоскладчатым деформациям выполняющих их палеозойских отложений (особенно в приразломных зонах), вследствие чего они часто интерпретируются в разрезах скважин как геосинклинальные образования.

Новейшие данные о древних рифтогенных структурах Западной Сибири, основанные на результатах сейсмических исследований МОГТ, КМПВ, ГСЗ и глубокого бурения, обобщенные Н. Я. Кунным и Л. А. Самойлюком [50], позволили существенно конкретизировать и отчасти изменить эту схему. Этими данными подтверждается отсутствие в центральной и северной частях Западной Сибири палеозойских складчатых сооружений и региональное развитие древнего, по-видимому, дорифейского фундамента. В трех районах плиты — самом северном и двух более южных — в междуречье Иртыша и Оби кровля мантии несколько приподнята, а консолидированная («магмаметаморфическая») часть коры относительно утонена (до 25—30 км, а на севере даже до 15—20 км), обладает существенно основным (мафическим) составом, причем в северном районе, по-видимому, почти лишена геофизического гранитного слоя. К этим участкам приурочены крупные впадины в структуре поверхности фундамента с наибольшими мощностями домезозойских (т. е. палеозойских и, вероятно, верхнепротерозойских) отложений. В наиболее глубокой северной впадине она достигает 6—10 км, в более южных 3—5 км, местами больше. От этих впадин в различных направлениях — юго-западном, долготном, юго-восточном, северо-восточном — отходят линейно-вытянутые рифтовые зоны, заполненные существенно карбонатными рифейско-нижнепалеозойскими, отчасти среднепалеозойскими карбонатно-хемогенно-терригенными отложениями, а местами также терригенно-вулканическими образованиями верхнего палеозоя и триаса. В самой северной части Западной Сибири рифтовые зоны не только ответвляются от центральной впадины, располагающейся между низовьями Оби и Енисея в районах Обской и Тазовской губ, но и пересекают ее в разных направлениях (Уренгойский грабен и др.). При этом сейсмические профили показывают, что в северной части плиты рифты (грабены) проявляются главным образом в структуре рифейско-нижнепалеозойского карбонатного комплекса (мощность которого изме-

няется от 6—8 км в грабенах до 2—4 км между ними), значительно слабее — в средне-верхнепалеозойском и лишь изредка локально сказываются в мощности и структуре подошвы триаса, причем только на тех ограниченных участках, где к триасу приурочены магнитовозмущающие массы, т. е. тела траппов. Подавляющая же часть верхних кромок магнитовозмущающих масс либо совпадает с кровлей дорифейского фундамента, либо лежит в пределах рифейско-нижнепалеозойского комплекса. Большинство крупных разломов, ограничивающих рифтовые зоны на севере плиты, затухает кверху в средне-верхнепалеозойском комплексе. Триас-юрские образования в северной части плиты имеют в основном терригенный состав, обладают большой общей мощностью (3—6 км), залегают плащеобразно и развивались в режиме малодифференцированного на площади интенсивного, не вполне компенсированного погружения. Что же касается домезозойских отложений, в том числе относимых к нижнему палеозою — рифею, то, несмотря на значительные колебания их мощностей в пределах рифтов и между ними, в целом, как показывают данные детальных сейсмических исследований МОГТ, они также залегают в северной части плиты полого или субгоризонтально, что позволяет рассматривать их как нижние горизонты ее чехла. По представлениям Н. Я. Кунина и Л. А. Самойлюка, Северная, Нижнеиртышская и Нюрольская впадины (и одновременно — участки утонения консолидированной коры и выступы кровли мантии) являются теми активными центрами, от которых начинали разрастаться в разных направлениях рифейско-палеозойские рифтовые зоны, что позволило им назвать связанные с этими центрами грабены «звездчатыми рифтовыми системами». В отличие от других исследователей, они отрицают единство Колтогорско-Уренгойского рифта, считая, что его северный отрезок — Уренгойский или Самбургско-Явайский грабенообразный прогиб — представляет собой элемент северной «звездчатой» рифтовой системы, а южные звенья — Колтогорский грабен и др. — структурно связаны с Нюрольской системой. Однако все эти звенья лежат в единой субмеридиональной зоне Омского глубинного разлома.

Идея Н. Я. Кунина и Л. А. Самойлюка о «звездчатых рифтовых системах», несомненно, дискуссионна и природа их неясна. Хотя внешне по своей конфигурации они несколько напоминают так называемые участки тройного сочленения рифтовых зон, но резко отличаются от последних, обычно приуроченных к центрам растущих мантийных диапиров (плюмажей) и магматически активных, устойчивой тенденцией к опусканию и амагматичностью. Однако независимо от правильности этой идеи в свете новейших геолого-геофизических данных становится все более очевидным, что геосинклинальные герцинские складчатые сооружения, которые мы наблюдаем на южной окраине Западно-Сибирской плиты, по мере движения к северу (под ее мезо-кайнозойским чехлом) постепенно вырождаются, распадаясь на более узкие ветви, и переходят сперва в авлакогеосинклинальные зоны, испытавшие в

конце герцинского цикла пологоскладчатые деформации, а затем, далее к северу — возможно, в более или менее типичные авлакогены рифейско-палеозойского или даже рифейского возраста, т. е. грабены, разделенные древними массивами и перекрытые плитным чехлом, возраст нижних горизонтов которого в целом удревняется, а общая мощность возрастает в северном направлении. В сущности, та же тенденция к вырождению палеозойской геосинклинальной системы по простирианию наблюдается и на Урале, но проявляется она значительно севернее.

Все сказанное позволяет предполагать, что на своем северо-западном, поперечном участке, скрытом под чехлом Западно-Сибирской плиты, Урало-Монгольский подвижный пояс не только сильно сужается, но вместе с тем вырождается, его палеозойские сооружения постепенно утрачивают геосинклинальный характер и переходят по простирианию в обширную метаплатформенную область.

ДЕИТЕРООРОГЕННЫЕ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ РИФОВЫЕ ЗОНЫ

Примерно на рубеже триаса и юры почти вся территория Урало-Монгольского подвижного пояса вступает в послегеосинклинальный мегаэтап развития. Лишь на крайнем восточном его участке — узкой Амуро-Охотской области — в конце триаса после короткой паузы возобновляется геосинклинальный процесс, который окончательно завершается в середине мела. В целом послегеосинклинальный мегаэтап отмечен значительным снижением тектонической активности и термического режима по сравнению с геосинклинальным мегаэтапом. Вместе с тем, в начале этого мегаэтапа — в юрское и раннемеловое время, а также в конце его — в неогене — антропогене значительные территории Урало-Монгольского пояса вовлекались в процессы тектонической или тектоно-магматической активизации, в ходе которой, в частности, возникали и структуры рифового типа. Так, в средней части этого пояса, в пределах Казахского нагорья, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Западной Монголии, в ранней и средней юре возникали и развивались многочисленные узкие грабены и приразломные впадины, а в его восточной части, на территории Восточной Монголии, Забайкалья и Северо-Восточного Китая (Дунбэя), на протяжении ранней и средней юры, а также поздней юры и раннего мела формировались еще более многочисленные приразломные впадины и грабены, развитие которых сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью и становлением интрузий. Восточные районы Урало-Монгольского пояса, подвергшиеся тектоно-магматической активизации в среднем и позднем мезозое, с обеих сторон прилегают к Амуро-Охотской мезозойской геосинклинальной области или примыкают с юго-запада к участку ее замыкания, и процесс активизации в этих районах в определенной мере был, очевидно, связан с регенерацией геосин-

клинального режима в последней. Однако огромный масштаб процесса активизации и обширность вовлеченной в него территории, включающей ряд районов Сибирской и Китайской платформ, несоизмеримы с размерами Амуро-Охотской геосинклинальной области, что заставляет предполагать существование более общей причины этих явлений. Тектоническая активизация, имевшая место в ранней — средней юре в средней части Урало-Монгольского пояса, по-видимому, находилась в определенной связи с процессами, протекавшими в соседних районах Средиземноморского подвижного пояса, в которых в мезозое и, в частности, в начале юры после завершения герцинского цикла происходила регенерация геосинклинального режима. Как в средней, так и в восточной частях Урало-Монгольского пояса заложение и углубление юрских впадин проходило в обстановке раздробления и регионального растяжения земной коры, и эти впадины, как правило, первоначально имели (а частично и сохранили) форму удлинённых или односторонних грабенов, ограниченных нормальными сбросами, и заполнялись континентальными отложениями молассового типа, обломочный материал которых сносился с соседних зон поднятий, а в Восточной Монголии и Забайкалье — также продуктами синхронных формирования впадин наземных извержений. Однако завершалось развитие мезозойских впадин в большинстве случаев деформациями сжатия, более отчетливо выраженными в восточной части пояса, где они сопровождались становлением позднемезозойских преимущественно гранитоидных интрузий.

Таким образом, в среднем и отчасти в позднем мезозое значительные территории Урало-Монгольского эпигеосинклинального подвижного пояса были вовлечены в процесс тектонической (или тектоно-магматической) активизации, т. е. дейтероорогенеза, в ходе которого они сперва испытывали некоторое горизонтальное растяжение, и в них возникали, в частности, дейтероорогенные структуры рифтового типа, а затем подвергались сжатию, более или менее сильно преобразовавшему их первоначальные тектонические формы. Рассмотрим несколько подробнее эти мезозойские структуры и условия их формирования в каждой из выделенных областей.

Казахстанско-Тяньшанская, Алтае-Саянская области и Западная Монголия. В ряде районов Казахского нагорья, Тянь-Шаня, Джунгарии и в несколько меньшей мере в пределах Алтае-Саянской области и западной половины Монголии в ранней юре заложились и развивались многочисленные впадины (рис. 13). Значительная часть их была наложена на каледонские, несколько меньшая — на герцинские складчатые зоны, а также на разделяющие складчатые системы срединные массивы. В основании их разрезов присутствует поздне триасовая кора выветривания или ее переотложенные продукты, которые перекрываются сероцветными континентальными обломочными толщами пролювиального, аллювиального, озерного и болотного генезиса, вмещающими пласты бурых и каменных углей, образующими ряд крупных и мелких месторождений. Основную часть материала этих толщ составляют чередующиеся

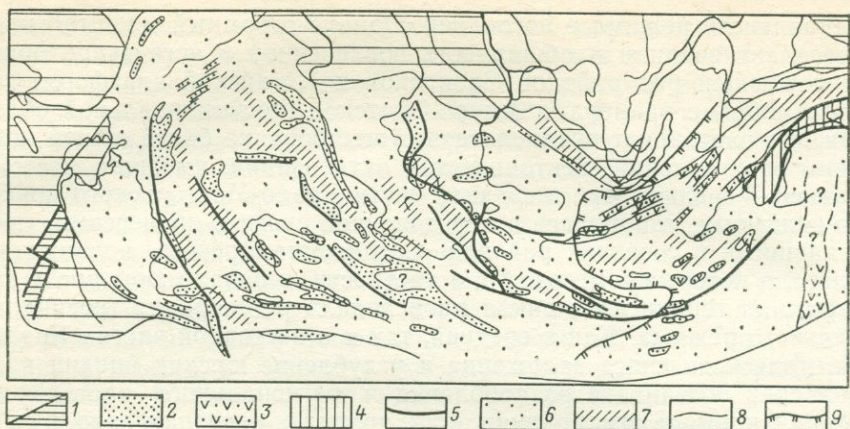


Рис. 13. Палеотектоническая схема средней и восточной частей Урало-Монгольского подвижного пояса для ранней — средней юры. Составил автор по материалам А. К. Бувалкина, М. С. Нагибиной, В. А. Соловьева и др.

1 — плитный чехол на платформах, в метаплатформенных областях и на некоторых участках Урало-Монгольского пояса и участках наибольших погружений; 2 — дейтероогенные грабены и впадины Урало-Монгольского пояса, выполненные континентальными терригенными, часто угленосными молассоидными отложениями; 3 — грабены и приразломные впадины, выполненные осадочно-вулканогенными и вулканогенными континентальными образованиями; 4 — регенерированные геосинклинальные прогибы в восточной части пояса; 5 — крупные разломы первоначально сбросового и сбросо-сдвигового типа; 6 — области поднятия нерасчлененные; 7 — зоны интенсивных поднятий; 8 — границы тектонических областей; 9 — западная граница ареала раннемезозойского магматизма

между собой, нередко ритмично, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глины. Вкрест простирания впадин обычно наблюдается сильное сокращение мощности и погребение материала к их бортам, свидетельствующее о конседиментационном погружении, нередко по краевым сбросам, и питанию за счет сноса со смежных зон поднятий. Вулканические продукты в разрезе, как правило, отсутствуют, и лишь в Алакульской и Фергано-Яркендской впадинах отмечены соответственно отдельные потоки андезито-базальтов и дайки долеритов. Мощность сохранившихся во впадинах отложений составляет от 0,5—1 км до 2—3 км и даже 4 км (Фергано-Яркендская впадина).

Среди юрских впадин различаются два типа. Первый из них выражен более или менее изометричными в плане плоскодонными впадинами, выполненными относительно тонкообломочными и маломощными осадками. Подобные впадины, например Аральская и Южно-Тургайская в Казахстане, Ферганская в Тянь-Шане, Кузнецкая, Северо-Минусинская, Улугхемская (Тувинская) в Алтае-Саянской области, а также, возможно, более глубокая Джунгарская, в основном лежат на древних погребенных срединных массивах, причем нередко наследуют (или возрождают) приуроченные к ним впадины, выполненные средне-верхнепалеозойскими, а местами и триасовыми отложениями, на которых юрские осадки ча-

сто залегают со стратиграфическим перерывом, но без углового несогласия.

Ко второму типу принадлежат линейные и брахиморфные в плане впадины с отношением длины к ширине в их сохранившихся от эрозии частях от 50:1 (Каратауская впадина) до 3:1 (Карагандинская впадина), как правило, ограниченные с одной или с двух сторон разломами, и представляющие собой грабены или односторонние грабены с внутренней субгоризонтальной, моноклиальной, блоковой или пологоскладчатой структурой. Вблизи краевых, а также внутренних разрывов юрские отложения нередко приобретают крутой наклон или испытывают более сложные приразломные дислокации. Первоначальная форма впадин, образованная в процессе их погружения, обычно контролируется нормальными наклонными продольными и иногда поперечными сбросами, ограничивающими симметричные (Каратауская впадина), асимметричные (Карагандинская впадина) или односторонние грабены (Фергано-Яркендская впадина?), нередко обладающие внутренней ступенчатой структурой, которые несомненно возникали в процессе раздробления и горизонтального растяжения соответствующих участков земной коры и по своей морфологии и генезису могут рассматриваться в качестве континентальных рифтовых зон. В ряде случаев удается установить, что днище грабенов разбито многочисленными наклонными конседиментационными сбросами, смещения по которым происходили на разных стадиях проседания впадины (Карагандинская, Кушмурунская, Сугандинская впадины и др.). Длина этих впадин измеряется десятками и несколькими сотнями километров при обычной ширине от нескольких до десятков километров.

На завершающих стадиях развития (т. е. перед поздней юрой) или значительно позднее, возможно на рубеже раннего и позднего мела, а в некоторых случаях даже в позднем кайнозое (в частности, в Тянь-Шане) многие из рассматриваемых впадин подверглись вместе со смежными с ними зонами горизонтальному сжатию, в результате которого юрские отложения, особенно близ разломов, были деформированы, палеозойский фундамент одного из бортов впадины был надвинут на нее по поверхности взброса, надвига или сдвига-надвига, а иногда даже тектонического покрова с шарьяжным субгоризонтальным перемещением амплитудой до нескольких километров, как это наблюдается, например, на некоторых участках южного борта Карагандинской впадины, а также внутри последней. Позднейшие взбросо-надвиги установлены также на бортах Майкюбенской, Алакульской, Кендерлыкской впадин, Сугандинского грабена в хр. Кендыктас и других впадин Казахстана [6] и Тянь-Шаня, а также в юрских грабенах Алтае-Саянской области, приуроченных к Алтае-Кузнецкой зоне разломов (рис. 14).

Юрские грабенообразные впадины в средней части Урало-Монгольского пояса имели различную ориентировку, но большинство их вытянуто либо в северо-западном (до западно-северо-западного), либо в северо-восточном (до восточно-северо-восточного и се-

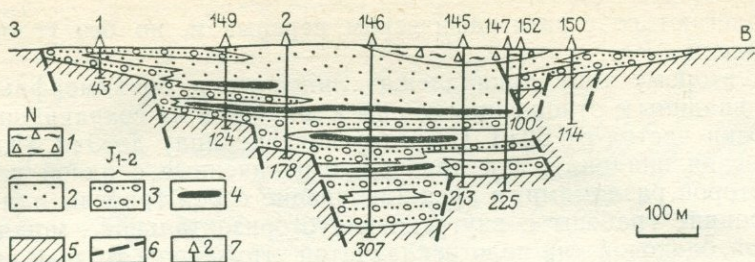


Рис. 14. Поперечный разрез Сугандинского грабена в хр. Кендыктас. По Н. Я. Бабкину и А. Н. Лукиенко (1980 г.)

1 — неогеновые глины; 2—4 — отложения нижней — средней юры (2 — алевролиты, аргиллиты, 3 — конгломераты, песчаники, 4 — горизонты углей); 5 — палеозойский фундамент; 6 — разломы; 7 — скважины

веро-северо-восточного) направлениях и, судя по присутствию в их разрезах грубообломочного материала, поступавшего из соседних районов, несомненно, обрамлялись с одной или двух сторон параллельными им зонами орографически выраженных поднятий, представлявших собой в ранней и отчасти средней юре горные хребты высотой до 2—3 км. Однако первичные размеры юрских впадин, как показали результаты фациально-палеогеографических исследований [11], несомненно, значительно превосходили их нынешние контуры, причем многие впадины первоначально были вытянуты по простиранию на 300—500 км при ширине до 30—50 км и более. Тем не менее даже первоначально впадины, выполненные юрскими отложениями, занимали, по-видимому, не более 10 % общей площади Казахстанско-Тянь-Шанского региона и не более 5 % Алтае-Саянского, а подавляющая часть их территорий испытывала в юре слабые или интенсивные поднятия.

Б. А. Петрушевский и другие исследователи уже давно отмечали приуроченность многих из юрских впадин рассматриваемых областей к зонам крупных, длительно развивавшихся тектонических нарушений типа глубинных разломов (Каратауский, Таласско-Ферганский, Южно-Карагандинский, Джунгарский, Алтае-Кузнецкий и др.), позволившую назвать их приразломными впадинами или прогибами. Вместе с тем несомненна приуроченность юрских грабенообразных впадин также к зонам интенсивных линейных дислокаций в пределах каледонских s.l. (Казахское нагорье, Северный Тянь-Шань, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и герцинских складчатых систем (Средний и Южный Тянь-Шань, Иртыш-Зайсанская система) и к зонам сочленения разновозрастных складчатых систем, а также срединных массивов. Приурочиваясь к древним глубоким разломам и наследуя простирания палеозойских линейно-складчатых зон, юрские грабенообразные впадины в своей совокупности образуют угловато-петельчатую в плане систему структур, до некоторой степени как бы возрождающую тектонический план («узор») каледонского этапа [1].

Приуроченность юрских грабенообразных впадин к протяженным глубинным разломам и контролируемым ими прямолинейным палеозойским складчатым зонам, очевидно, связана с тем, что эти зоны в силу своих структурных особенностей являлись наиболее благоприятной средой, в которой в первую очередь локализовались разломы сбросового и раздвигового типа, возникавшие в процессе регионального растяжения земной коры Казахстанско-Тянь-Шанской области в ранне- и среднеюрское время. Тот факт, что одновременно закладывались и развивались грабены резко различных, вплоть до взаимоперпендикулярных простираний, может указывать на то, что кора в этой области в лейасе — доггере подвергалась горизонтальному растяжению в различных направлениях, т. е. как бы несколько расползалась в разные стороны. Впоследствии в тех же зонах осуществлялось горизонтальное сжатие, выраженное в развитии на бортах юрских впадин взбросо-надвигов и даже небольших тектонических покровов; эти структуры сжатия также имеют различное простирание, что, очевидно, может свидетельствовать о некотором общем, всестороннем сокращении площади земной коры рассматриваемого региона. Масштабы общего горизонтального расширения коры в начале юры и ее сокращения после средней юры были, по-видимому, относительно невелики, особенно в Алтае-Саянской области, насколько об этом можно судить, учитывая амплитуды смещений по сбросам и наклоны их поверхностей, однако несомненно, что нам известны далеко не все из активных в юрское время разрывных нарушений. Таким образом, возникновение в средней части Урало-Монгольского пояса юрских грабенообразных впадин и сопряженных с ними поднятий, т. е. системы дейтероорогенных рифтовых структур, связанных со средне-мезозойской эпохой тектонической активизации этого региона, и последующее отрицание этих рифтовых структур и превращение их в зоны сжатия, естественно объяснить, допустив проявление в этой области пульсационного ритма деформаций земной коры, начавшегося ее региональным горизонтальным расширением и завершившегося сжатием.

Принимая как установленный факт проявление в юрских грабенообразных впадинах на территории Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня цикла горизонтального растяжения и сжатия, которое испытали соответствующие зоны земной коры, А. А. Абдулин и Е. И. Паталах [1] предлагают несколько иное его объяснение. Они считают, что под линейными складчатыми зонами каледонид, служившими в ранней — средней юре ареной дейтероорогенеза, протекавшего в условиях растяжения, активизировались мантийные диапиры, или астенолиты, в которых происходили подъем и растяжение в стороны аномально нагретого подкорового вещества. Это приводило к возникновению над ними в верхней части коры сводово-глыбовых поднятий, осложненных грабенообразными впадинами (рис. 15). В плане астенолиты и формировавшиеся над ними зоны дейтероорогенеза имели полосовидную форму и образовывали в целом дугообразно-петельчатую систему. Горизонталь-

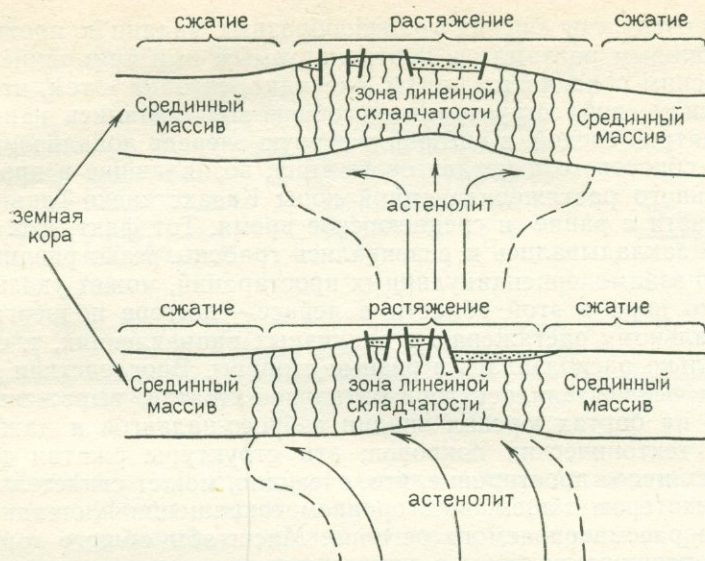


Рис. 15. Модификации геодинамической модели раннемезозойского срогенеза в Восточном Казахстане. По А. А. Абдулину и Е. И. Паталахе (1980 г.)

ное растяжение коры, происходившее в этих зонах, компенсировалось ее горизонтальным сжатием в пределах соседних зон и, в частности, в располагавшихся между ними, внутри «петель» этой системы блоков, срединных массивов. Затем, по мере снижения активности астенолитов, затухания связанных с ними восходящих и расходящихся в стороны потоков глубинного вещества и его застывания, начиналась релаксация напряжений, и области в коре, которые до этого подверглись сжатию, снова расширялись за счет сжатия смежных с ними надастенолитных зон. Если орогенез и грабенообразование, имевшие место в юре в зонах палеозойской линейной складчатости, соответствуют фазе подъема глубинного вещества (прогрессивный этап развития астенолитов), а сжатие в тех же зонах — его охлаждению (регрессивный этап), то последующие общие эпейрогенетические колебания всего региона и его пенепленизация отвечают, по мнению указанных исследователей, полному прекращению активности астенолитов и отступанию уровня термического возбуждения мантии на очень глубокие горизонты. Импульсный, прерывистый характер подъема глубинного вещества, устанавливаемый, в частности, по циклическому строению разрезов юрских отложений, определяет сложность раннемезозойского тектонического процесса, закономерное чередование в нем проявлений сводовых воздыманий и грабенообразования, сжатия и общих эпейрогенетических колебаний.

Таким образом, А. А. Абдулин и Е. И. Паталаха [1] считают, что явления дейтероорогенеза в условиях растяжения коры, а за-

тем ее сжатия в линейных подвижных зонах Казахстанско-Тянь-Шанского региона контролировались циклом возбуждения и последующего угасания активности в существовавших под этими зонами мантийных диапирах, и эффекты горизонтального расширения и сокращения коры в этих зонах полностью компенсировались соответственно сжатием и последующим расширением в соседних с ними жестких массивах. Иначе говоря, эти исследователи рассматривают возникновение и развитие юрских дейтероорогенных рифтовых структур этого региона с позиций концепции так называемого «активного рифтогенеза». Однако предположение о существовании под зонами юрского рифтообразования в средней части Урало-Монгольского пояса мантийных диапиров слабо согласуется с практически полной амагматичностью этих зон в течение юры, а а также непосредственно перед юрой (если не принимать в расчет небольшие потоки андезито-базальтов в Алакульской и дайки в Фергано-Яркендской впадине) и отсутствием каких-либо других признаков связанных с ними термальных аномалий (в отличие от мощной и длительной магматической активности и эндогенной минерализации в восточной части этого пояса в ту же эпоху). Более естественной поэтому представляется интерпретация тектонических процессов, происходивших в средней части Урало-Монгольского пояса в течение юрского периода, с позиций альтернативной концепции так называемого «пассивного рифтогенеза», т. е. рифтообразования, вызываемого региональным горизонтальным растяжением литосферы в обширной области и некоторым утонением коры в отдельных зонах, в которых вследствие ее структурно-вещественной неоднородности сосредоточивается растяжение (т. е. рифтовых зонах); в этом случае подъем мантийного материала под такими зонами является не причиной рифтообразования, а следствием процесса общего регионального (или глобального) растяжения литосферы.

Выше упоминалось, что тектоническая активизация, имевшая место в ранней — средней юре в среднем сегменте Урало-Монгольского эпигеосинклинального пояса, совпадала во времени и, по-видимому, была связана общей причиной со значительно более мощными тектоническими процессами, протекавшими в соседнем с ним ближне-средневосточном сегменте Средиземноморского пояса. В частности, в ряде зон Кавказа, Ирана, Афганистана, Памира, как и в Урало-Монгольском поясе, на рубеже триаса и юры имела место раннекиммерийская фаза складчатости, а затем в течение ранней — средней юры широко проявилась регенерация геосинклинального режима, выразившаяся в деструкции и растяжении континентальной коры, заложении ряда альпийских геосинклинальных прогибов, мощном существенно основном вулканизме и др., а на рубеже средней и поздней юры или несколько позднее произошли новые, позднекиммерийские деформации сжатия.

Восточно-Монгольско-Забайкальская область. Значительно более мощным и латерально неоднородным, длительным и многофазным был процесс дейтероорогенеза или тектоно-магматической ак-

тивизации, важную роль в котором играло рифтообразование, охвативший в мезозое восточную часть Урало-Монгольского пояса — территории Восточной Монголии, Забайкалья и Северо-Восточного Китая. Начавшись в большинстве зон этой области почти одновременно с процессом тектонической активизации в более западной части пояса или даже несколько раньше — в триасе, он интенсивно проявлялся в ранней — средней юре и продолжался, в отличие от Казахстанско-Тянь-Шанской и Алтае-Саянской областей, в течение поздней юры и раннего мела. В восточной части пояса в этом процессе активизации отчетливо проявились две или даже три главные стадии, разделенные фазами тектонической перестройки, а в некоторых зонах — несомненного сжатия на рубеже средней и поздней юры. Процесс активизации затронул не только восточную часть Урало-Монгольского подвижного пояса, но и прилегающие к нему с севера и юга обширные участки древних платформ — Сибирской (Алдано-Становой щит) и Китайско-Корейской, а сложность и неоднородность проявления этого процесса на площади выразилась в том, что в самой восточной, резко суженной части подвижного пояса — на территории Восточного Забайкалья, верхнего Приамурья и Прихотья, т. е. в Амуро-Охотской области, она привела по существу к полной регенерации геосинклинального режима, который сохранялся на ее западном участке (в Восточном Забайкалье) до конца средней юры, а на более восточном участке (в Приамурье и Приохотье) — даже до конца раннего мела. Кроме того, мезозойская активизация по-разному проявилась на северо-западном (Забайкальском) и юго-восточном (Дунбэйском) флангах подвижного пояса. Наконец, своеобразие процесса средне- и позднемезозойской активизации в восточной части Урало-Монгольского пояса и на смежных с ней платформах заключается в огромном масштабе связанных с ним магматических явлений в форме мощных и многократных наземных вулканических извержений и становления разнообразных по составу интрузий, а также в богатейшей эндогенной минерализации с формированием рудных формаций, характерных для Циркумтихоокеанского пояса, и многочисленных эндогенных месторождений.

Процесс мезозойской тектоно-магматической активизации в восточной части Урало-Монгольского пояса и соседних с ней областях платформ был несомненно связан с интенсивным термическим возбуждением как верхней мантии, так и коры этих регионов, что выразилось, в частности, в широком развитии в ряде зон этих областей кислых вулканитов и гранитоидных интрузий мезозойского возраста. Именно эти процессы М. С. Нагибина (1967 г.) предложила именовать «активизацией», тогда как оживление тектонической подвижности без проявлений магматической деятельности (как, например, в средней части Урало-Монгольского пояса в ранней — средней юре), или сопровождавшееся лишь базальтовым (мантийным) вулканизмом, т. е. протекавшее без заметного теплового возбуждения земной коры, она называет «ревивацией». Однако проявления «активизации» и «ревивации» (в понимании

М. С. Нагибиной) часто бывают связаны между собой латеральными переходами (такой взаимопереход имел место, например, в Центральной Монголии в мезозое [70], могут сменять друг друга во времени, и по существу представляют собой разные формы единого процесса дейтероорогенеза (тектоническая и разные варианты тектоно-магматической активизации).

Тектонические формы, возникавшие в ходе процесса активизации в Восточной Азии и, в частности, своеобразные впадины Чен Гоа предложил называть структурами типа «дива» (или геодепрессиями).

Процессы активизации (дейтероорогенеза) могут протекать в условиях преобладающего сжатия или, напротив, в обстановке преобладающего горизонтального растяжения коры в охваченных ею районах, а также при периодической смене во времени преобладания этих тенденций и в условиях их латерального чередования в разных зонах. Именно подобный сложный вариант проявления тектоно-магматической активизации, в ходе которой в некоторых зонах возникали магматически активные дейтероорогенные рифтовые зоны, впоследствии частично преобразовавшиеся в структуры сжатия, характерен для развития восточной части Урало-Монгольского пояса и сопряженных с ней участков древних платформ в течение значительной части мезозоя.

Тектоническое районирование восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса и зоны, в которых проявились в мезозое процессы тектоно-магматической активизации, а также регенерации геосинклинального режима, показаны на рис. 13 и 16. Рассмотрим особенности проявления этих процессов на северо-западном фланге, в осевой полосе и юго-восточном фланге пояса.

Северный фланг его выражен здесь Селенгино-Яблоновой (или Селенгино-Верхневитимо-Ингодинской, или Западно-Забайкальской) зоной салаирид (восточным продолжением Северо-Монгольской зоны) с приуроченными к ней выступами докембрийского основания. Эта широкая зона столь плотно насыщена разновозрастными палеозойскими, а отчасти и мезозойскими преимущественно гранитоидными массивами, что докембрийские и палеозойские образования сохранились в ней лишь в виде небольших фрагментов. На северо-восточном продолжении этой зоны располагается южная, Становая зона Алдано-Станового щита Сибирской платформы, причем участок их сочленения (или взаимоперехода) замаскирован массивами палеозойских гранитов, а в более восточных частях Становой зоны среди нижнедокембрийских метаморфических образований размещены многочисленные батолиты позднеюрских гранитов.

Селенгино-Яблоновая или Западно-Забайкальская зона, по данным К. В. Боголепова (1967 г.) и В. А. Соловьева (1968 г.), характеризовалась на протяжении почти всего мезозоя наиболее длительной (около 150 млн. лет) и неоднократно возобновлявшейся магматической активностью, которая выражалась как в вулканической, так и интрузивной формах и проявлялась в условиях

длительного существования сводово-глыбового поднятия, осложненного рядом продольных разломов и приуроченных к ним узких грабен. Поднятие это развивалось в условиях длительного аномального прогрева верхней мантии и коры Селенгино-Яблоновой зоны. Тектоно-магматические процессы, протекавшие в этой зоне в мезозое, были преемственно связаны с пермскими, мощные проявления которых на ее западном продолжении — в Северной Монголии были охарактеризованы выше. Интрузии и вулканические образования пермского и триасового возраста в пределах Западного Забайкалья на нынешней стадии изучения трудно разделить, и мы рассмотрим их в рамках единой продолжительной пермо-триасовой стадии тектоно-магматической активизации. Вторая стадия активизации в этой зоне отвечает ранней — средней юре, третья — поздней юре и раннему мелу.

Магматические образования пермо-триасовой стадии наиболее полно представлены интрузивной фацией, тогда как вулканисты и подчиненные им туфогенные и терригенные отложения были в значительной мере уничтожены при позднейших поднятиях и денудации Селенгино-Яблоновой зоны. Почти на всей ее площади обнажаются многочисленные (около 350) гипабиссальные массивы, а также дайки субщелочных и щелочных гранитоидов (субщелочные и щелочные граниты, граносиениты, субщелочные и щелочные сиениты) позднепермского и раннетриасового возраста (265—230 млн. лет), слагающие интрузивный пояс протяженностью более 1500 км и шириной 200—300 км [29]. С ним пространственно совпадает и генетически связан пояс позднепермских и триасовых субщелочных вулканистов, образующих ассоциации четырех типов: щелочно-базальтовые, контрастные базальт-липаритовые с трахитами и комендитами, трахилипаритовые с трахитами и комендитами и трахиандезит-липарит-трахилипаритовые. Резко подчиненную роль играют кислые и средние вулканисты известково-щелочного ряда, тяготеющие к юго-восточному краю пояса. Вулканисты, представленные как лавами, так и пирокластическими образованиями, мощностью до 2—3 км, сохранились главным образом в виде многочисленных небольших пятен, представляющих остатки первоначальных обширных вулканических полей, общая площадь которых, вероятно, превышала 100 тыс. км². По мнению А. Н. Занвилевича и Б. А. Литвиновского [29], поясовый характер распространения гранитоидов и вулканистов, контроль их размещения трансрегиональной системой глубинных разломов, высокая щелочность базальтоидов и кислых вулканистов (вплоть до появления комендитов) и значительные масштабы распространения агапитовых щелочных гранитоидов с достаточной определенностью указывают на то, что магматическая деятельность была связана с развитием крупной внутриконтинентальной рифтогенной структуры, которая прослеживается от Становика на востоке до Монгольского Алтая на западе. Предполагается, что максимальная степень ее «раскрытия» была в Орхон-Селенгинской впадине, где развиты огромные массы базальтоидов с подчиненными вулканистами среднего и кис-

лого состава, и уменьшалась к юго-западу и особенно к северо-востоку, где преобладают гранитоиды и кислые вулканыты повышенной щелочности. Их приуроченность к участкам наименьшего «раскрытия» показывает, что образование богатых щелочами исходных магм обеспечивалось либо длительной переработкой сиалического субстрата глубинными флюидами, либо длительной дифференциацией мантийных щелочно-базальтовых магм.

Признавая обоснованность этих выводов и предполагая связь особенностей магматического процесса в Селенгино-Яблоновой зоне с рифтогенным режимом, т. е. с поперечным растяжением, и ее контроль глубокими продольными разломами, обеспечивавшими благоприятные возможности для проникновения мантийных флюидов в зону магомгенерации и интенсивного прогрева сиалического субстрата, следует вместе с тем отметить, что конкретные рифтовые структуры триасового возраста, в частности грабены, пока не расшифрованы, что связано как с фрагментарностью остатков слагающих их вулканигов и в ряде случаев замаскированностью первичных границ этих структур позднейшими интрузивными и осадочно-вулканогенными образованиями.

В конце триаса — начале юры Селенгино-Яблоновая зона испытала, по-видимому, значительное воздымание, коробление в условиях некоторого сжатия и денудацию. Покровы пермо-триасовых вулканигов были деформированы и частично уничтожены и обнажились коагматичные им интрузивные массивы. Произошла некоторая перестройка тектонического плана зоны, в результате которой по возобновлению вулканизма и аккумуляции континентальных отложений в ранней юре при сохранении общего северо-восточного простирания контролирующих продольных разломов была заложена новая генерация узких приразломных впадин, по-видимому, имевших характер линейных и односторонних грабенов. Выполняющие их ниже-среднеюрские образования либо не обнаруживают приуроченности к участкам распространения пермо-триасовых вулканигов, либо залегают на последних с разрывом и резким угловым несогласием. Впадины приурочены к четырем взаимопараллельным приразломным зонам, в пределах которых они располагаются четковидно: Гусиноозерско-Удской, Тугнуйско-Кижингийской, Хилокской и Чикойской.

По данным В. А. Соловьева (1968 г.), разрезы ниже-среднеюрских образований обычно начинаются с грубообломочных, существенно конгломератовых пачек или толщ (мощность которых в некоторых впадинах достигает нескольких сотен метров), что указывает на резкое тектоническое (?) расчленение рельефа. Выше следуют толщи наземных лав и пирокластолитов трахибазальтового, трахиандезитового, трахитового, а местами также трахипаритового состава мощностью до 1—1,5 км. В северо-восточной части зоны вулканигы чередуются с грубообломочными континентальными отложениями, а в верхах некоторых разрезов присутствуют среднеюрские песчано-глинистые толщи с прослоями углей.

В конце средней юры в развитии впадин Западного Забайкалья произошел перерыв, отвечавший времени замыкания располагавшейся юго-восточнее позднекиммерийской Восточно-Забайкальской геосинклинальной системы. В Западном Забайкалье после этой паузы возобновилось развитие впадин, приуроченных к тем же четырем приразломным зонам что и в ранней — средней юре, и возникли три новые цепочки приразломных впадин — две к северо-западу и одна — к юго-востоку от них. Кроме того, многие из этих зон как бы «проросли» по простиранию в северо-восточном направлении, проникнув далеко в пределы западного участка Становой зоны Алдано-Станового щита, где в позднеюрское время возник ряд узких грабенообразных впадин, сходных с таковыми Западного Забайкалья (рис. 16).

Нижнюю часть разреза верхнеюрско-нижнемелового комплекса, присутствующую главным образом в юго-западной части Западного Забайкалья, составляют толщи верхнеюрских трахибазальтов и трахиандезитов и значительно реже трахидацитов и липаритов, подстилаемые и прослаиваемые пачками конгломератов.

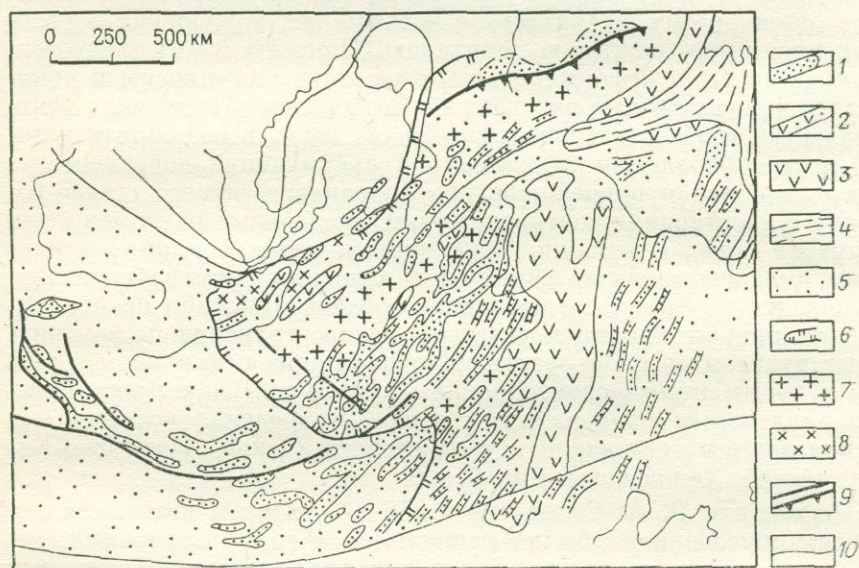


Рис. 16. Палеотектоническая схема восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса для поздней юры — раннего мела. Составил автор по материалам М. С. Нагибиной, В. А. Соловьева, Ю. П. Писцова, Ли Ситиана, Чен Сю Рю и др.

1 — грабенообразные и приразломные впадины, выполненные континентальными молассоидными, часто угленосными отложениями; 2 — то же, осадочно-вулканогенными; 3 — вулканические пояса (Большого Хингана, Охотско-Чукотский и др.); 4 — позднегеосинклинальные и протоорогенные области; 5 — области поднятия; 6 — западная граница ареала поздне-мезозойского магматизма; 7 — позднеюрские — раннемеловые интрузии гранитоидов; 8 — то же, щелочных гранитоидов; 9 — крупные разломы без подразделения и надвигов; 10 — границы тектонических областей

Их общая мощность составляет от нескольких сотен метров до 1 км. Выше следуют распространенные во всех впадинах толщи пролювиальных, аллювиальных и озерно-болотных (гусиноозерская серия) отложений, начинающиеся конгломератами и в основном сложенные песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями углей, с которыми связан ряд месторождений (Гусиноозерское и др.). Их мощность измеряется 0,5—2 км. Разрез некоторых впадин завершают покровы трахибазальтовых и оливин-базальтовых лав и несогласно залегающие толщи глыбовых конгломератов мощностью в первые сотни метров, принадлежащие верхам нижнего мела.

В течение поздней юры и раннего мела в Селенгино-Яблоновой зоне, главным образом в ее юго-западной и северо-западной частях, происходило также становление многочисленных интрузивных массивов, принадлежащих субщелочной габбро-сиенит-гранитовой формации, и субвулканических тел сиенит-порфиров, гранит-порфиров и пр. Эти интрузивные образования, очевидно, комагматичны одновозрастным им субщелочным вулканитам.

Особенности строения нижнемеловых угленосных толщ, в частности резкие изменения их разреза вкрест простирания впадин, появление у бортов впадин грубообломочной конгломератовой фации, наличие конседиментационных сбросов — свидетельствуют (с большей надежностью, чем это может предполагаться в отношении триасовых и юрских впадин) о том, что осадконакопление происходило в линейно-вытянутых узких грабенах и односторонних грабенах, ограниченных и осложненных нормальными сбросами, подвижки по которым происходили одновременно с накоплением угленосных толщ. Их строение рассмотрено в работах Н. А. Флоренсова (1960 г.), К. В. Боголепова (1967 г.), Ю. П. Писцова (1963 г.), Н. П. Михно и В. А. Соловьева и др. Согласно Ю. П. Писцову [74], формирование впадин началось с быстрого погружения первоначально узких грабенов, заполнявшихся псефитовым материалом. Затем впадины расширялись за счет вовлечения в опускание бортов грабенов, зоны накопления псефитов отступали в стороны, а в приосевых частях впадин начиналась аккумуляция алевропелитовых озерных осадков. Одновременно впадины удлинялись по простиранию, и в их пределах в обстановке постепенного выравнивания рельефа формировались цепочки проточных озер, которые впоследствии преобразовывались в продольные речные долины с основным направлением стока к юго-западу.

Во второй половине раннего мела произошло оживление разломов, что привело к излиянию оливиновых базальтов и трахибазальтов. Развитие мезозойских впадин завершилось, по-видимому, на рубеже раннего и позднего мела деформациями поперечного горизонтального сжатия, которые испытала Селенгино-Яблоновая зона. В результате вызванного ими сводово-глыбового коробления верхней части коры резко усилилась контрастность тектономорфного рельефа, что привело к накоплению у подножий подновленных блоковыми подвижками прибортовых уступов в краевых ча-

стях впадин грубообломочных фангломератовых толщ резко изменчивой мощности, и вдоль одного (чаще юго-восточного) или обоих бортов впадин возникли взбросы или даже довольно пологие надвиги, по которым их фундамент был надвинут на выполняющие их верхнеюрские и нижнемеловые образования, а последние в приразломных зонах более или менее сильно деформированы. В итоге первоначальные грабены и односторонние грабены, возникшие и развивавшиеся в условиях растяжения и ограниченные нормальными сбросами, были трансформированы в структуры рампового типа, разделенные грибообразными в поперечном сечении горстами (рис. 17, А). Аналогичное явление одновременно имело место и на северо-восточном продолжении Западно-Забайкальской зоны, где Становая зона Алдано-Станового щита была надвинута к северу на Чульманскую, Токинскую и другие грабенообразные впадины, также развивавшиеся в течение юры и раннего мела в условиях горизонтального растяжения коры [61], а также к западу от нее, в районе истока Ангары, где архейский комплекс восточного окончания Восточного Саяна был надвинут по поверхности Ангарского надвига к северу, на юрские отложения Иркутской впадины.

Юрско-раннемеловые грабенообразные впадины Западного Забайкалья характеризуются длиной до 100—300 км, шириной от 3—5 до 20—30 км и глубиной погружения фундамента до 1—2,5 км (первоначальная глубина и ширина впадин могли быть несколько больше). Они начали формироваться как осложняющие второстепенные приразломные структурные формы в осевой части и на крыльях широкого валообразного сводового поднятия, зародившегося еще во второй половине перми и продолжавшего развиваться в течение мезозоя. Возникновение поднятия и периодические импульсы его роста были связаны, по-видимому, с существованием под ним широкой полосовидной зоны аномального возбуждения верхней мантии — мантийного диапира. В конце перми и триасе сильно разогретой оказалась и кора этого сводового поднятия, в которой, вероятно, также возникли очаги плавления, генерировавшие магму кислого состава. Аномальный разогрев верхней мантии и коры Западно-Забайкальской зоны обусловил повышение их пластичности и тем самым сделал их чуткими индикаторами региональных напряжений. В основном развитие Западно-Забайкальского свода проходило в условиях преобладания растяжения коры, периодически приводившего к приоткрытию продольных разломов, становившихся каналами для подъема магмы, и к проседанию отдельных узких грабенообразных блоков коры; однако временами, например в конце триаса и на рубеже раннего и позднего мела, оно сменялось импульсами сжатия. Магматический процесс в вулканической и интрузивной его формах протекал очень длительно — с поздней перми до раннего мела (т. е. около 150 млн. лет) и на протяжении всего этого времени характеризовался субщелочным и щелочным составом его продуктов, типичным для континентальных рифтовых зон. Вместе с тем интенсивность магматического процесса со временем постепенно, хотя и с некоторы-

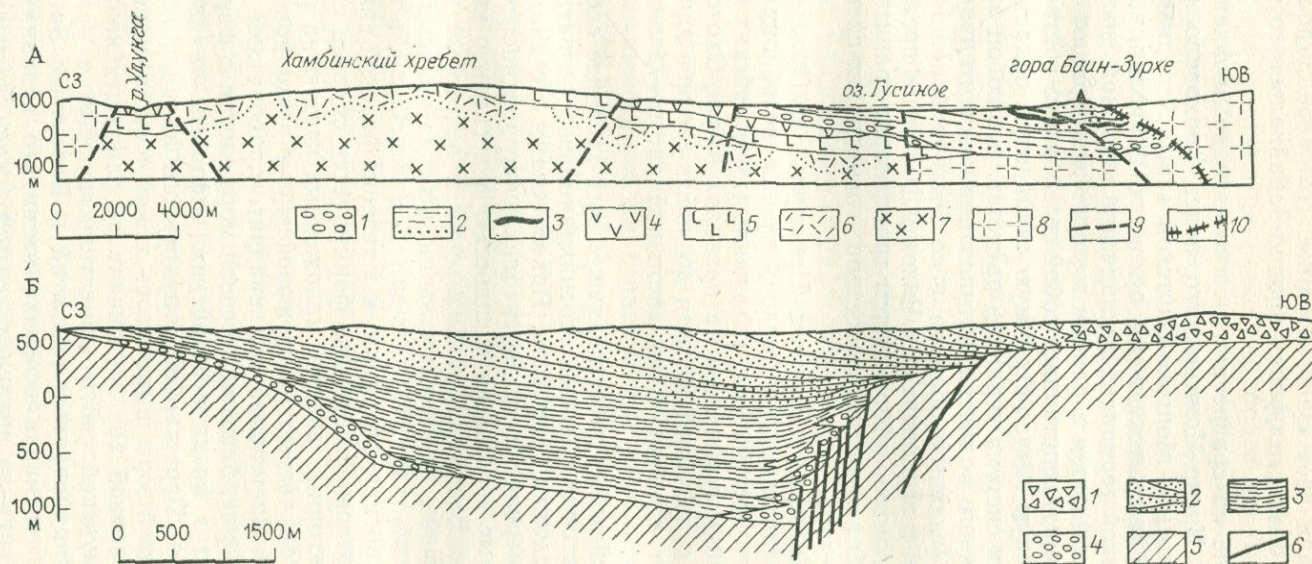


Рис. 17. Геологические разрезы позднемезозойских впадин Забайкалья

А — Гусиноозерская впадина в Западном Забайкалье (по В. А. Соловьеву, 1968 г.): 1—3 — гусиноозерская свита (нижний мел) (1 — конгломераты, 2 — песчаники и алевролиты, 3 — угли); 4 — трахиандезиты инцигатуйской (хилокской) свиты (верхняя юра); 5 — трахибазальты с прослоями песчаников, сланцев и конгломератов (нижняя — средняя юра); 6 — трахиты и трахилипариты (триас); 7 — щелочные граниты и сиениты (триас); 8 — диориты и граниты (падеозой). Б — Кузгинская впадина в Восточном Забайкалье (по Ю. П. Писцову, 1963 г.): 1—4 — отложения верхней юры — нижнего мела (1 — фангломераты шилкинской свиты, 2 — алевролиты и песчаники кутинской свиты, 3 — алевролиты и глины тургинской свиты, 4 — конгломераты тургинской свиты); 5 — фундамент; 6 — разрывы

ми колебаниями, снижалась, а внутрикоровые очаги кислой магмы постепенно прекращали свое существование. По мере угасания мантийного диапира ослабевал рост Западно-Забайкальского сводового поднятия.

Существенно иначе по сравнению с северо-западным флангом восточного сегмента Урало-Монгольского пояса проходило развитие его осевой полосы — Монголо-Охотской зоны. Западная ее половина, в основном расположенная в пределах Монголии, выражена Хангай-Хентейской герцинской складчатой системой, восточная же половина, испытывавшая в раннем мезозое регенерацию геосинклинального режима, представляет собой своеобразно построенную позднекиммерийскую Амуро-Охотскую складчатую область.

Хангай-Хентейская система герцинид представляла собой в мезозое область устойчивого поднятия, активизация которого проявилась в становлении (главным образом в ее восточной половине, частично попадающей в верховьях рек Чикоя и Ингоды в пределы СССР) крупных батолитов габбро-диорит-гранодиорит-гранитного состава в триасе и более мелких массивов гранодиорит-сиенит-гранитного состава — юре.

В Восточном Забайкалье, Верхнем Приамурье и Приохотье после герцинской складчатости в позднем триасе возобновилось геосинклинальное погружение. Ряд наложенных мезозойских геосинклинальных прогибов существовал в пределах Амуро-Охотской позднекиммерийской складчатой области до конца средней юры, а остаточные орогенные впадины в ее восточной части — даже до конца раннего мела.

В Восточном Забайкалье, представлявшем юго-западнее слепое окончание Амуро-Охотской области, геосинклинальное развитие в мезозое имело вырожденный характер. Показателями его являются верхнетриасовые морские и ниже-среднеюрские континентально-морские терригенные отложения мощностью в несколько километров, выполняющие Восточно-Забайкальский и некоторые другие более мелкие прогибы, геосинклинальная природа которых оспаривается М. С. Нагибиной (1963 г. и др.) В дальнейшем, в конце средней юры эти прогибы отмирают, и в течение поздней юры и раннего мела в Восточном Забайкалье формируется система своеобразных мелких межгорных впадин, наложенных частью на раннемезозойские прогибы, частью на палеозойские и даже докембрийские образования. Постепенно эти впадины приобретают характер типичных грабен, близких по своей морфологии и формационному выполнению к позднемезозойским рифтовым впадинам Западного Забайкалья. Перестройка структурного плана в конце средней — начале поздней юры выразилась в накоплении мощной (до 2 км) грубообломочной (от песчаников до валунных конгломератов) верхнегазмурской свиты, свидетельствующей о резкой активизации дифференцированных поднятий в Восточном Забайкалье. Происходит интенсивная вспышка наземного вулканизма, отраженная в накоплении во впадинах верхнеюрских лав и пирокластолитов, в составе которых преобладают андезиты и трахи-

андезиты, но присутствуют также вулканиты базальт-трахибазальтового, дацит-трахидацитового и даже липаритового состава. От разновозрастных вулканогенных образований Западного Забайкалья они отличаются несколько более кислым составом и менее отчетливой субщелочной тенденцией. Одновременно происходило становление интрузивных массивов диорит-сиенит-гранитовой формации.

В раннемеловое время во впадинах происходило накопление континентальных терригенных угленосных отложений, сходных с аналогичными разновозрастными отложениями Западного Забайкалья. Разрез их здесь также завершается потоками трахибазальтовых лав и мощной (до 1200 м) грубообломочной (валунно-галечной) толщей, фиксирующей финальную в развитии впадин фазу активизации блоковых движений (см. рис. 17,Б). Согласно Ю. П. Писцову [74], выполненные нижнемеловой угленосной формацией впадины Восточного Забайкалья, как и разновозрастные им Западно-Забайкальские впадины, представляют грабены и одно-сторонние грабены и вместе с ними образуют единую Забайкальскую раннемеловую рифтовую систему, простирающуюся с юго-запада на северо-восток на 1300 км при ширине до 600 км. Грабены ограничены крутыми, часто ступенчатыми сбросами, подвижки по которым происходили по мере проседания их днищ и заполнения их осадками. Помимо узких линейных грабенов, особенно сходных с грабенами Западного Забайкалья Ю. П. Писцов выделяет здесь ряд нелинейных, брахиморфных и неправильной формы грабенообразных впадин, ограниченных разломами как северо-восточного, так и поперечного — северо-западного простираания. Выполняющие их нижнемеловые образования имеют в целом более грубообломочный состав, включают больше вулканитов, сильнее дислоцированы и образуют брахискладки с падением слоев на крыльях до 30—40°. «Нелинейные» впадины, согласно Ю. П. Писцову, приурочены к районам частных сводовых поднятий (Агинско-Могочинского и Восточно-Забайкальского), тогда как линейные грабены — к межсводовым депрессиям — Онон-Туринской и Шилкинско-Аргунской. Некоторые линейные грабены в последней имеют северо-западные простираания и контролируются поперечными разломами.

Формирование грабенов в Восточном Забайкалье закончилось, как и в Западном Забайкалье, блоковыми подвижками, происшедшими в условиях общего горизонтального сжатия. Первым их следствием явилось накопление верхней грубообломочной моласовой толщи, отлагавшейся главным образом вблизи крутых бортов впадин и нередко залегающей несогласно на угленосной серии, а местами и на более древних образованиях. Затем борта грабенов были срезаны многочисленными взбросами и надвигами, развивавшимися в конце раннего мела и, возможно, подновлявшимися в позднемеловое время.

Юго-восточный фланг восточного сегмента Урало-Монгольского пояса образуют Центрально-Монгольская зона салаирид, вы-

клинивающаяся на северо-востоке в районе стыка границ Монголии, СССР и КНР, узкий, но протяженный Керулен-Аргунский срединный массив и постепенно расширяющаяся в северо-восточном направлении Южно-Монгольская, или Гоби-Хинганская складчатая система, в том числе ее самая южная, позднегерцинская Внутренне-Монгольско-Дунбэйская зона, граничащая на юге с Китайско-Корейской платформой, а на востоке — с Буреино-Дунбэйской метаплатформенной областью. Мезозойская тектоно-магматическая активизация на этом фланге подвижного пояса проявилась в течение двух стадий — позднетриасово-раннесреднеюрской и позднеюрско-раннемеловой.

Область проявления ранней стадии активизации в основном была приурочена к Центрально-Монгольской салаирской складчатой зоне и Керулен-Аргунскому массиву, в пределах которых возник ряд довольно крупных удлиненных наложенных прогибов или впадин, разделенных сводово-глыбовыми поднятиями, а также к самому северо-восточному участку Гоби-Хинганской герцинской складчатой системы, в пределах которого в ранней — средней юре началось формирование северной части вулканического пояса Большого Хингана. По данным М. С. Нагибиной [70 и др.], В. Д. Ермикова (1973 г.) и др., раннемезозойские прогибы Центральной и Северо-Восточной Монголии выполнены континентальными терригенными молассоидными отложениями, включающими главным образом в нижней части, горизонты лав и пирокластолитов основного, кислого и субщелочного (ортофиры) состава общей мощностью от 1 до 4 км, которые принадлежат верхнему триасу (?), нижней и средней юре. В западном направлении роль вулканитов в их составе постепенно снижается и сходит на нет. В нижней части разреза этого комплекса преобладают грубообломочные толщи конгломерато-песчаникового состава, а в верхней — песчано-алеврито-глинистые угленосные отложения.

Близ бортов впадин они фациально замещаются грубообломочными образованиями, что свидетельствует о конседиментационном характере формирования этих депрессий, по-видимому, ограничивавшихся длительно развивавшимися продольными разломами в их фундаменте. Однако первоначальная, возможно грабенообразная (?) их форма была усложнена предпозднеюрскими деформациями, придавшими им блоково-складчатую структуру с широким развитием брахиморфных, коробчатых и гребневидных складок, горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Некоторые из раннемезозойских депрессий, например наиболее крупная (250×60 км) и глубокая, широтно вытянутая Сайханобинская впадина, лежащая в самом центре Монголии, ограничены крупными разломами взбросо-надвигового и взбросо-сдвигового характера. В позднем триасе — ранней юре во всей рассматриваемой зоне происходило становление относительно небольших массивов щелочных гранитов.

В течение поздней стадии эпохи мезозойской активизации (поздняя юра — ранний мел) ареал ее проявления значительно

расширился к югу, охватив, помимо салаирид Центральной и Северо-Восточной Монголии, всю Южно-Монгольскую или Гоби-Хинганскую складчатую систему вплоть до северных окраин Китайско-Корейской платформы. Наиболее отчетливо выражены и изучены позднемезозойские структуры активизации в северо-восточной части Монголии, в междуречье Онона и Керулена и к югу от последней. В Южной и Юго-Восточной Монголии они в значительной своей части погребены под чехлом квазиплатформенных отложений верхнего мела — палеогена так называемой Гобийской плиты и выступают из-под него лишь в виде небольших фрагментов.

В течение поздней юры — раннего мела на территории центральной и южной частей Восточной Монголии была сформирована густая сеть линейных и отчасти брахиморфных впадин, в целом занимающих более четверти, а местами и до половины этой территории. Эти впадины частично наследуют расположение раннемезозойских прогибов, в основном же несогласно накладываются на палеозойский складчатый фундамент. Разрез континентальных образований, выполняющих эти впадины, в грубых чертах близок к разрезам позднемезозойских впадин Западного и Восточного Забайкалья. В основании его присутствуют пестроцветные грубообломочные толщи конгломерато-песчаникового состава (до 0,5 км). Выше следует терригенно-вулканогенная серия (чойбалсанская серия) мощностью до 1—1,5 км. Вулканиды в нижней ее части представлены лавами и пирокластолитами преимущественно основного и среднего (базальты, андезито-базальты, андезиты, а также трахибазальты и трахиандезито-базальты), а в верхней — среднего и кислого (трахиандезиты, дациты, трахилипариты, липариты) состава, среди которых широко распространены субщелочные породы. В целом преобладают вулканиды основного состава. Вулканиды перемежаются с туфогенно-осадочными и терригенными грубо- и тонкообломочными отложениями. Терригенно-вулканогенная серия относится к верхней юре и низам нижнего мела. Сходный возраст (150—110 млн. лет) имеет и позднемезозойская генерация интрузий нормальных и щелочных гранитов, вероятно, комагматичных кислым вулканитам, тела которых распространены главным образом в пределах салаирид и срединных массивов Центральной и Северо-Восточной Монголии. Верхнюю часть разреза составляет сероцветная песчано-глинистая угленосная формация пролювиально-аллювиального и озерно-болотного генезиса с подчиненными ей местами вулканическими образованиями (дзунбаинская серия) раннемелового возраста, мощностью до 1—1,5 км. Таким образом, общая мощность разреза достигает в некоторых впадинах 2—3,5 км.

Среди позднемезозойских впадин Восточной Монголии по структурным и генетическим особенностям различаются три основные группы [70]. Наиболее широко распространены линейно-вытянутые узкие грабены, грабен-синклинали и односторонние конседиментационно развивающиеся грабены, ограниченные прямоли-

нейными сбросами. Длина грабенов достигает сотен километров, а ширина не превышает одного или первых десятков километров. Так, например, расположенный в Северо-Восточной Монголии и частично уходящий на северо-восток в пределы Забайкалья Баян-Дэлгэро-Ононский грабен имеет длину 500 км (!) при ширине 5—15 км. Большинство грабенов наследует ориентировку структур (точнее, продольных разломов) палеозойского субстрата и простирается в северо-восточном направлении, постепенно переходящем к западу в субширотное. Однако часть грабенов, особенно наложенных на салаириды, контролируется поперечными и диагональными сбросами преимущественно северо-западного простираения. В северо-восточной части Монголии поперечные грабены, отходящие от продольных или связывающие несколько продольных грабенов, образуют вместе с последними густую ортогональную сеть или каркас, происхождение которого наиболее естественно можно объяснить, предположив, что эта область испытывала в период их формирования горизонтальное растяжение как в поперечном к основному простираению структур субстрата (т. е. северо-запад—юго-восточном), так и продольном (т. е. юго-западном — северо-восточном) направлениях.

Наряду с линейными грабенами значительно реже присутствуют брахиморфные и субизометричные (например, Чойбалсанская), а также «лапчатые» в плане (Нилгинская) впадины, обладающие сложной внутренней структурой и, возможно, представляющие результат слияния нескольких более мелких впадин.

К особому типу относятся вулкано-тектонические депрессии типа кальдер проседания, сопряженные с кольцевыми поясами обрамляющих вулканитов.

В конце периода активного развития, по-видимому, на рубеже раннего и позднего мела грабенообразные впадины Восточной Монголии и вся эта территория в целом, очевидно, испытали некоторое горизонтальное сжатие, приблизительно поперечное к генеральному простираению структур, однако интенсивность его, вероятно, была меньшей, чем в пределах Забайкалья и Амуро-Охотской области.

Юго-восточная часть области распространения позднемезозойских грабенообразных впадин располагается в пределах Северо-Восточного Китая. Здесь с запада на восток выделяются три полосы развития позднемезозойских рифтовых и сопряженных с ними структур юго-западного и юго-юго-западного простираения — Внутренне-Монгольская область рифтовых впадин (или рифтовая система Хулунбуир—Баянхусю, по Ван Тонгхе), вулканический пояс Большого Хингана и система грабенов и горстов, подстилающих впадину Сунляо.

В пределах Внутренней Монголии Ли Ситианом, Ван Тонгхе и другими исследователями в последние годы установлено более 100 сравнительно небольших позднемезозойских грабенообразных впадин, наложенных на палеозойский фундамент Гоби-Хинганской

герцинской складчатой системы и разделенных горстообразными выступами последнего [187 и др.].

Формирование рифтовых структур началось в поздней юре с мощных наземных извержений базальт-андезит-трахит-липаритовой серии, происходивших в обстановке раздробления палеозойского фундамента. Интенсивность извержений и мощность верхнеюрских вулканитов, чередующихся с прослоями и пачками туфогенных и обломочных континентальных отложений, возрастают к востоку, в сторону зоны Большого Хингана. Затем в течение раннего мела в ходе дифференцированного блокового проседания коры во впадинах накопились толщи континентальных осадков мощностью до 3—4 км. Их разрез начинается с грубообломочных фангломератовых и конгломерато-песчаниковых отложений пролювиального, аллювиального и дельтового генезиса. Выше залегают озерные глинисто-алевритовые осадки, частично замещаемые близ бортов впадин и повсеместно перекрываемые угленосными лимническими отложениями. Разрез завершают грубообломочные аллювиально-пролювиальные осадки. Согласно Ли Ситиану и другим исследователям, развитие рифтовых впадин происходило в обстановке поперечного горизонтального растяжения, сопряженного с правосдвиговыми деформациями, а завершилось в конце раннего мела в условиях некоторого горизонтального сжатия и левостороннего сдвига. В кайнозое в полосе развития рифтовых структур Внутренней Монголии возникло несколько обширных плоских субизометричных наложенных впадин — Далайнорская, Ургэн-Гольская и др.

В тектоническом отношении полоса позднемезозойских рифтовых структур Внутренней Монголии представлена многочисленными грабенами и односторонними грабенами, площадь которых редко превышает 3000 км², длина 100—150 км и ширина 10—30 км (рис. 18). Их простираие, как правило, наследует ориентировку структур герцинского фундамента. Грабены ограничены крупными нормальными наклонными сбросами с углами падения 50—60° либо с обеих сторон, либо с одного борта; в последнем случае противоположное пологое крыло впадины выражено моноклинально, осложненной мелкими ступенчатыми сбросами. Грабены разделяются горстовыми поднятиями, соизмеримыми или даже превосходящими их по ширине.

Восточнее простирается вулканический пояс Большого Хингана, вытянутый в северо-северо-восточном направлении на 1200 км от северного края Китайско-Корейской платформы на юге до Амуро-Охотской позднемезозойской складчатой системы на севере. В рельефе этот вулканический пояс выражен в виде среднегорного сооружения шириной до 150—250 км и в тектоническом отношении представляет крупное кайнозойское инверсионное поднятие, возникшее на месте зоны позднемезозойских наземных извержений, происходивших на протяжении поздней юры и раннего мела и глубокого сингенетичного им проседания континентальной коры. Фундаментом вулканического пояса служат палеозойские струк-

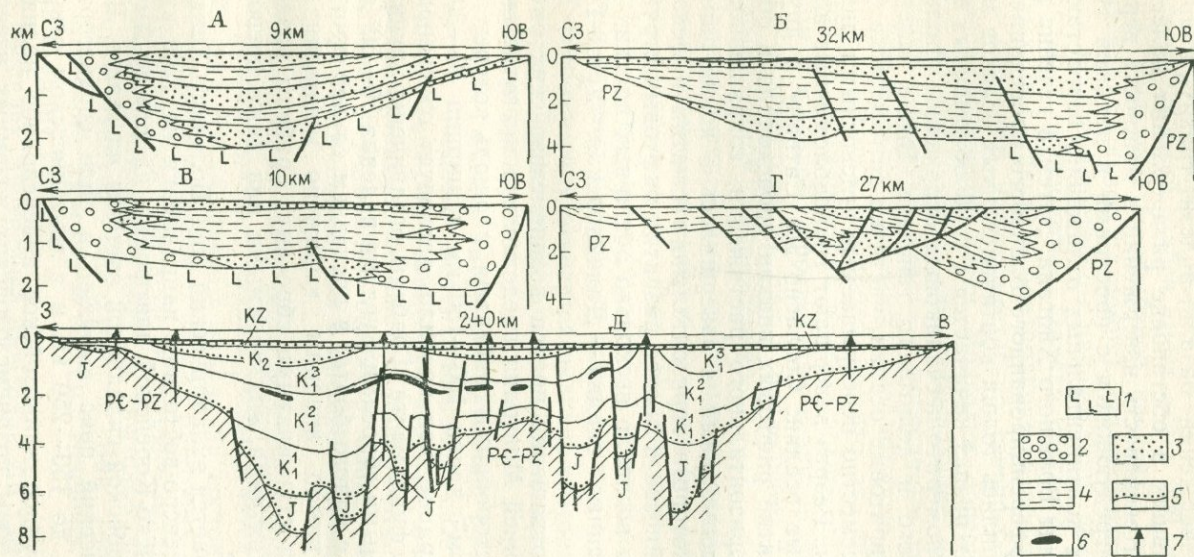


Рис. 18. Разрезы позднемезозойских рифтовых впадин Внутренней Монголии (А — Хулинхе, Б — Сайхантага, В — Вутаохай, Г — Эронжур) и рифтовой системы Сунляо (Д) в северо-восточной части КНР (А—Г — по Ли Ситяну и др., 1985 г., Д — по Чен Сю Рю, 1985 г.)

На разрезах А—Г: 1 — вулканиты верхней юры, 2 — песчано-конгломератные аллювиально-пролювиальные отложения, 3 — угленосные димические отложения, 4 — глинисто-алевроитовые озерные отложения нижнего мела; на разрезе Д: 5 — несогласия, 6 — залежи нефти, 7 — скважины

туры восточной части Гоби-Хинганской герцинской складчатой системы, частично выведенные на поверхность в средней и южной его частях. Слагающие пояс образования выражены наземными вулканитами базальт-андезитового, трахитового и липаритового состава и подчиненными им туфогенно-осадочными образованиями, общая мощность которых достигает 4—8 км, и прорывающими их комагматичными вулканитами позднечурского и раннемелового возраста массивами гранитоидов. Верхнемезозойские образования в пределах вулканического пояса Большого Хингана залегают полого, но разбиты сбросами северо-северо-восточного и других простираний на ряд относительно приподнятых и опущенных блоков.

К востоку от Большого Хингана располагается обширная, овальная в плане впадина (синклиза) Сунляо, вытянутая в северо-северо-восточном направлении на 750 км при ширине до 250—300 км. Синеклиза выполнена континентальными терригенными отложениями позднемелового (0,2—1 км) и кайнозойского (0,1—0,5 км) возраста, под которыми обнаружена погребенная позднемезозойская система рифтовых структур, сложенных средне-верхнеюрскими и нижнемеловыми континентальными вулканогенно-осадочными образованиями общей мощностью от 3 до 7—8 км, заключающими крупные месторождения нефти и газа [234] (см. рис. 18, Д).

Общая ширина рифтовой системы составляет около 150 км. В ней выделяются центральное горстовое поднятие, в котором фундамент залегает на глубине около 3 км, и две сложно построенных депрессионных зоны, где он опущен до глубин 6—8 км, а местами и 10 км. Каждая из них, в свою очередь, состоит из 5—7 глубоких грабенов шириной от 5 до 20 км и разделяющих их узких горстов, вытянутых в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Слагающие их нижнемеловые отложения залегают субгоризонтально или полого с углами падения до 5—10°. Блоковые структуры разделены продольными и отчасти поперечными разломами, амплитудой до 3—4 км, рассекающими юрские и отчасти нижнемеловые отложения. В большинстве своем они представляют собой конседиментационные нормальные сбросы со средними углами наклона сместителей около 60°, однако установлены также разломы взбросо-надвигового типа с падением от 30—40° до 50—70° и значительной амплитудой, которые смещают верхние горизонты разреза и произошли на завершающей стадии развития рифтовой системы.

Вопрос о тектонической природе фундамента впадины Сунляо пока недостаточно ясен. Наряду с предположением о наличии под ней древнего (докембрийского) массива, возможно, принадлежащего к западной части Буреино-Дунбэйской метаплатформенной области, существует мнение о присутствии в основании верхнемезозойского рифтогенного комплекса герцинских структур восточной части Гоби-Хинганской складчатой системы. Земная кора под всей впадиной Сунляо, и особенно под мезозойскими грабенами,

относительно утонена — до 29—31 км по сравнению с 33—38 км в обрамляющих ее районах.

Заложение грабенов началось в средней юре с накопления угленосных отложений мощностью в несколько сотен метров. В поздней юре процесс растяжения коры и проседания грабенов резко усилился и сопровождался неоднократными мощными извержениями лав и пирокластолитов среднего, основного и кислого состава, толщи которых чередуются в их разрезах с озерно-болотными угленосными (возможно, нефтематеринскими) отложениями, общей мощностью до 3—4 км и более. После некоторого перерыва в начале раннего мела возобновилось погружение, в которое начали вовлекаться и разделявшие грабены горстовые поднятия, а также первоначально приподнятые фланги рифтовой системы. Опускание постепенно становилось все менее дифференцированным, подвижки по сбросам прекратились, и к концу раннего мела на месте системы грабенов и горстов образовалась единая обширная впадина. Нижнемеловые образования, мощность которых варьирует от 5—6 км над грабенами до 2—4 км над горстами и краевыми зонами, выражены пестроцветными и сероцветными аллювиально-дельтовыми и озерными отложениями, к которым приурочены многочисленные залежи нефти и газа, а также отдельными пачками и прослоями вулканитов. В верхах нижнемелового комплекса появляются грубообломочные осадки молассоидного типа. Взбросовые нарушения, смещающие весь нижнемеловой комплекс, свидетельствуют о смене условий растяжения некоторым сжатием в конце раннего или начале позднего мела.

Как видно из сказанного, развитие позднемезозойских рифтогенных структур в восточной части Урало-Монгольского пояса на территориях Забайкалья, Восточной Монголии и Северо-Восточного Китая характеризовалось рядом общих черт. Оно начиналось с мощных наземных вулканических извержений (в поздней юре), сменившихся накоплением континентальных, в значительной мере угленосных отложений (в раннем мелу). В процессе горизонтального растяжения и дифференцированного блокового проседания обширной территории протяженностью более 1500 км и шириной от 700 км на северо-восток до 1000 км на юго-запад было сформировано около 200 сравнительно небольших грабенов и односторонних грабенов, разделенных блоковыми поднятиями. Общая площадь этой веерообразно расширяющейся к юго-западу Забайкальско-Восточно-Монгольско-Дунбэйской позднемезозойской рифтовой мегасистемы (включая входящий в нее вулканический пояс Большого Хингана) составляет около 2 000 000 км², из которых около половины находится в КНР, 1/3 — в Монголии и 1/6 — в СССР. На рубеже позднего мела развитие этой огромной рифтовой системы прекратилось, а многие ее участки испытали деформации сжатия различной интенсивности. На большей части своей территории эта рифтовая система являлась типично дейтероорогенной, и лишь Восточно-Забайкальский участок, занимающий менее 10 % общей ее площади, в случае отнесения Восточного Забайка-

ля к позднекимерийской складчатой области должен рассматриваться в качестве области проявления протоорогенного (позднеорогенного) рифтогенеза.

С явлениями мезозойской тектоно-магматической активизации на территории Забайкалья, Восточной Монголии и смежных районов КНР ассоциируется богатая и разнообразная минерализация, представленная, главным образом, многочисленными месторождениями и рудопроявлениями различных редких металлов — олова, вольфрама, молибдена, тантала, ниобия, цезия, циркония и др., а также флюорита и редкоземельных элементов. Эта ассоциация элементов в целом характерна для мезозойской минерализации Циркумтихоокеанского подвижного пояса, что многим исследователям позволяет рассматривать мезозойскую тектоно-магматическую активизацию в восточной части Урало-Монгольского пояса как некое «вторжение» в ее пределы глубинных процессов, одновременно протекавших в Тихоокеанском кольце, а саму эту часть Урало-Монгольского пояса вместе с прилегающими участками его «рамы» — как своеобразный «аппендикс» последнего. При этом явление регенерации геосинклинального режима в Амуру-Охотской области в позднем триасе — юре представляло собой лишь одно из проявлений процесса тектоно-магматической активизации на обширных пространствах восточной части Урало-Монгольского пояса, а не его причину или возбуждающий источник этого процесса, поскольку на некоторых участках подвижного пояса, например в Западном Забайкалье и прилегающей части Северной Монголии, она началась даже значительно раньше, чем произошла регенерация геосинклинальных условий в Восточном Забайкалье и Приамурье.

Ареалы металлогенических зон, связанных с ранней и поздней стадиями мезозойской тектоно-магматической активизации, не совпадают между собой, подобно тому как различаются контуры зон эффузивного и интрузивного магматизма и тектонических зон соответствующих стадий.

Раннемезозойской стадии (триас—средняя юра), согласно А. С. Павленко и др. [101], отвечает существование двух металлогенических провинций. Одна из них, характеризуемая месторождениями и рудопроявлениями олова, вольфрама и др., в основном располагается в пределах восточной части Хангай-Хентейской герцинской складчатой зоны Монголии (с ее северным обрамлением) и прилегающих районов Центрального Забайкалья. Другая, Южно-Монгольская провинция с концентрациями ниобия, циркония, редких земель, а также вольфрама, молибдена и олова, приурочена к южной части Гоби-Хинганской герцинской складчатой системы, занимающей пограничные районы Монголии и КНР.

На поздней стадии эпохи мезозойской активизации Южно-Монгольская металлогеническая провинция себя не проявляет, и интрузивный магматизм в соответствующей зоне также отсутствует. Напротив, Северная Монголо-Забайкальская провинция расширяется и перемещается в южном и юго-восточном направлениях, по-

добно тому как распространяются на этой стадии к югу и юго-востоку ареалы эффузивного и интрузивного магматизма и рифтообразования. Основной областью оловянно-вольфрамового оруденения становится на этой стадии Восточно-Забайкальская зона и прилегающие к ней с юго-запада пограничные районы Северо-Восточной Монголии, а пояс вольфрамовой, молибденовой и танталовой минерализации протягивается от г. Чойбалсан на юго-запад, совпадая с зоной наиболее мощного проявления позднеюрско-раннемелового грабенообразования [101]. Таким образом, отчетливо проявляется не только общая связь мезозойской металлогении Восточной Монголии и Забайкалья с эпохой тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся широким развитием континентального рифтообразования, но и общая стадийность в проявлении тектонических, магматических и металлогенических процессов, а во время поздней стадии активизации — также совмещение основных металлогенических и магматических зон с вновь возникшими и активно развивавшимися зонами рифтообразования.

Обращает на себя внимание приуроченность ареалов рифтообразования различных стадий активизации к зонам, в которых в данную стадию верхняя мантия, или верхняя мантия и кора были аномально разогреты (о чем можно судить по приуроченности к ним соответствующих проявлений магматизма), и, так сказать, «термально подготовлены» к возможности проявлений рифтогенеза именно в их пределах. При распространении термального возмущения в верхней мантии (и коре) на новые зоны соответственно в их пределы распространяются (или смещаются) ареалы рифтообразования.

Отсюда можно сделать вывод, что в те эпохи или фазы, когда литосфера более или менее обширной области испытывает региональное горизонтальное расширение, оно не проявляется в ней равномерно, а локализуется преимущественно в зонах, где верхняя мантия, или верхняя мантия и нижняя часть коры оказались в эти эпохи или фазы аномально разогретыми и поэтому наиболее пластичными (разумеется, что аномальный термический режим и соответственно благоприятные для реализации растяжения механические условия в верхах мантии и нижней части коры определяют лишь область проявления рифтогенеза, тогда как конкретная локализация рифтовых структур внутри последней контролируется факторами структурно-вещественной неоднородности в верхней, хрупкой части коры). В подобных же зонах при прочих равных условиях в другие эпохи или фазы в основном разрешаются и региональные напряжения сжатия, о чем свидетельствует, например, массовое распространение взбросо-надвиговых деформаций в позднемезозойских рифтовых зонах Забайкалья при смене регионального расширения региональным сжатием коры на рубеже ранней и средней юры.

Завершая характеристику проявлений рифтогенеза, связанных с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации в восточной части Урало-Монгольского подвижного пояса, а также

на соседних участках древних платформ, вернемся к вопросу о причинах этого процесса. Конкретные ответы, даваемые на этот вопрос, различаются, однако в качестве главной причины большинство исследователей справедливо называет мощное тектоно-термальное воздействие, которое оказывали на рассматриваемую территорию еще более мощные глубинные процессы, происходившие в течение мезозоя в западной части Тихоокеанского подвижного пояса, а вторжение их далеко в глубь Азиатского континента именно на этом участке связано с тем, что восточный сегмент Урало-Монгольского подвижного пояса, смыкающийся на востоке с Тихоокеанским поясом, являлся наиболее благоприятной средой, как бы каналом для распространения тектоно-термального воздействия последнего на 2000—2500 км в западном направлении.

Однако это не объясняет того, почему столь мощное и глубоко проникающее воздействие на восточный сегмент Урало-Монгольского пояса и смежные с ним платформы, а также на многие другие области своей континентальной «рамы» Тихоокеанский пояс оказывал именно в мезозое (и местами в начале кайнозоя). Думается, что общей причиной как значительного оживления тектоно-магматических процессов в самом Циркумтихоокеанском подвижном поясе, так и резкого усиления их воздействия на окружающие его континентальные области в течение мезозоя было тектоно-термальное обновление ложа Тихоокеанской впадины, которое представляло собой одно из главных проявлений начавшегося в мезозое грандиозного глобального процесса общей перестройки лика нашей планеты, сопровождавшегося мощными импульсами выделения глубинного тепла и глубинного вещества Земли.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕИТЕРООРОГЕННЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

Поздний мел и большая часть палеогена были эпохой наиболее спокойного тектонического режима во всей геологической истории Урало-Монгольского подвижного пояса. Одни его участки, такие, как Западно-Сибирская и Северо-Туранская плита, Джунгарская впадина, Южно-Монгольская плита и другие, испытывали слабое или умеренное погружение и покрывались мелководноморскими или континентальными осадками, другие были относительно приподняты и представляли собой возвышенности и денудационные равнины, на которых формировались коры химического выветривания. В олигоцене начинается оживление дифференцированных тектонических движений, происходит регрессия моря в северо-западной части пояса, а на протяжении миоцена, плиоцена и антропогена в условиях постепенного усиления деформаций земной коры с общим преобладанием поднятий в ряде районов Урало-Монгольского пояса возникают низко- и среднегорные (Урал, Кузнецко-Саянская область, Хангай, Хентей, Большой Хинган и др.) и высокогорные (Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Горный Алтай

и др.) дейтероорогенные сооружения и сопряженные с ними предгорные и межгорные впадины. Их формирование явилось одним из проявлений глобального процесса позднекайнозойской (неотектонической) активизации и совпало с завершающим орогенным этапом альпийского цикла геосинклинального развития Средиземноморского подвижного пояса, который на юге Средней Азии непосредственно соприкасается с Урало-Монгольским.

Несомненные проявления позднекайнозойского рифтогенеза в пределах Урало-Монгольского пояса довольно ограничены и установлены лишь на его северной окраине в пределах Тувино-Монгольского срединного массива; здесь находится слепое юго-западное окончание Байкальского рифтового пояса, основная часть которого располагается в одноименной метаплатформенной области (рис. 19). Краткая общая характеристика Байкальского рифтового пояса дается в следующей главе. Здесь же мы рассмотрим лишь особенности строения его юго-западного участка и коснемся дискуссионного вопроса о возможном продолжении этого пояса далее к юго-западу в пределы Средней Азии. Тувино-Монгольский срединный массив, расположенный к юго-западу от оз. Байкал и к югу от горного сооружения Восточного Саяна, представляет в тектоническом отношении относительно стабильный блок с допозднерифейским метаморфизованным фундаментом, обрамленный с севера, северо-запада, юга и юго-востока раннепалеозойскими

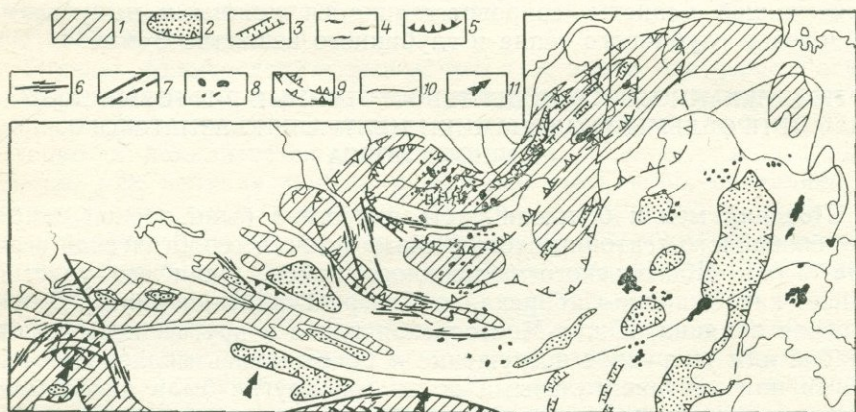


Рис. 19. Схематическая карта неоген-четвертичной тектоники средней и восточной частей Урало-Монгольского подвижного пояса и Байкальской метаплатформенной области

1 — зоны наиболее интенсивного новейшего поднятия; 2 — зоны новейшего относительного или абсолютного опускания и аккумуляции; 3 — грабены Байкальской рифтовой системы, рифтовой зоны Фенвей и пр.; 4 — складчатые деформации; 5 — надвиги; 6 — сдвиги; 7 — разломы без подразделения; 8 — проявления неоген-четвертичного вулканизма; 9 — границы Байкало-Монгольской области; 10 — границы крупных тектонических областей; 11 — основное направление горизонтального сжатия в южной части Евразийской литосферной плиты, связанного с относительным смещением к северо-северо-востоку Индостанской плиты

складчатыми зонами, а на северо-востоке по зоне Главного Восточно-Саянского глубинного разлома граничащий с Шарыжалгайским выступом архейского фундамента Саяно-Енисейской метаплатформенной области. Как уже отмечалось, на фундамент Тувино-Монгольского массива в позднем рифее—венде был наложен субмеридиональный рифтоподобный Хубсугульский прогиб, который в результате раннепалеозойской складчатости приобрел структуру «сундучного» грабен-синклиория. Этот древний тектонический план был в значительной мере унаследован или, точнее, использован при заложении системы позднекайнозойских рифтогенных структур юго-западного окончания Байкальской рифтовой пояса. Основными элементами этой системы, описанными в 1969 г. А. К. Уфлядом, А. В. Ильиным и др., являются пять различно ориентированных молодых рифтовых впадин (с востока на запад); широтно вытянутая брахиморфная Тункинская впадина, отделенная от юго-западного окончания Байкальской впадины поперечной перемычкой (ундуляцией поверхности фундамента), три в целом субмеридионально вытянутых грабена длиной от 70 до 150 км и шириной от 10 до 40 км — Хубсугульский, почти целиком занятый довольно глубоким (265 м) одноименным озером, Дархатский и узкий Бусингольский, а также небольшая вытянутая в юго-западном направлении приразломная Терехольская впадина.

Впадины разделены горстовыми и сводово-глыбовыми поднятиями фундамента, представляющими фрагменты юго-западной части обширного Байкальского свода. Их поверхность поднята до 2,5—3,3 км, аккумулятивные днища впадин располагаются на отметках 1—1,6 км, а коренное ложе в наиболее глубокой Тункинской впадине опущено до минус 2 км. Таким образом, относительная глубина впадин варьирует от 4—5 км (Тункинская впадина) до 1,5—2 км.

Наиболее древняя по времени заложения Тункинская впадина выполнена миоценовыми и нижнеплиоценовыми тонкообломочными, частично угленосными отложениями, включающими потоки базальтовых лав и прослои их туфов, и более грубыми осадками общей мощностью до 2—3 км. В других впадинах, представлявших до конца неогена морфологически слабо выраженные депрессии, известны лишь относительно маломощные (в Дархатской впадине — более 200 м) антропогеновые, озерные, дельтовые, аллювиальные, пролювиальные ледниковые осадки, которые лишь в незначительной мере компенсируют относительное погружение их днищ, а также потоки плейстоценовых и голоценовых базальтов. Фрагменты более древних — неогеновых и эоплейстоценовых потоков и покровов субщелочных и щелочных оливиновых базальтов в изобилии покрывают склоны и водораздельные части смежных поднятий. В целом Хубсугул-Хамар-Дабанская вулканическая область в юго-западной части Байкальского свода занимает более 100 000 км², а общий объем продуктов извержений в нем превышает 5000 км³. Хотя положение северного борта Тункинской впадины контролируется крутым широтным Тункинским сбросо-сдви-

гом, оперяющим Главный Восточно-Саянский глубинный разлом западно-северо-западного простирания, вертикальное смещение по нему относительно невелико, и в целом эта впадина представляет собой не грабен, а брахисинклиналь с широтной осью и более крутым северным крылом. Вытянутые в субмеридиональном, точнее, — северо-восточном направлении Дархатская и Хубсугульская впадины являются ступенчатыми грабенами, приуроченными соответственно к осевой части и восточному борту позднерифейско-вендского Хубсугульского рифтоподобного прогиба. Однако, согласно А. К. Уфлянду и др., в деталях конфигурация и структура этих грабенов, особенно Дархатского, довольно сложна и контролируется многочисленными разломами не только субмеридионального, но и северо-западного, субширотного и реже северо-западного простирания, разбивающими их днища и смежные поднятия на ряд угловатых блоков. Возможно, что диагональные разломы (северо-восточного и северо-западного простирания) имеют, кроме сбросовой, также сдвиговую составляющую. Бусингольская и Терехольская впадины представляют собой узкие асимметричные грабены соответственно северо-северо-восточного и северо-восточного простирания, которые приурочены к зоне древнего, но подновленного разлома, отделяющего Сангиленскую глыбу Тувино-Монгольского массива от расположенной северо-западнее Восточно-Тувинской зоны. Как и весь Байкальский рифтовый пояс, район его юго-западного окончания сейсмичен, но отличается от остальной части этого пояса своеобразной ориентировкой поля напряжений в очагах землетрясений: векторы максимальных сжимающих напряжений вытянуты в Хубсугульском районе почти горизонтально в субмеридиональном северо-северо-восточном направлении, т. е. вдоль простирания Хубсугульского и Дархатского грабенов и вкрест простирания Тункинской впадины, а векторы максимальных растягивающих напряжений почти вертикальны (тогда как в остальной части Байкальского пояса последние располагаются субгоризонтально и перпендикулярно осям впадин). По-видимому, именно в связи с подобной ориентировкой поля напряжений, свойственной юго-западному окончанию Байкальского пояса, широтно вытянутая Тункинская впадина представляет собой не грабен, а синклиналь, а в структуре субмеридиональных Дархатского и Хубсугульского грабенов существенную роль играют диагональные разломы сбросо-сдвигового (?) типа.

К югу от Тувино-Монгольского массива, где располагаются грабены Прихубсугулья, явные рифтовые структуры не известны. Однако многочисленные разобщенные поля распространения неоген-четвертичных субщелочных оливиновых базальтов и отдельные вулканы не ограничиваются районом юго-западного окончания Байкальского рифтового пояса, но в виде широкой (300—400 км) субмеридиональной полосы пересекают все субширотные тектонические зоны Монголии от Прихубсугулья на севере до границы с КНР на юге, т. е. по существу весь Урало-Монгольский пояс (см. рис. 19). Явной связи с какими-либо тектоническими структурами

вулканические поля и центры базальтовых извержений не обнаруживают, но можно предполагать, что в целом этот вулканический ареал свидетельствует о существовании обширной области аномального разогрева и частичного плавления в верхах мантии. В этой связи представляет большой интерес выявление сейсмологических методами на территории большей северной части Монголии, а также Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья и западной части Алдано-Станового щита огромной области аномальной верхней мантии, характеризующейся относительно пониженными (на 0,3—0,5 км/с) скоростями распространения сейсмических волн [33, 81]. Геометрически эта область в плане представляет собой несколько выпуклую к югу широкую дугообразную полосу длиной до 3000 км и шириной до 600—800 км, северный край которой повторяет изгиб южной границы Сибирской платформы, а в поперечном сечении — асимметричную линзу, зона максимального «раздува» которой (до 300—500 км), а также зона, в которой верхняя граница этой области наиболее приподнята (до глубины 50—100 км), приближена к ее северному краю. По-видимому, эта линза или «подушка» с аномальными сейсмическими параметрами может рассматриваться как область относительного разуплотнения и повышенного термического режима в верхней мантии. В этой связи примечательно, что упоминавшийся выше субмеридионально вытянутый ареал базальтового вулканизма Монголии почти полностью «вписывается» в пределы области распространения аномальной мантии, причем именно той ее части, где ее верхняя граница наиболее приподнята (см. рис. 19). Байкальский же рифтовый пояс целиком попадает в северную часть области аномальной мантии, причем контуры Байкальского свода приблизительно совпадают с зоной наиболее приподнятого положения ее верхней границы. Это совпадение с несомненностью свидетельствует о том, что формирование Байкальского свода и рассекающих его грабенов, т. е. Байкальского рифтового пояса, было теснейшим образом связано с возникновением и развитием Саяно-Монголо-Байкальской области аномальной мантии и дает основание предполагать, что ареал проявления рифтогенеза, лишь сравнительно недавно (в конце плиоцена—эоплейстоцене) распространившийся к западу на район Прихубсугулья, может в дальнейшем продвинуться еще дальше на запад, в пределы Тувы и Саян, куда продолжается область аномальной мантии. С другой стороны, нельзя исключить, что рифтогенез может распространиться от Хубсугулья в южном направлении, вдоль долготной полосы базальтового вулканизма.

Остановимся на проблеме общей геодинамической обстановки, существующей ныне в пределах центральной, горной части Урало-Монгольского подвижного пояса и, в частности, на вопросе о тектонической природе Тянь-Шаня и других новейших горных сооружений Центральной Азии.

До недавнего времени среди советских исследователей господствовало представление о том, что возникновение Тянь-Шанского горного сооружения было связано с позднекайнозойским процес-

сом дейтероорогенеза, который протекал в обстановке некоторого горизонтального сжатия земной коры в субмеридиональном направлении и привел к ее короблению в виде субширотной системы крупных относительно пологих складок основания, осложненных разрывами. Эта концепция была изложена и обоснована в работах С. С. Шульца (1948 г.), а позднее О. К. Чедия (1971 г.) В. И. Макарова и ряда других исследователей. Однако в последние годы В. И. Поповым, А. И. Поповым и Б. Б. Тальвирским [76], Е. И. Паталахной и Н. М. Чабдаровым [72] и другими была выдвинута альтернативная идея о том, что новейший орогенез в Тянь-Шане, напротив, развивается в условиях поперечного к его простиранию горизонтального растяжения, а Иссык-Кульская и некоторые другие впадины Тянь-Шаня представляют собой современные грабены (рифты), В. И. Попов и др. [76] развивают представление, согласно которому Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Алтай, Саяны, Байкальская горная область образуют совместно единую крупнейшую современную рифтовую систему Центральной Азии, которой авторы этой концепции предложили присвоить имя выдающегося советского геолога Д. В. Наливкина. Эта концепция кажется нам мало обоснованной. Данные изучения неотектоники Тянь-Шаня свидетельствуют в пользу представления о пологоскладчатых деформациях его палеозойского фундамента, осложненных смещениями по разломам преимущественно взбросового и надвигового типа, местами переходящими в небольшие «козырьковые» покровы. В прибортовых, а отчасти и внутренних частях новейших впадин отложения мезо-кайнозойского чехла нередко бывают сильно смяты и сорваны со своего палеозойского основания. Поля напряжений в коровых очагах Тянь-Шанских землетрясений характеризуются почти горизонтальными субмеридионально-ориентированными векторами максимального сжатия. Для всего дейтероорогенного, или неотектонического этапа развития Тянь-Шаня, начавшегося в олигоцене, характерно полное отсутствие проявлений вулканизма, хотя до начала этого этапа, в эоцене в некоторых районах Тянь-Шаня (долина Чу, Иссык-Куль и др.) происходили небольшие базальтовые извержения. Все эти особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня не дают оснований для допущения о рифтогенной природе протекающего в его пределах горообразования, что не исключает возможности локальных проявлений горизонтального растяжения, неизбежно возникающих в связи со структурной неоднородностью палеозойского складчатого фундамента, подвергающегося общей деформации сжатия (в особенности это касается районов Тянь-Шаня, лежащих к северо-востоку от Талассо-Ферганского разлома). Наиболее вероятной причиной субмеридионального горизонтального сжатия земной коры в области Тянь-Шаня, согласно мнению многих исследователей, разделяемому автором, может являться происходившее в кайнозое сближение (коллизия) Евразийского и Индостанского литосферных блоков (плит), которое приводило к сжатию, короблению и «торошению» коры в прилегающих с севера к фронту

их столкновения зонах Евразийского континента, с постепенным затуханием этих деформаций в более северных его зонах. Поскольку главный фронт этого столкновения простирается вдоль Гималаев от Пенджабского выступа (клина) Индостанской платформы до ее Ассамского выступа на востоке, постольку можно предполагать, что эффект горизонтального сжатия, вызванного коллизией этих континентальных блоков, должен проявляться в областях Центральной Азии, лежащих к северу и северо-северо-востоку от этого фронта, а основное направление позднекайнозойского сжатия в этих областях, по-видимому, должно быть северо-северо-восточным*.

Центрально-Азиатский горный пояс, рассматриваемый некоторыми исследователями [76] в качестве единой рифтовой системы, в действительности в отношении природы неотектонических деформаций весьма разнороден и включает звенья, развивающиеся в различных кинематических условиях — начиная от обстановки субмеридионального сжатия в Тянь-Шане до обстановки горизонтального растяжения в северо-западном—юго-восточном направлении в Байкальской рифтовой системе. Можно предполагать, что в промежуточных звеньях этого горного пояса — в Джунгарском Алатау, на Алтае, в Саянах и Западной Монголии существуют сложные поля деформаций, в целом переходные между этими противоположными кинематическими обстановками, в которых, в частности, существенную роль играют перемещения сдвигового характера, установленные, например, по данным геолого-геоморфологических наблюдений, изучения последствий землетрясений, анализа космических изображений ряда районов западной, горной половины Монголии [21, 33]. Было установлено, что по крутым субширотным разломам [Гоби-Тянь-Шанский, Байтагский, Северо-Хангайский (Болнайский) и др.] происходят левосдвиговые смещения, а по разломам северо-западного и северо-северо-западного простирания (Кобдинский, Предалтайский и др.) — правосдвиговые, что позволяет связать эти подвижки с горизонтальным сжатием в юго-юго-западном — северо-северо-восточном направлении. С этим хорошо согласуются данные о новейших взбросо-надвиговых перемещениях по разломам западно-северо-западного простирания в северо-западной части Монголии, а также приведенные выше данные об ориентировке сжимающих напряжений в очагах землетрясений Прихубсугуля [33]. Таким образом, кажется вполне вероятным, что новейшее горообразование в Западной Монголии протекало в обстановке горизонтального сжатия земной коры в юго-юго-западном — северо-северо-восточном направлении, т. е., в условиях, близких к тянь-шанским, что привело к формированию парагенеза тектонических структур: в Тянь-Шане преобладают и изгибы фундамента и взбросо-надвиги, поперечные к на-

* По-видимому, именно этим можно объяснить тот факт, что интенсивность новейшего орогенеза в зонах Южного и Северного Тянь-Шаня к западу от линии Самарканд—Ташкент очень резко снижается.

правлению сжатия, а в Западной Монголии широко развиты диагональные относительно этого направления сдвиги и надвиго-сдвиги, а также и грабены, вытянутые в направлении сжатия. Основная часть грабенов Байкальского рифтового пояса, простирающихся в северо-восточном и северо-северо-восточном направлениях, и аналогично ориентированные грабены Хентейского нагорья в Северо-Восточной Монголии также могли формироваться в условиях сжатия в направлении юго-юго-западном — северо-северо-восточном. В чем же причины того, что общее горизонтальное сжатие коры в Тянь-Шане, с одной стороны, и в Монголии и Байкальской области — с другой, приводит к формированию резко различных парагенезов новейших структур? Одной из причин являются, по-видимому, отличия в характере структурных планов фундамента и соотношений между генеральным простираем структур палеозойского основания и направлением сжатия: в Тянь-Шане они поперечны друг к другу, в Западной Монголии — диагональны, а в Северо-Восточной Монголии и Байкальской области — почти совпадают по своей ориентировке. Вторая, возможно, самая главная причина связана с существованием в пределах Монголии и Байкальской области обширной и мощной, в целом субшироотно вытянутой линзы аномальной мантии, роль которой недавно была отмечена Ю. А. Зориным и др. [33]. Аномально нагретое вещество этого мощного линзовидного тела в верхней мантии, очевидно, должно чутко реагировать на приложенное к нему внешне горизонтальное давление. Естественно предполагать, что, если давление, обусловленное коллизией Индостанской и Евразийской глыб, было ориентировано в юго-юго-западном — северо-северо-восточном направлении, то оно должно было вызвать некоторое поперечное раздавливание вещества этой линзы, выпучивание ее кровли и горизонтальное отжимание и растекание материала в поперечных к ориентировке сжимающих сил направлениях, т. е. к запад-северо-западу и восток-юго-востоку. В связи с этим расположенная над линзой аномальной мантии литосфера должна была испытывать некоторое воздымание и горизонтальное растяжение в западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении, которое в верхней хрупкой части коры проявлялось в сводовых короблениях и возникновении локальных зон горизонтального растяжения, приблизительно параллельных направлению сжатия, т. е. грабенов Байкальской рифтовой системы, а в юго-западной части линзы аномальной мантии (т. е. в Западной Монголии) — также к развитию право- и левосторонних диагональных сдвигов в верхней части коры, отражающих растекание вещества аномальной мантии в западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении.

Таким образом, можно думать, что мощный позднекайнозойский дейтероорогенез в пределах центрального и восточного сегментов Урало-Монгольского подвижного пояса и своеобразие его проявления в разных областях последнего определяется сочетанием и взаимодействием нескольких факторов:

1) возникновением и развитием в пределах Монголии и смежных районов Южной Сибири области аномальной верхней мантии, создавшими благоприятные предпосылки для последующего образования в ее пределах внутриконтинентальной рифтовой системы, эта область начала формироваться, по-видимому, в палеогене и в определенной мере унаследовала область возмущения в верхней мантии, существовавшую в эпоху мезозойской тектономагматической активизации, но несколько сместилась по сравнению с ней в западном направлении;

2) происходившим в позднем кайнозое в южной части Евразийской литосферной плиты процессом ее горизонтального сжатия в общем юго-юго-западном — северо-северо-восточном направлении, вызванным ее тесным сближением с Индостанской плитой, и постепенным распространением связанных с ним деформаций в более северные зоны Евразии. На большей части территории Центральной Азии, в пределах палеозойских сооружений Тянь-Шаня, Алтая, Кунь-Луня и других результатом их явилось коробление коры и возникновение мощных дейтероорогенных сооружений, приблизительно поперечных к направлению сжатия, а в области развития аномальной мантии — к растеканию ее вещества к западу-северо-западу и восток-юго-востоку и формированию Байкальской системы рифтовых структур, обладающих общим северо-северо-восточным и северо-восточным направлениями (см. рис. 43);

3) предполагаемой автором сменой преобладающего глобального сжатия Земли общим преобладанием ее глобального расширения, которая, по-видимому, произошла на рубеже миоцена и плиоцена и сыграла существенную роль в резкой активизации рифтогенеза в Байкальском поясе в плиоцене — антропогене.

Глава 3

РИФТОПОДОБНЫЕ И РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ МЕТАПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ, ПРИМЫКАЮЩИХ К УРАЛО-МОНГОЛЬСКОМУ ПОЯСУ

Хотя конфигурация Урало-Монгольского подвижного пояса в основном определяется обрамляющими его древними платформами — Сибирской на северо-востоке, Восточно-Европейской — на западе и Китайско-Корейской (включая ее западный выступ — Таримский массив) на юге, далеко не на всем протяжении этот пояс непосредственно с ними граничит (см. рис. 1). Напротив, на ряде участков их разделяют метаплатформенные области. Так, между южным и западным краями Сибирской платформы и северо-восточным краем этого пояса располагаются Байкальская и Саяно-Енисейская метаплатформенные области. Между его северо-западным краем и северо-восточным краем Восточно-Европейской платформы лежит обширная Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область, которая, в связи с вырождением Урало-Мон-

гольского пояса в северном направлении, возможно, смыкается на северо-востоке с Таймыро-Североземельской метаплатформенной областью, примыкающей к северо-западному краю Сибирской платформы. К юго-восточному краю Восточно-Европейской платформы прилегает Донецко-Южно-Туранская метаплатформенная область, которая протягивается к юго-востоку до Южно-Таджикской впадины, отделяя на этом участке Урало-Монгольский подвижный пояс от Средиземноморского. Наконец, к восточной части Китайско-Корейской платформы примыкает с севера Буреино-Дунбэйская метаплатформенная область, почти целиком ограничивающая на востоке окончание Урало-Монгольского пояса, и лишь узкий Амуро-Охотский «коридор» связывает Урало-Монгольский подвижный пояс с Тихоокеанским.

Рассмотрим разновозрастные рифтовые и рифтоподобные структуры этих метаплатформенных областей, кроме Донецко-Южно-Туранской, более тесно структурно связанной со Средиземноморским поясом.

БАЙКАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ

Сравнительно небольшая Байкальская метаплатформенная область располагается между северным краем восточного, Монголо-Забайкальского сегмента Урало-Монгольского подвижного пояса (его салаирской Селенгино-Яблоновой зоной), и южным краем древней Сибирской платформы, в которую она глубоко вдается, между западным побережьем оз. Байкал и западной границей Алдано-Станового щита, образуя в плане далеко вытянутый к северу дугообразный выступ. Ее геологическое строение и развитие очень своеобразно и еще недостаточно расшифровано (о возрасте некоторых комплексов пород, времени складчатости отдельных зон и тектонической природе Байкальской области существуют различные мнения). Главная причина разногласий кроется в широком развитии в ней «немых» сильно метаморфизованных докембрийских образований и наличии огромных полей гранитоидов, маскирующих структуру вмещающих толщ. От обрамляющих ее с запада, севера и северо-востока возвышенностей и плато Байкальская область отличается в целом более высоким, среднегорным рельефом. Интереснейшую особенность Байкальской области представляет приуроченность к ней большей части Байкальского рифтового пояса — крупнейшей системы позднекайнозойских континентальных рифтовых структур в пределах Евразии.

Как видно из рис. 20, в структурном плане Байкальской области выделяются широкая южная Баргузино-Витимская зона, занимающая около половины всей ее площади, и четыре окаймляющие ее с севера относительно узкие серповидные или дугообразные, обращенные выпуклостью к северу зоны, сложенные главным образом нижне- и верхнепротерозойскими и отчасти нижнепалеозойскими образованиями. Тектоническая природа Баргузино-Витимской зоны дискуссионна, поскольку большая часть ее террито-

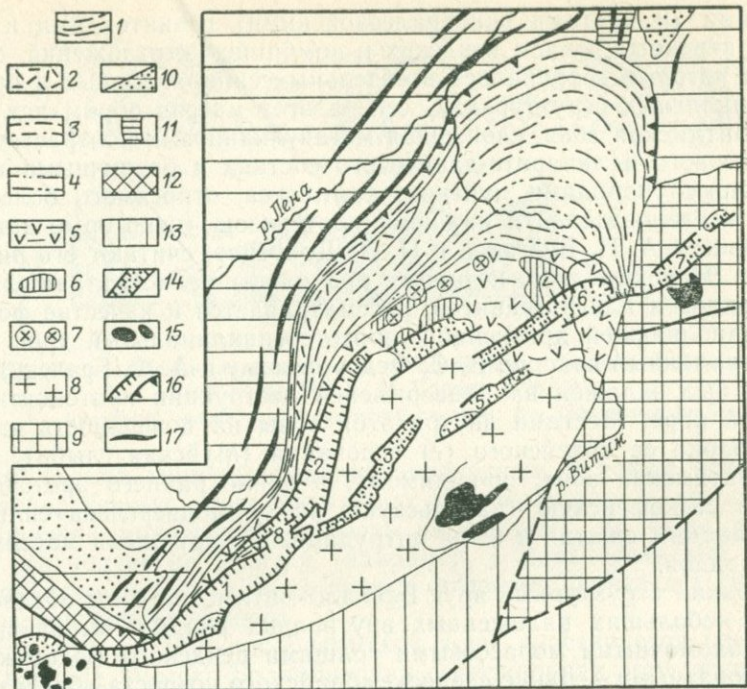


Рис. 20. Схема тектонического районирования Байкальской метаплатформенной области

1—8 — Байкальская метаплатформенная область [1 — Байкало-Патомская авлакогеосинклинальная складчатая зона (моноклинирий), 2 — Северо-Байкальский вулканический пояс, 3 — Чуйско-Тонодская антиклинальная зона; 4 — Мамско-Бодайбинская синклинальная зона, 5 — Байкало-Витимская зона; 6 — впадины, выполненные вендско-кембрийскими отложениями; 7 — среднепалеозойские щелочные интрузии Сынырского комплекса, 8 — Баргузино-Витимская зона]; 9—11 — Сибирская платформа (9 — Алдано-Становой щит, 10 — Лено-Енисейская платформа, нижнепалеозойский и мезозойский структурные этажи, 11 — Уринский авлакоген); 12 — Саяно-Енисейская метаплатформенная область (Шарыжалгайское поднятие); 13 — Урало-Монгольский складчатый пояс; 14 — позднекайнозойские грабены Байкальского рифтового пояса; 15 — позднекайнозойские базальты; 16 — разломы сбросового и надвигового типа; 17 — складки в платформенном чехле. Грабены Байкальского рифтового пояса: 1 — Южно-Байкальский, 2 — Северо-Байкальский, 3 — Баргузинский, 4 — Верхнеангарский, 5 — Баунтинский, 6 — Муйский, 7 — Чарский, 8 — горстовое поднятие о-ва Ольхон — Академического хребта, 9 — Тункинская впадина

при занята гранитоидами огромного Баргузинского батолита (или системы слившихся батолитов), становление которого, по-видимому, в основном происходило в позднем протерозое и закончилось в начале палеозоя. Однако присутствие в провесах его кровли фрагментов метаморфических пород архейского и раннепротерозойского возраста позволяет ряду исследователей (Е. А. Алтухов, В. А. Амантов, Л. И. Красный, Е. П. Миронюк и др.) высказать наиболее обоснованное, с нашей точки зрения, мнение о том, что Баргузино-Витимская зона представляет собой древний срединный (или метаплатформенный — Е.М.) массив. Его архейско-раннепротерозойский фундамент при становлении батолитов был в значительной мере переработан, переплавлен и замещен позднепротеро-

зойскими (и местами раннепалеозойскими) гранитоидами и частично перекрыт чехлом вендских и кембрийских отложений, фрагменты которых сохранились в отдельных синклиналих и брахисинклиналих структурах. С севера этот массив обрамляет Байкало-Витимская зона, сложенная метавулканитами контрастного — базальтового и липарито-дацитового состава и различными метасадочными породами муйского комплекса, относимого большинством исследователей к нижнему протерозою (некоторые авторы, в частности А. Н. Булгатов и Н. Л. Добрецов, считают его рифейским). Этот комплекс, которому подчинены тела ультрамафитов, габброидов и плагиигранитов, рассматривается в качестве формации, заполнявшей древнейший протогеосинклинальный трог (или зеленокаменный пояс, по В. С. Федоровскому и А. Ф. Грачеву), который был заложен на подвергшейся деструкции протоконтинентальной коре. Местами внутри этой зоны на поверхность выступают блоки ее архейского (?) основания (Муйская глыба). Байкало-Витимская зона, по-видимому, в конце раннего протерозоя, т. е. в свекофенскую (карельскую) эпоху, подверглась сильным деформациям сжатия и была интродуцирована крупными массивами гранитоидов.

Верхний структурный ярус Байкало-Витимской зоны образован рядом небольших наложенных внутренних впадин, выполненных грубообломочными молассовыми толщами вендского (юдомского) и карбонатными — ранне-среднекембрийского возраста общей мощностью от 2—3 до 10 км, резко несогласно залегающими на разных горизонтах муйской серии и других докембрийских образований. Эти впадины — Холодинская, Ангара-Мамская, Средневитимская и другие, по-видимому, представляющие остатки первоначально более крупных депрессий, обрамлены разломами сбросового и взбросового типа и обладают внутренней складчатой структурой. Первоначально они развивались в режиме раздробления, горизонтального растяжения и грабенообразного проседания их субстрата, а затем подверглись сжатию (рис. 21). Их рассматривают в качестве либо структур орогенного типа (межгорных впадин), либо — что представляется нам наиболее вероятным — древнейших дейтероорогенных структур рифтового типа, позднее (скорее всего, в эпоху салаирской или каледонской складчатости) видоизмененных деформациями сжатия. Заметим, что дугообразная в плане полоса развития этих впадин лежит на северо-восточном продолжении той зоны, в которой в кайнозой сформировался Байкальский рифт, и в непосредственном соседстве с Верхнеангарским и Муйским грабенами Байкальского рифтового пояса. Структуры вендско-раннекембрийских впадин, как и более древние образования Байкало-Витимской зоны, рвутся раннепалеозойскими гранитоидными интрузиями Витимского комплекса, а также среднепалеозойскими массивами центрального типа Сыннырского щелочного комплекса, расположенными в виде цепочки на северо-восточном продолжении Байкальского рифта. Как было показано автором [59, 61] и А. В. Разваляевым [79], подобные кольцевые щелочные ин-

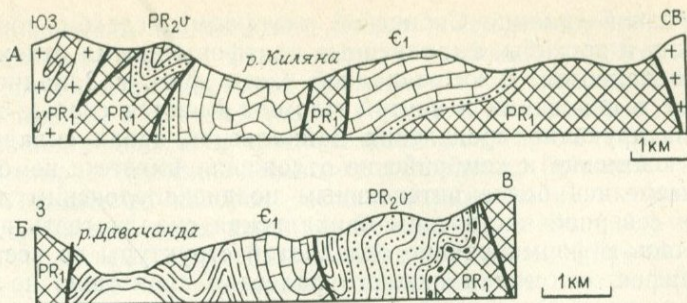


Рис. 21. Геологические профили вендско-кембрийских впадин Байкало-Витимской зоны. По Л. И. Салопу (1967 г.)

А — Хилиянский грабен Средневитимской впадины; Б — Талоинская впадина

трузии весьма типичны для интракратонных, а также некоторых дейтероорогенных континентальных рифтовых зон, в которых их становление может сопутствовать рифтогенезу, но чаще предвращает его подчас на десятки (например, в Верхнерейнской и Восточно-Африканских) и даже первые сотни миллионов лет (в Красноморской рифтовой зоне).

К северу от Байкало-Витимской зоны простирается серповидная в плане Мамско-Бодайбинская синклиальная зона, выполненная мощными толщами метаморфизованных преимущественно терригенных отложений, возраст которых вызывает острые разногласия. Традиционное мнение об их позднепротерозойском возрасте оспаривается В. С. Федоровским, доказывающим принадлежность их, а также времени складчатости и гранитоидных массивов в этой зоне к раннему протерозою.

С севера Мамско-Бодайбинскую зону обрамляет дугообразная Чуйско-Тонодская антиклинорная зона, в основном сложенная метаморфическими сланцами и гнейсами нижнего протерозоя, а в ядрах некоторых поднятий, возможно, и архея. В юго-западной части зоны эти образования несогласно перекрываются слабо метаморфизованной молассово-порфировой акитканской серией, отвечающей верхней части нижнего протерозоя. Она слагает вулканический пояс (или, по мнению А. А. Константиновского [45], выполняет грабенообразную впадину рифтового типа), формировавшийся в завершающую фазу свекофенского тектонического цикла.

Внешнее положение в структурном плане Байкальской области занимает узкая Байкало-Патомская складчатая зона. Она сложена несогласно залегающими на различных нижнепротерозойских образованиях терригенно-карбонатными отложениями среднего, верхнего рифея и венда (юдомия) миогеосинклинального характера, наиболее мощными (до 8—10 км) в северной части зоны, которые перекрыты платформенным кембрием. В структурном отношении эта зона представляет собой моноклиний, состоящий из узких линейных складок; зеркало складчатости его погружается к

дугообразной границе Сибирской платформы, где он постепенно переходит в прогибы, выполненные платформенными отложениями нижнего палеозоя. В юго-западной части зоны, в Западном Прибайкалье в основании и внутри юдомия имеются слабые несогласия, фиксирующие проявления байкальской эпохи складчатости, однако юдомские и кембрийские отложения вместе с кембрийскими подверглись более интенсивным позднекаледонским дислокациям; в северной части зоны байкальская складчатость почти не проявилась и формирование складчатой структуры во всем комплексе рифея, юдомия и нижнего палеозоя произошло не раньше конца силура. Одновременно с субширотными дугообразными складками Патомской зоны была сформирована и складчатая структура отходящего от нее к северо-северо-востоку в глубь платформы узкого Уринского антиклинория, возникшего на месте одноименного рифейско-вендского авлакогена.

Таким образом, если справедливы представления о раннепротерозойском возрасте метаморфизованных, существенно терригенных отложений Мамско-Бодайбинской зоны и дорифейском (свекофенском) возрасте ее складчатых структур и гранитоидных массивов, то не только Баргузино-Витимская зона (массив) и Байкало-Витимская зона, но также Мамско-Бодайбинская и Чуйско-Тонодская зоны вместе составляют обширный массив дорифейской консолидации. Этот массив отделен от древней Сибирской платформы лишь узкой дугообразной Байкало-Патомской зоной, которая, несмотря на присутствие в ней мощного верхнепротерозойского комплекса миогеосинклинального (на юго-западе в верхах комплекса — молассового) типа, выполнявшего в рифее и венде глубокий прогиб, по возрасту основных деформаций является позднекаледонской складчатой зоной. В этом случае узкая Байкало-Патомская зона может рассматриваться в качестве рифейско-раннепалеозойского авлакогеосинклинального прогиба, испытавшего сжатие и прекратившего свое развитие в конце раннего палеозоя (перед девоном), а остальная, подавляющая по размерам территория Байкальской области — как метаплатформенный массив с дорифейским основанием. Если же правильно отнесение отложений, выполняющих Мамско-Бодайбинский синклиний, к рифею, а их складчатой структуры — к эпохе байкальской складчатости, то эта картина принципиально мало изменится, но в качестве метаплатформенного массива придется рассматривать Баргузино-Витимскую и Байкало-Витимскую зоны, вместе взятые, а в качестве отделяющей этот массив от Сибирской платформы авлакогеосинклинальной зоны (в последнем случае — более широкой и сложно построенной) — Мамско-Бодайбинский и Байкало-Патомский прогибы, разделенные полосой антиклинальных поднятий.

Комплексы пород и соответственно структурные формы средне- и позднепалеозойского, мезозойского и раннекайнозойского возраста на территории Байкальской метаплатформенной области почти неизвестны, если не считать упоминавшихся выше палеозойских щелочных интрузий сыннырского типа и небольших выходов юр-

ских отложений в южной части Байкальской котловины. В целом она представляла в эти эпохи область поднятия и денудации, однако в пределах Байкальской котловины в мезозое могла существовать впадина, в которой под кайнозойскими осадками, возможно, захоронены юрские и нижнемеловые континентальные отложения. Во второй половине кайнозоя в пределах большей ее части (кроме Патомского нагорья) возникла одна из крупнейших континентальных рифтовых структур Земли — Байкальский рифтовый пояс. Он простирается в общем северо-восточном направлении более чем на 1500 км, в основном накладываясь на свекофенские, байкальские и салаирские структуры Байкальской метаплатформенной области и частично наследуя их или приспосабливаясь к их простираниям, но его юго-западный и северо-восточный фланги захватывают соответственно Тувино-Монгольский срединный массив в северной части Урало-Монгольского пояса, и западную, а возможно, и среднюю часть Алдано-Станового щита.

Различные вопросы стратиграфии, тектоники, геоморфологии, магматизма термического режима, сейсмичности, глубинного строения, истории формирования, происхождения Байкальского рифтового пояса и связи его возникновения и развития с региональными и глобальными геодинамическими процессами, происходившими в кайнозое, обстоятельно освещались в работах Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева, В. П. Солоненко, В. В. Ламакина, С. И. Шермана, Ю. А. Зорина, В. А. Рогожиной, Л. А. Мишариной, Н. Н. Пузырева, С. В. Лысак, А. И. Киселева, П. Мольнара и П. Таппонье, Л. П. Зоненшайна и многих других исследователей, а также рассматривались в сводной работе автора [59]. Это позволяет ограничиться здесь лишь краткой характеристикой Байкальского рифтового пояса.

Характерной чертой новейшей структуры Байкальского рифтового пояса является присутствие ряда линейно-вытянутых, реже брахиморфных, четковидно или кулисно расположенных грабенов и односторонних грабенов, простирающихся в северо-северо-восточном, северо-восточном, восток-северо-восточном и субширотном, а на юго-западном окончании пояса — также в долготном направлении. Эти впадины выражены в рельефе в виде более или менее глубоких котловин с крутыми бортами и плоскими днищами, представляющих главным образом аллювиальные равнины, а в некоторых котловинах располагаются глубоководные озера (Байкал, Хубсугул). Внутренние части впадин заполнены толщами верхнекайнозойских континентальных отложений (начиная с олигоцена, миоцена, плиоцена или даже плейстоцена до голоцена) мощностью от сотен метров до нескольких километров. Грабены обрамляются и разделяются выступами фундамента — новейшими поднятиями горстового, односторонне-горстового и сводово-горстового типа, воздымающимися до 2—3 км и в совокупности образующими огромный пологий Байкальский свод шириной от 150—200 км (в средней части) до 300—400 км (близ окончаний), осложненный этими впадинами.

Центральное положение в системе впадин Байкальского пояса занимают Южно- и Северо-Байкальский грабены, самые протяженные (по 400 км каждый), широкие (до 50—80 км) и глубокие: их общая глубина, с учетом мощности осадков (соответственно до 5 и до 3—4 км), толщи воды и относительной высоты обрамляющих хребтов (смежных поднятий), достигает 5—7 км. Впадины выполнены олигоценовыми и неоген-четвертичными осадками, но в низах их разреза возможно присутствие отложений юры и нижнего мела. Эти грабены расположены кулисно и разделены узким горстовым поднятием о-ва Ольхон и подводного Академического хребта с архипелагом мелких Ушканьих островов. Обе впадины асимметричны: с северо-запада они ограничены зоной огромного Обручевского сброса, состоящей из ряда тесно сближенных крутых ступенчатых сбросов общей амплитудой до 5 км, а с юго-востока — крутой флексурой, осложненной рядом продольных малоамплитудных ступенчатых сбросов. Эти сбросы, судя по сейсмоакустическим данным, не только разбивают древний фундамент, но и сильно нарушают залегание выполняющих впадины кайнозойских отложений.

К западу от окончания Южно-Байкальской впадины, отделяясь от нее поперечной седловиной, располагается небольшая, но глубокая (до 3—4 км) широтно вытянутая брахиморфная Тункинская впадина с мощностью выполняющих отложений до 2—2,5 км (рис. 22), а к юго-западу от нее, в Северной Монголии — несколько долготно ориентированных четвертичных грабенов — Хубсугульский, Дархатский и др. На северо-востоке Южно- и Северо-Байкальский грабены кулисно подставляют соответственно Баргузин-

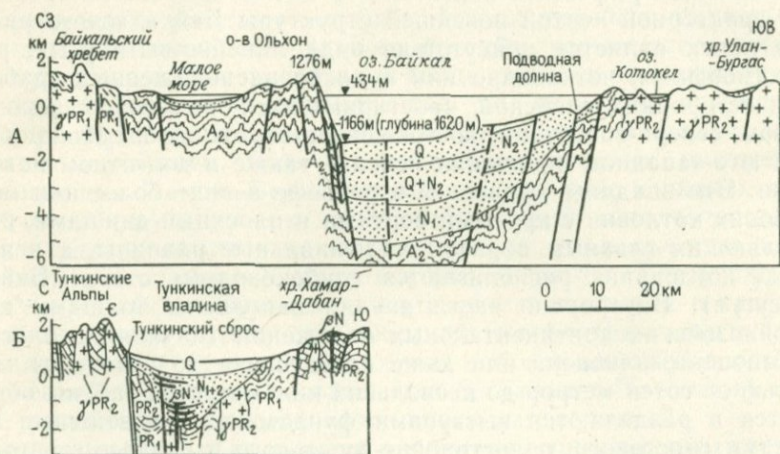


Рис. 22. Геологические профили впадин Байкальского рифтового пояса

А — средняя часть Байкальской впадины (по В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсову, 1969 г., с дополнениями по В. Г. Николаеву и др.). Б — Тункинская впадина (по В. В. Ружичу, 1973 г.)

ский и Верхне-Ангарский грабены, а к востоку от них располагаются сравнительно небольшие Баунтинская, Муйская, Чарская и Токкинская грабенообразные впадины, выполненные плиоцен-четвертичными осадками, мощностью не более 0,5—1 км, и ряд еще более мелких зачаточных впадин. Большинство грабенов в северо-восточной части пояса также асимметричны. В отличие от остальных грабенов Байкальского пояса, наложенных на свекофенские, байкальские и саланские складчатые структуры, Чарская и Токкинская впадины лежат на архейском фундаменте или нижнепротерозойском протоплатформенном комплексе западной части Алдано-Станового щита. Продолжение пояса, выраженное рядом зачаточных субширотных рифтогенных впадин, прослежено Л. Г. Васютиной еще на 800 км далее к востоку, примерно вдоль зоны Станового глубинного разлома, разделяющего Алданский и Становой блоки.

В разрезе верхнекайнозойских континентальных отложений, выполняющих глубокие грабенообразные впадины в средней части Байкальского рифтового пояса (Тункинскую, Южно- и Северо-Байкальскую), Н. А. Логачев в 1968 г. выделил две части. Нижняя часть (олигоцен—миоцен), залегающая на раннекайнозойской коре выветривания, представлена относительно тонкообломочными озерными, болотными и аллювиальными осадками (алевролиты и глины, а также песчаники) с пластами и линзами глинистых известняков, мергелей, диатомитов и бурых углей. Отсутствие грубообломочных пород, олиго- и мезомиктовый состав кластического материала, его средняя или хорошая отсортированность свидетельствуют об относительной вялости и слабой контрастности тектонических движений и малой расчлененности обрамлявших впадины возвышенностей. Их умеренное воздымание в основном компенсировалось денудацией, и горный рельеф не возникал.

Верхняя часть разреза (плиоцен—антропоген) отличается большим разнообразием осадков и фаций — озерных, речных, пролювиальных, гравитационных, водно-ледниковых и ледниковых, образующих типичную молассовую формацию. По периферии впадины господствуют грубообломочные осадки (до глыбовых и валунно-галечных), а во внутренних частях — песчаные и алевритоглинистые, причем красноцветные плиоценовые осадки кверху сменяются сероцветными плейстоценовыми, несущими признаки синхронных им оледенений. Появление грубообломочных образований отражает возникновение горного рельефа в непосредственной близости от котловины, связанное с усилением роста краевых поднятий, лишь частично компенсируемого денудацией, сбросовыми подвижками и быстрым, в ряде случаев также некомпенсированным погружением впадин, в которых возникали глубокие озера. Таким образом, можно сделать вывод, что возникновение Байкальского свода и горообразование не предшествовали заложению крупнейших рифтовых впадин, и интенсивно протекали лишь на поздней стадии рифтогенеза, что характерно для континентальных рифтовых зон щелевого типа. Менее глубокие впадины на северо-востоке

и юго-западе свода закладывались в плиоцене или плейстоцене и проседали одновременно с его быстрым ростом.

Байкальский рифтовый пояс высоко сейсмичен. Большинство очагов землетрясений приурочено к грабенам. Сила толчков может достигать 9 и даже 10 баллов. Некоторые землетрясения сопровождаются относительными подвижками блоков земной коры; во время Цаганского землетрясения 1862 г. блок площадью в 260 км² в дельте Селенги опустился до 7—8 м и образовался залив Провал. Согласно Л. А. Мишариной (1967 г.), поля напряжений в сейсмических очагах на подавляющей части площади пояса характеризуются субгоризонтальным положением векторов максимальных растягивающих напряжений, ориентированных вкрест простирания грабенов. Эти факты наряду с преобладанием среди новейших разрывных нарушений нормальных сбросов (кроме которых отмечаются сбросо-сдвиги и сдвиги) указывают на господство в кинематике новейших движений поперечного горизонтального растяжения. Амплитуда его во впадинах Байкала оценивается ориентировочно в 10—20 км; в других грабенах она значительно меньше.

Рифтообразование в Байкальском поясе, как и в остальных рифтовых зонах щелевого типа, сопровождается относительно ограниченными проявлениями вулканизма [41] по сравнению с рифтовыми зонами сводово-вулканического типа, например, Эфиопской и Кенийской в Восточной Африке. Общий объем их продуктов (около 8000 км³) в 15 раз меньше суммарной емкости позднелавинных рифтовых впадин. Проявления вулканизма сосредоточены в трех районах пояса — близ юго-западного окончания (в Прихубсугулье, в южной части Восточного Саяна и на Хамар-Дабане), на северо-восточном окончании (в хр. Удокан к югу от Чарского грабена) и на его юго-восточном краю (в Верхневитимском плоскогорье). Все три вулканических поля тяготеют к поперечным воздыманиям Байкальского свода, но смещены относительно его оси к юго-востоку. За исключением Тункинской и Хубсугульской впадин, извержения приурочивались к частным поднятиям и контролировались зонами молодых разломов и узлами их пересечения. Они начались в миоцене* и с перерывами продолжались в плиоцене, плейстоцене и голоцене. Рельеф голоценовых вулканических конусов и лавовых потоков, спускающихся на дно долин, отличается свежестью. В составе вулканитов доминируют субщелочные и щелочные оливиновые базальты; им резко подчинены толеитовые базальты (в Тункинской впадине), трахибазальты и трахиты (в хр. Удокан). Кайнозойские интрузии, за исключением базальтовых даек в южном обрамлении Байкальской, а также Тункинской и Чарской впадин, в Байкальском рифтовом поясе неизвестны, но, основываясь на выявленной в осевой зоне Байкаль-

* Незначительные эоценовые(?) субвулканические образования пикритового состава обнаружены на Большом Ушканьем острове в центре Байкальской впадины.

ского рифта узкой линейной положительной аномалии теплового потока, вдвое превышающей его средние значения, Ю. А. Зорин [53] предполагает присутствие на глубине ниже 6 км крупного дайкообразного тела шириной до 7—10 км, внедрившегося около 3 млн. лет назад. Исследования методом ГСЗ показали, что земная кора утонена до 34—35 км под Южно-Байкальской до 38—40 км под Северо-Байкальской впадиной против 42—45 км под «плечами» рифта, а V_p на границе М понижена до 7,7 км/с против 8,1—8,2 км/с под смежными районами Сибирской платформы и Забайкалья [69]. Обширная область пониженных скоростей в верхах мантии толщиной до 300—500 км располагается под всем Байкальским сводом, выходя за его пределы на западе, юге и юго-востоке. Она интерпретируется как широкий выступ аномальной мантии (астеносферы), достигающий подошвы земной коры [81]. Его развитие, начавшееся, по-видимому, в палеогене, вызвало образование Байкальского свода, а растекание вещества выступа к юго-востоку привело к растяжению коры, локальному вторжению в нее дайкообразных тел мантийного материала и формированию рифтовых впадин. Этому способствовала, вероятно, обстановка небольшого общего расширения Земли в плиоцене—антропогене, предполагаемого некоторыми исследователями. Существенную роль в развитии рифтогенеза в пределах области аномальной мантии и возникшего в ее апикальной части Байкальского свода сыграло, по-видимому, сближение Евразийской и Индостанской литосферных плит (см. главу 2). Коллизия этих крупнейших глыб литосферы, происходившая в позднем кайнозое, и давление, оказываемое на линзу пластичного вещества аномальной мантии с юго-юго-запада, по всей вероятности, контролировали направления горизонтального растекания аномальной мантии в пределах ее Байкало-Монгольского выступа и соответственно — направления раздвига земной коры в грабенах Байкальского пояса, которые были приблизительно перпендикулярны ориентировке вектора максимальных сжимающих напряжений, и тем самым предопределили наиболее благоприятные в данной геодинамической обстановке северо-восточные и северо-северо-восточные простирания большинства этих грабенов. Приблизженность Байкальского рифта к юго-восточному борту Сибирской платформы, очевидно, связана с первичной асимметрией формы линзы аномальной мантии, апикальная зона которой была сдвинута к ее северо-западному краю, а также с тем, что растекание вещества этой линзы происходило лишь в юго-восточном направлении, так как граница платформы как в коре, так и в верхней мантии оказалась для нее непреодолимой преградой.

САЯНО-ЕНИСЕЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Саяно-Енисейская метаплатформенная область, отделяющая Сибирскую платформу на западе и юго-западе от Урало-Монгольского эпигеосинклинального складчатого пояса, состоит из двух

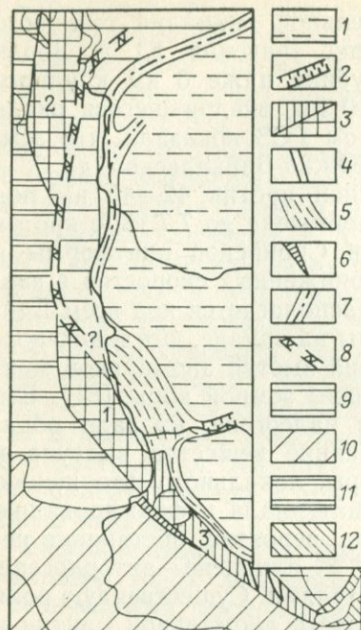


Рис. 23. Тектоническое положение Саяно-Енисейской метаплатформенной области и место рифтоподобных и рифтовых зон в ее структуре

1 — Сибирская древняя платформа, вендско-мезозойский плитный чехол; 2 — рифейские авлакогены, регенерированные в триасе; 3—9 — Саяно-Енисейская область: 3 — метаплатформенные массивы с дорифейским фундаментом на поверхности и под чехлом (1 — Верхнекетский, 2 — Няндяхский, 3 — Восточно-Саянский), 4 — грабен-синклинали в Восточно-Саянском метаплатформенном массиве, 5 — авлакогеосинклинальные байкальские складчатые зоны, сложенные отложениями среднего — верхнего рифея, испытавшие предъюрскую инверсию, 6 — девонский Атульский грабен в зоне Главного Восточно-Саянского разлома, 7 — палеозойско-триасовый Туруханский авлакоген (наследующий рифейскую авлакогеосинклинальную зону?) и его северное продолжение, 8 — гипотетический Худосейский доюрский (рифейско-палеозойский?) грабен, 9 — фанерозойский плитный чехол на нерасчлененном фундаменте Саяно-Енисейской области; 10 — палеозойский фундамент Урало-Монгольского складчатого пояса; 11 — его мезо-кайнозойский и частично более древний плитный чехол; 12 — Байкальская метаплатформенная область

главных тектонических элементов — Енисейско-Восточно-Саянской свекофенско-байкальской складчатой системы, обрамляющей платформу между западным концом оз. Байкал и устьем Подкаменной Тунгуски, и Приенисейской зоны с докембрийским, по-видимому, в значительной мере добайкальским фундаментом и фанерозойским чехлом, занимающей самую восточную часть Западно-Сибирской низменности от Красноярска до Гыданского полуострова. От Сибирской платформы северную часть Приенисейской зоны отделяет Турухано-Норильский авлакоген, под деформированным палеозойским чехлом которого, возможно, погребена рифейская авлакогеосинклинальная зона (рис. 23).

Енисейско-Восточно-Саянская складчатая система складывается из двух четковидно расположенных складчато-глыбовых сооружений, разделенных наложенной, выполненной средне-верхнедевонскими и юрскими отложениями Рыбинской впадины: добайкальского, но переработанного байкальскими движениями Восточно-Саянского сооружения, занимающего северо-восточную часть одноименной горной системы, и байкальского авлакогеосинклинального, по представлениям автора, складчатого сооружения Енисейского кряжа. Первое обладает среднегорным рельефом, абсолютные высоты которого возрастают к югу от 1 до 2—2,5 км, второе представляет низкогорье с высотами от 0,5 до 1,1 км.

Восточно-Саянское протерозойское складчато-глыбовое сооружение отделяется от Сибирской платформы крупным Бирюсинским разломом, частично скрытым под чехлом нижнепалеозойских

и юрских платформенных отложений, а вдоль его юго-западного края от западной оконечности Байкала до Красноярска прослеживается почти прямолинейная зона длительно развивавшегося Главного Восточно-Саянского глубинного разлома, по которому неоднократно происходили как вертикальные, так и сдвиговые перемещения. Она отделяет Восточно-Саянское протерозойское сооружение от Тувино-Монгольского массива и расположенных к северо-западу от него байкало-салаирских и каледонских складчатых зон Алтае-Саянской области. Основу структуры этого сооружения составляют кулисно расположенные Шарыжалгайская (на востоке) и Бирюсинская горстообразные глыбы глубоко метаморфизованного фундамента — соответственно архейского и архейско-раннепротерозойского (?) возраста, разделяющий их диагональный Урикско-Ийский грабен и выполненный верхнерифейско-вендскими отложениями миогеосинклинального и молассового типа Присаянский байкальский краевой прогиб, образующий самую северную зону в западной части Восточно-Саянского сооружения.

На западный участок северной краевой зоны Бирюсинского горста наложен небольшой, частично перекрытый Присаянским прогибом Туманшетский грабен (или грабен-синклиналь), выполненный слабо метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями нижнего протерозоя.

Более крупный Урикско-Ийский грабен (или грабен-синклиналь) северо-западного простираения, разделяющий Бирюсинский и Шарыжалгайский горсты, «уходит» на северо-западе под Присаянский прогиб. Он выполнен вулканогенно-осадочными метаморфизованными образованиями верхнего архея и нижнего протерозоя и молассами низов рифея. В основании разреза Урикско-Ийского грабена присутствует серия амфиболитов, амфиболовых и биотитовых кристаллосланцев и гнейсов, кварцитов, доломитов, известняков, метапесчаников и железистых кварцитов (3—5 км), сопоставляемая некоторыми исследователями с «троговым комплексом» Алданского щита. Эти образования, метаморфизованные в амфиболитовой фации, прорываются гранитоидами с возрастом 2,5—2,7 млрд. лет.

В обоих грабенах присутствует мощная (8—12 км) сублукская серия, в составе которой преобладают терригенные флишеидные отложения, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации — хлорит-серицититовые сланцы, метапесчаники, кварциты, конгломераты; в нижних ее частях присутствуют также миндалекаменные базальтовые и андезитовые порфириды, кварцевые порфиры, а в верхних — известняки и доломиты. Верхний предел возраста этой серии определяется прорыванием ее гранитоидами и пегматитами, отвечающими концу раннего протерозоя (1,6—1,7 млрд. лет). Выше в Урикско-Ийском грабене несогласно залегает молассовая зунтейская серия (2—4 км), сложенная песчаниками, конгломератами и сланцами нижнего—среднего рифея (1,2—1,4 млрд. лет).

Примыкающий с севера к Бирюсинской глыбе, Туманшетскому и Урикско-Ийскому грабенам Присаянский прогиб выполнен несогласно залегающими на различных метаморфизованных нижепротерозойских и нижнерифейских образованиях терригенно-карбонатными и терригенными, в верхах — грубообломочными отложениями среднего (?) — верхнего рифея и юдомия, общей мощностью около 4 км, смятыми в умеренно сжатые линейные складки северо-северо-западного простирания с погружающимся к северо-востоку зеркалом складчатости. Ширина Присаянской зоны на западе — около 50 км, а к востоку она сужается и выклинивается. В современной структуре она приподнята по Бирюсинскому разлому относительно краевой части Сибирской платформы (Иркутского амфитеатра), сложенной отложениями кембрия, ордовика и юры. Присаянский прогиб — единственная складчатая зона байкальского возраста в протерозойском сооружении Восточного Саяна. Она имеет явно интракратонную природу и несомненно наследует крупную проторифтовую структуру раннего протерозоя, фрагментами которой являются Туманшетский и Урикско-Ийский грабены. Вместе с тем Присаянский прогиб, по-видимому, представляет вырождающееся к юго-востоку ответвление байкальского складчатого сооружения Енисейского кряжа.

Сооружение Енисейского кряжа (s.l.) состоит из двух основных элементов — Ангаро-Канского выступа раннего докембрия на юге и байкальской складчатой зоны Енисейского кряжа (s. str.) на севере; граница между ними совпадает с долиной низовьев Ангары, приуроченной к длительно развивавшейся зоне поперечного разлома. Ангаро-Канский горстообразный выступ, простирающийся в северо-северо-западном направлении на 200 км при ширине обнаженной части 50—100 км, сложен из двух разделенных несогласием метаморфических комплексов — архейского канского, метаморфизованного в гранулитовой фации, и нижнепротерозойского енисейского (веснинского), испытавшего метаморфизм амфиболитовой фации и прорванного около 1,85 млрд. лет назад таракским комплексом гранитоидов. Это позволяет относить формирование внутренней структуры выступа к свекофенской эпохе. Ее северо-западное погребенное продолжение — Верхнекетский массив — намечается по данным бурения и геофизических исследований в левобережье Енисея, в фундаменте юго-восточной части Западно-Сибирской низменности непосредственно к западу от Енисейского кряжа.

Байкальское складчатое сооружение (мегантклиний) Енисейского кряжа длиной 450 км и шириной от 100 км на севере до 200 км на юге состоит из нескольких антиклинорий и синклиний. В ядрах гнейсовых куполов и валов в некоторых антиклинориях обнажается его основание, сложенное глубоко метаморфизованными образованиями нижнего протерозоя, прорванными древнейшими (2,15 млрд. лет) гранитоидами. В антиклинориях выступает на поверхность также несколько менее метаморфизованная кварцито-сланцево-карбонатная пенчегинская толща с прослоями

основных вулканитов мощностью более 1,5 км, принадлежащая верхам нижнего протерозоя или нижнему рифею. Некоторые исследователи рассматривают ее как отложения протоплатформенного чехла.

Наиболее широко в разрезе Енисейского кряжа распространены две мощные разделенные перерывом терригенно-карбонатные (с преобладанием филлитов) миогеосинклинального типа серии среднего и низов верхнего рифея — сухопитская и тунгусикская, общей мощностью до 10—12 км. Сухопитская серия (от 5—6 км на востоке до 7—8 км на западе), трансгрессивно залегающая на дорифейском фундаменте, начинается с конгломератов, гравелитов и аркозовых песчаников и в основном сложена филлитизированными глинистыми сланцами и алевролитами с отдельными прослоями аркозовых песчаников, а также известняков и доломитов (в средней и главным образом верхней частях). Она представляет крупный седиментационный цикл, в свою очередь состоящий из двух более мелких циклов. Переслаивание терригенных пород в ряде частей ее разреза имеет флишoidный характер. К фазе поднятия, разделяющей накопление сухопитской и тунгусикской серий, приурочено становление тейского комплекса гранитоидов (1—1,1 млрд. лет).

Тунгусикская серия (4—6 км), залегающая на сухопитской с разрывом, с песчаниками и гравелитами в основании, по составу сходна с сухопитской, но известняки и доломиты со строматолитами играют в ее разрезе большую роль. Тунгусикская серия также образует крупный седиментационный цикл, распадающийся на три более мелких. Сухопитская серия принадлежит среднему рифею, а тунгусикская, возможно, верхам среднего, и несомненно, первой половине верхнего рифея. К концу ее накопления приурочено становление батолитов микроклиновых гранитов татарского комплекса, наиболее распространенных среди гранитоидов Енисейского кряжа (около 0,7—0,85 млрд. лет). В самой западной части кряжа в обеих сериях рифея появляются вулканиты типа спилито-кратофировой и порфиритовой формации, несколько усиливаются кливаж и метаморфизм, а в приразломных зонах присутствуют мелкие протрузивные тела гипербазитов (на востоке мегантиклинория породы рифея почти не изменены). Это дает основание некоторым геологам рассматривать западную часть Енисейского кряжа как эвгеосинклинальную зону байкалид. В пределах антиклинориев рифейские отложения смяты в сильно сжатые узкие линейные складки, в синклиниях складки более широкие и пологие.

В восточной и северо-западной краевых частях мегантиклинория распространены флишoidные и молассовые (с прослоями конгломератов и гравелитов) отложения верхней части верхнего рифея и венда (юдомя), представляющие третий крупный седиментационный цикл позднего протерозоя. Они залегают на подстилающих рифейских отложениях с перерывом и более или менее значительным несогласием, фиксирующим раннюю фазу байкальской склад-

чатости. Накопление этих отложений отвечает орогенному этапу развития байкалид. В юго-восточной части Енисейского кряжа они выражены ослянской серией, выполняющей наиболее погруженную часть остаточного Ангаро-Питского прогиба (ныне — синклиниория), в северо-восточной части (Тейской впадине) — чингасанской серией (2—3 км), с глубоким размывом перекрывающей среднерифейские отложения, в северо-западной части — вороговской серией (2—4 км), заполняющей одноименный наложенный внутренний прогиб. Ослянская серия начинается толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников, с прослоями доломитов, к низам которой приурочен горизонт хлорит-гематитовых железных руд. Верхнюю часть серии слагает мощная толща известняков и глинистых известняков, содержащих юдомские строматолиты и онколиты, с прослоями мергелей, аргиллитов и алевролитов (1—3 км). Разрез венда (юдомия) венчает трансгрессивно залегающая терригенная толща, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а в низах — также гравелитами и конгломератами (до 0,5 км). На нее и на более древние горизонты верхнего протерозоя трансгрессивно, с конгломератом в основании налегают терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия. Вдоль восточного борта Ангаро-Канской глыбы прослеживается пестроцветная терригенная, с прослоями конгломератов молассовая тасеевская серия (2—4,5 км) вендского (юдомского) возраста, несогласно налегающая на породы архея и нижнего протерозоя.

В байкальской структуре сооружения Енисейского кряжа помимо продольной проявляется также поперечная зональность. Наиболее ярко выражена она в его резком сужении, вырождении, а также крутых изгибах простираения всех продольных зон в районе нижнего течения р. Ангары, по-видимому, обусловленных присутствием к югу от этой поперечной зоны жесткого архейского (?) блока, контролировавшего первичную конфигурацию восточного борта рифейского Енисейского прогиба в виде глубоко вдающегося в край платформы прямоугольного структурного «залива». Из вершины этого угла в глубь платформы проникал субширотный Иркинеевский авлакоген, являвшийся ответвлением Енисейского прогиба и подвергшийся инверсии и складчатым деформациям одновременно с ним, т. е. перед вендом, а также повторно — в раннем мезозое. Приближаясь к Нижнеангарской зоне поперечных нарушений, байкальские складчатые структуры самых восточных зон сооружения Енисейского кряжа резко отгибаются к востоку, уходя в Иркинеевское поднятие, а складки западных зон поворачивают к юго-западу, скрываясь под чехол западного крыла Тасеевской синеклизы, и вновь появляются на поверхности в Присяянской прогибе. Таким образом, байкальское складчатое сооружение Енисейского кряжа в районе Нижнеангарской зоны поперечных нарушений распадается на две узкие, расходящиеся в разных направлениях слепые ветви — Западно-Тасеевско-Предсяянскую и более короткую Иркинеевскую. Эти интракратонные байкальские полого-складчатые зоны сформировались на месте грабенообраз-

ных прогибов — авлакогенов, которые ответвлялись от одновозрастного им, но более широкого и глубокого средне-позднерифейского прогиба Енисейского кряжа. По-видимому, и сам этот рифейский прогиб, заложенный на коре континентального типа, как предполагают многие исследователи, также занимал интракратонное положение, ограничиваясь с запада добайкальским Верхнекетским массивом, и, очевидно, представлял собой структуру авлакогеосинклинального типа. В свою очередь, Присаянское ответвление Енисейского рифейского авлакогеосинклинального прогиба, а может быть, и сам он в значительной мере унаследовали положение более древних проторифтовых впадин, возникших в конце раннего протерозоя.

Таким образом, древнейшие проторифтовые структуры Саяно-Енисейской области — Урикско-Ийский, Туманшетский, Онотский грабены (или грабен-синклинали) Восточного Саяна и их возможное продолжение в пределах Енисейского кряжа возникли в раннем протерозое на сформированной к этому времени континентальной коре, сходной с корой соседней Сибирской платформы. Эти грабены, по крайней мере частично, наследовали положение позднеархейских «трогов» (или «зеленокаменных поясов»). Формирование этих грабенов предшествует заложению Урало-Монгольского пояса, но их общее северо-западное простираение, в определенной мере наследующее структурный рисунок более древнего фундамента и параллельное простираению Главного Восточно-Саянского разлома, т. е. северо-восточного борта этого пояса, вероятно, свидетельствует о том, что процесс деструкции коры, в конечном счете приведший к его заложению и обособлению от Сибирской платформы, начался еще в раннем протерозое.

В начале среднего рифея в обстановке растяжения и частичной деструкции континентальной коры, наиболее сильной в западной части зоны, закладывается и в течение среднего и первой половины позднего рифея испытывает глубокое проседание прогиб Енисейского кряжа, по формационному характеру и мощности отложений сходный с рифейскими прогибами Западного Урала и, по-видимому, подобно им, ограниченный с одной стороны древней платформой, а с другой — относительно приподнятыми массивами дорифейского фундамента. Его интракратонная, «моногогеосинклинальная» или рифтогенная природа признается рядом исследователей.

Рифейский прогиб Енисейского кряжа автором рассматривается в качестве рифейского авлакогеосинклинального прогиба, подвергшегося раннебайкальской складчатости и сопровождавшим ее слабому метаморфизму и гранитообразованию в середине позднего рифея; во второй половине позднего рифея и венде эта новообразованная раннебайкальская складчатая зона переживала орогенный этап развития, отраженный в формировании предгорных прогибов и внутренних впадин, заполнявшихся молассовыми и молассоидными отложениями.

Рифейский авлакогеосинклинальный прогиб Енисейского края вырождался по простиранию в юго-восточном и, вероятно, также в северо-северо-западном направлении, переходя в более узкие и менее глубокие линейные депрессии типа авлакогенов (Присянский прогиб). Кроме того, от него ответвлялись поперечные авлакогены, глубоко вдающиеся в тело Сибирской платформы (Иркинневский авлакоген), сходные с авлакогенами, которые отходили в глубь платформ от Байкало-Патомского (Уринский авлакоген) и Западно-Уральского рифейских авлакогеосинклинальных прогибов (Абдуллинский, Камско-Бельский авлакогены).

В дальнейшем на протяжении фанерозоя протерозойские рифтогенные структуры Саяно-Енисейской системы временами испытывали тектоно-магматическую активизацию; она имела место в девоне, перми—триасе, в юрско-раннемеловое и позднекайнозойское время, т. е. в те же эпохи, когда аналогичные процессы происходили в зонах раннепалеозойской складчатости Урало-Монгольского подвижного пояса (девон, пермь), в зонах герцинской складчатости (триас) и во всех его зонах на постгеосинклинальном мегаэтапе его развития (юра—ранний мел, поздний кайнозой).

Девонская эпоха активизации проявилась в Восточно-Саянской системе. На ее юго-западном краю, в зоне Главного Восточно-Саянского разлома в раннем девоне возник протяженный (более 300 км), узкий приразломный Агульский грабен, выполненный мощными осадочно-вулканогенными образованиями (см. главу 2).

В ранне- и среднедевонское время в юго-западной зоне Восточного Саяна происходило становление ряда интрузивных массивов гранодиоритов, гранитов, граносиенитов и сиенитов. В его северо-восточной зоне, в Урикско-Ийском грабене и Шарыжалгайском поднятии распространены сравнительно небольшие тела щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами Зиминского интрузивного комплекса, а также трубки и дайки кимберлитов. Возраст Зиминского комплекса ранее считался пермским или раннетриасовым, но радиометрические данные позволяют относить его к девону. Кимберлиты, вероятно, также являются среднепалеозойскими.

В Енисейском краже активизация проявилась в перми и триасе. В западной части этого сооружения находится Киинский массив центрального типа, сложенный щелочно-ультраосновными породами с карбонатитами, возникший, по радиометрическим данным (260 млн. лет), в пермское время. В раннем триасе Енисейский краж был затронут проявлениями траппового магматизма (в интрузивной форме). В конце триаса подверглась повторной антиклинальной деформации зона Иркинневского авлакогена, ранее испытывавшая инверсию и складчатость в позднем рифее. В это же время возникла дугообразная система складок, простирающихся вдоль юго-восточного края сооружения Енисейского края к югу от нижнего течения Ангары. Возможно, что складчато-взбросовые дислокации, наблюдаемые в палеозойских отложениях самого байкальского складчатого сооружения Енисейского края, также образовались в конце триаса, одновременно с аналогичными дефор-

мациями, создавшими современную складчатую структуру Туруханско-Норильской зоны (см. ниже).

В ранней—средней юре Восточно-Саянское и, по крайней мере, южная часть Енисейского сооружения были сильно приподняты, и у их восточного края возникли предгорные прогибы, а в середине (?) мела юго-восточное окончание Восточно-Саянского сооружения (Шарыжалгайская глыба) было надвинуто на Иркутский предгорный прогиб, выполненный юрскими угленосными отложениями. Позднекайнозойская тектоническая активизация (дейтеро-орогенез) более заметно проявилась в Восточном Саяне, где возникло среднегорное сооружение, и относительно слабо — в низкогорной зоне Енисейского кряжа.

Приенисейская зона представляет собой субмеридионально вытянутую полосу сплошного развития фанерозойского плитного чехла длиной до 1800 км и шириной от 150—200 км на юге до 300—350 км на севере, занимающую самую восточную часть Западно-Сибирской плиты в левобережье Енисея. На юге ее западная граница (с салаиридами Алтае-Саянской области) прослеживается достаточно уверенно, на севере же становится менее определенной, в частности, в связи со спорностью представлений о возрасте и тектонической природе фундамента северной части Западно-Сибирской плиты. От Сибирской платформы эта зона отделена на юге байкальским сооружением Енисейского кряжа, а на севере — Туруханским авлакогеном. Хотя метаморфизованный фундамент Приенисейской зоны погружен на глубину от 2 до 10 км и вскрыт сравнительно немногочисленными скважинами, главным образом в южной части зоны, в настоящее время не вызывает сомнений его принадлежность к докембрию, поскольку плитный чехол ее, в отличие от более западных частей Западно-Сибирской плиты, в основном сложен палеозойскими (в том числе нижнепалеозойскими) отложениями большой мощности (до 7—8 км), тогда как мощность юрских, меловых и кайнозойских почти повсеместно не превышает одного или первых километров. Однако относительно возраста и структурного плана докембрийского основания высказываются разные предположения. Одни исследователи, например П. К. Куликов [49], считают, что вся Приенисейская зона обладает байкальским складчатым фундаментом, а сооружение Енисейского кряжа и Туруханская зона складок являются ее приподнятыми краевыми участками. Другие, как например, В. С. Сурков и О. Г. Жеро [95] предполагают существование в фундаменте этой зоны наряду с байкалидами нескольких древних, добайкальских массивов, в частности, наиболее надежно выделяемого уже упоминавшегося Верхнекетского массива на юге и более обширного Надояхского массива на севере. Третьи, например Н. В. Шаблинская [115] и др., предполагают, что большая часть фундамента Приенисейской зоны или даже весь он имеет допозднепротерозойский возраст и считают эту зону западным продолжением Сибирской платформы, а Енисейский кряж и Туруханские дислокации — интракратонными складчатыми зонами. Такая точка зрения

получила, в частности, отражение на известной Тектонической карте Евразии, составленной под редакцией А. Л. Яншина. Нам кажется наиболее вероятной модель структуры фундамента Приенисейской зоны, представляющая нечто среднее между второй и третьей точками зрения, т. е., что на значительной части ее площади распространен допозднепротерозойский фундамент, слагающий ряд блоков или массивов, которые отделяются от Сибирской платформы и друг от друга либо относительно узкими (50—100, максимум, 200 км) интракратонными байкальскими складчатыми зонами, возникшими на месте рифейских авлакогеосинклинальных прогибов типа зоны Енисейского кряжа, либо авлакогенами типа Туруханской зоны. Структуры этих двух типов могут переходить друг в друга по простиранию, что установлено на участке погребенного продолжения Енисейского кряжа к северу от Подкаменной Тунгуски, и разветвляться, образуя сеть узких линейных сильно деформированных зон, разделенных «жесткими» блоками, как это наблюдается, например, на северном окончании Турухано-Норильского авлакогена. Более западная узкая линейная меридиональная зона дислокации—Худосейская—протяженностью до 800—1000 км и шириной около 50 км, выявленная главным образом геофизическими методами, следует вдоль 84° с. ш. от устья Енисея на севере до широты Енисейского кряжа на юге. Подобно Колтогорско-Уренгойской зоне в центральной части плиты, она маркируется долготной линейной зоной положительных геомагнитных аномалий и желобовидным понижением в поверхности фундамента (Худосейский желоб). В. С. Сурков интерпретирует эту зону, как и Колтогорско-Уренгойскую, в качестве одного из наиболее крупных триасовых грабен-рифтов, однако можно допустить, что она представляет значительно более древнюю, возможно рифейскую рифтовую структуру, раздвиговые полости которой заполнены магматическими образованиями базит-ультрабазитового состава, а желоб (грабен?) в поверхности фундамента (дорифейского?) выполнен главным образом верхнепротерозойскими или палеозойскими отложениями.

В отличие от Худосейской, Енисейско-Туруханская зона характеризуется отчетливой полосой геомагнитных минимумов, отражающей влияние мощных почти лишенных основных магматических образований рифейских отложений и глубокое погружение фундамента, не испытавшего, по-видимому, столь сильного растяжения, как в Худосейской и Колтогорско-Уренгойской зонах.

Длина собственно Туруханской зоны дислокаций достигает 600 км, промежуточного погребенного участка между ней и Енисейской зоной—300 км, а всей Енисейско-Туруханской системы—1400 км. Ширина обнаженной части Туруханской зоны в правобережье Енисея на юге не превышает 50 км, но с левобережной частью, перекрытой послетриасовым чехлом, достигает 100 км, а на севере возрастает до 150 км.

В сложении Туруханской зоны участвуют два структурных комплекса, разделенных региональным перерывом и в ряде мест угло-

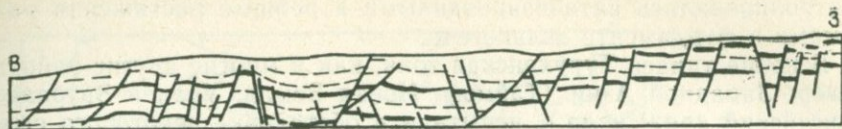


Рис. 24. Система миниатюрных грабен и горстов в девонских пестроцветных отложениях Туруханского авлакогена на левом склоне долины р. Курейки

вым несогласием, величина которого местами достигает до 90° : средне-верхнерифейский и палеозойско-нижнетриасовый, начинающийся с нижнего кембрия или верхнего венда (юдомия). Таким образом, в Туруханской зоне, как и в Енисейском крыже, проявилась, хотя и не повсеместно, байкальская складчатость. Рифейский комплекс представлен терригенно-карбонатными отложениями неполной мощностью свыше 4 км (основание его не вскрыто), причем на западном фланге северной части этой зоны, где она расширяется и начинает распадаться на несколько ветвей, в районе Игарки в среднем рифее разрез приобретает флишеидный характер и существенно сланцевый состав, появляются прослои кремней и основных вулканитов. Возможно, что на севере Туруханской зоны, так же как в районе Енисейского крыжа, в рифее располагались более глубокие и широкие авлакогеосинклинальные прогибы, которые по простирацию переходили в более узкие, менее глубокие депрессии типа авлакогенов (в южной части Туруханской зоны, в Присаянском прогибе). После байкальских складчатых деформаций, возможно носивших приразломный характер, и сопровождавшего их кратковременного поднятия в позднем венде или начале кембрия в Туруханской зоне возобновилось погружение, в общем несколько более интенсивное и дифференцированное, чем в более восточных районах Сибирской платформы. В целом в палеозое—триасе эта зона представляла собой унаследованный или регенерированный авлакоген, который периодически то проявлял свою тектоническую индивидуальность, то утрачивал ее. Интересно отметить, что в девонское время, отмеченное тектоно-магматической активизацией в ряде районов Урало-Монгольского пояса и Сибирской платформы, в Туруханской зоне имели место деформации горизонтального растяжения, приведшие к образованию довольно пологих сбросов и миниатюрных грабено-горстовых систем в девонских отложениях, наблюдавшихся автором в долине р. Курейки (рис. 24). В раннем триасе, в эпоху траппового магматизма в Тунгусской синеклизе Туруханский авлакоген, и особенно его северо-восточная Норильская ветвь, оказался расположен в зоне очень интенсивных базальтовых извержений (мощность трапповой серии достигает здесь 3 км), сопровождавшихся внедрением согласных базит-ультрабазитовых рудоносных интрузий, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения Норильского района. Пути подъема магматического материала несомненно

контролировались активизированными в режиме растяжения разломами в фундаменте авлакогена.

В конце триаса Туруханская зона, как и многие другие районы Северо-Западной Азии (Таймыр, Новая Земля, Урал и Зауралье, Енисейский кряж и др.), испытали в обстановке некоторого сжатия глыбово-складчатые деформации, приведшие к ее инверсии как линейного прогиба и возникновению в его южной части коробчатой антиклинальной структуры, крутыми продольными разломами разбитой на ряд узких блоков, а в северной — нескольких крупных веерообразно расходящихся и постепенно погружающихся к северу антиклинальных и синклинальных складок, в сложении которых принимают участие толщи рифейского фундамента и совместно деформированные палеозойский осадочный и нижнетриасовый трапповый комплексы. Этими деформациями в основном завершился период активного развития Туруханской зоны. Возможно, однако, что в плиоцен-четвертичное время Хантайско-Рыбинский антиклинорий в северной части Туруханского авлакогена испытал новую инверсию и его сводовая зона просела, образовав глубокую морфологически выраженную депрессию, в которую проникали морские воды во время позднечетвертичных трансгрессий.

ТИМАНО-ПЕЧОРО-БАРЕНЦЕВОМОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Тимано-Печоро-Баренцевоморская область, примыкающая к Урало-Монгольскому подвижному поясу на северо-западе, значительно превосходит по размерам другие смежные с ним метаплатформенные области. На юго-западе эта область граничит с Восточно-Европейской платформой. Северо-Атлантический эпигеосинклинальный складчатый пояс обрамляет эту область с северо-запада (каледониды Северной Норвегии и Шпицбергена), на севере она ограничена наложенным на нее в мезо-кайнозойском крае глубоководной впадины Северного Ледовитого океана (котловина Нансена), а на северо-востоке смыкается или непосредственно переходит в Таймыро-Североземельскую метаплатформенную область (рис. 25).

Юго-западную часть описываемой области занимает Тимано-Варангерская складчатая зона позднебайкальского (или салаирского?) возраста, длиной до 1700 км и видимой шириной около 100 км, в значительной мере перекрытая палеозойским плитным чехлом. Ее складчатый фундамент, образованный слабо (в зеленосланцевой фации) метаморфизованными песчано-сланцевыми и частично карбонатными средне-верхнерифейскими и, может быть, нижневендскими (?) толщами видимой мощностью более 14 км (их основание не вскрыто), выступает на поверхность в нескольких небольших поднятиях на Тимане и п-ове Канин, а также вдоль северного края Балтийского щита на полуостровах Рыбачий и Варангер. В пределах Тимана байкальский комплекс обладает довольно простой линейно-складчатой структурой и прорван кое-где мелкими телами габброидов, гранитоидов и щелочных пород

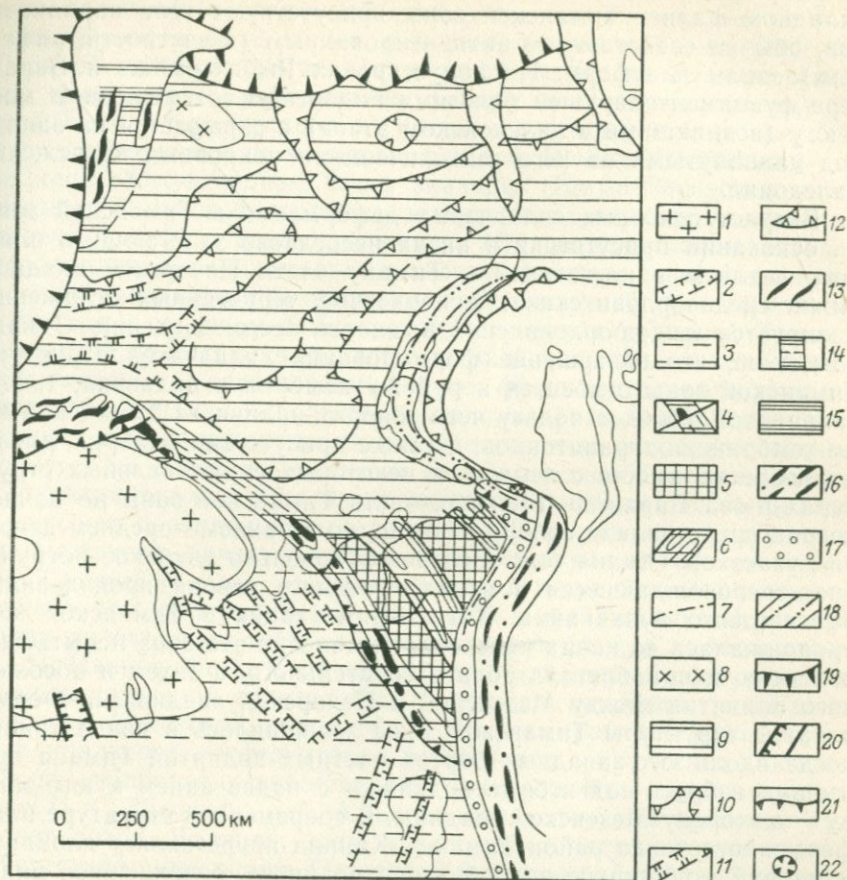


Рис. 25. Тектоническое положение Тимано-Печоро-Баренцевоморской метаплатформенной области и место рифтоподобных и рифтовых зон в ее структуре

1-3 — Восточно-Европейская платформа (1 — Балтийский щит, 2 — рифейские авлакогены, частично регенерированные в палеозое); 3 — плитный чехол, сложенный отложениями венда, палеозоя и мезозоя; 4-11 — Тимано-Печоро-Баренцевоморская область: 4 — Тимано-Варангерская байкальская авлакогосинклинальная складчатая зона, выступы фундамента и деформированный палеозойский чехол, 5 — Ижма-Печорская и Хорейверская блоковые зоны (метаплатформенные массивы?) с пологозадающим палеозойско-мезозойским чехлом, 6 — зоны Печоро-Колвинского и Варандей-Адзвинского палеозойских авлакогенов (наследующих рифейские авлакогосинклинальные зоны?) с инверсионными позднепалеозойско-мезозойскими валами, 7 — надразломные позднегерцинские зоны линейных дислокаций (гряды Чернова и Чернышева), 8 — Восточно-Шпицбергенский выступ поздне(?) докембрийского фундамента, 9 — плитный чехол ложа Баренцева моря, 10 — поднятия и впадины в чехле, 11 — перско-мезозойские погребенные грабенообразные впадины в чехле; 12 — позднекайнозойские грабенообразные впадины, выраженные в рельефе морского дна; 13-18 — Северо-Атлантический и Урало-Монгольский складчатые пояса: 13 — каледонские складчатые зоны Скандинавии и Шпицбергена, 14 — девонский построгогерцинский грабен (рифт) Шпицбергена, 15 — позднепалеозойско-кайнозойский чехол Шпицбергена, 16 — позднегерцинское складчатое сооружение Урала, 17 — перско-триасовый Приуральский краевой прогиб, 18 — древнекимерийская авлакогосинклинальная складчатая зона Пайхоя — Новой Земли; 19 — краевые зоны кайнозойских глубоководных впадин Норвежского моря и Арктического океана; 20 — сбросы и другие крутые разломы; 21 — надвиги и шарьяжи; 22 — предполагаемые астроблемы

позднерифейского, вендского и кембрийского возраста, и на юго-западном фланге Тиманской зоны присутствуют тела карбонатов, обычно свойственные активизированным (в частности, рифтовым) зонам платформ. На полуостровах Рыбачьем же и Варангере фундамент нарушен пологими надвигами со смещением масс к югу (возникшими в каледонском этапе) и скрывается на западе под надвинутыми на него тектоническими покровами норвежских каледонид.

Возраст основных складчатых деформаций в Тиманской зоне, на основании присутствия в низах несогласно залегающего плитного чехла в прилегающей к Тиману части Печорской впадины нижне-среднеордовикских красноцветных терригенных отложений, датируется как доордовикский и, скорее всего, вендский. Однако возможно, что завершение формирования складчатой структуры Тиманской зоны относится к рубежу кембрия и ордовика, т. е. к салаирской эпохе, в пользу чего говорит наличие в Тиманской зоне кембрийских гранитоидов, а также присутствие кембрия, дислоцированного вместе с вендом, в некоторых синклинальных структурах п-ова Варангер. Большая часть Тиманской зоны до начала девона представляла собой поднятие, но в раннем—среднем девоне ряд участков Тимана был вовлечен в довольно глубокое погружение, сопровождавшееся в начале позднего девона проявлениями базальтового вулканизма. Хотя седиментация в Тиманской зоне продолжалась до конца палеозоя, постепенно эта зона испытывала инверсию и приобретала роль относительного, а затем и абсолютного поднятия между Мезенской и Печорской впадинами. Формирование структуры Тиманской зоны завершилось в конце триаса, когда вдоль юго-западных бортов частных поднятий Тимана произошли взбросо-надвиговые подвижки с надвиганием к юго-западу — в сторону Мезенской впадины. В современной структуре платформенного чехла район Тимана—Канина представляет плакантиклиний — обширное валообразное поднятие, осложненное рядом кулисно расположенных линейных и брахиморфных в плане и коробчатых в поперечном сечении плакантиклиналей и горстантиклиналей с разрывами сбросового и взбросово-надвигового типа на крыльях. В ядрах наиболее крупных из них обнажается байкальский фундамент.

Структурное положение и тектоническая природа Тиманской зоны трактуются двояко. По мнению Н. П. Хераскова, В. С. Журавлева, Р. А. Гафарова и В. А. Дедеева, складчатый комплекс Тимана принадлежит к внешней, многоэосинклинальной зоне байкальской складчатой области, занимающей также Печорскую впадину и южную часть Баренцева моря. Согласно другому мнению, высказанному в 1960 г. Н. С. Шатским [116] и поддержанному А. А. Богдановым, Тимано-Варангерская складчатая зона является интракратонной структурой — сложным рифейским авлакогеном (или по терминологии автора — авлакогесинклинальной зоной, ограниченной с северо-востока глыбой добайкальского фундамента, погребенной под чехлом Печорской впадины). Вопрос о текто-

нической природе Тиманской зоны тесно связан с проблемой возраста фундамента Печорской синеклизы, погруженного в ее юго-западной части до 2—4 км, а в северо-восточной — до 5—9 км. Границей между этими частями служат вытянутые в северо-западном направлении, параллельно Тиману и Пайхою, сближенные зоны Печоро-Кожвинского и Колвинского авлакогенов, нередко рассматриваемые как элементы единого Печоро-Колвинского авлакогена. Юго-западная часть впадины (Ижма-Печорская зона) вместе с Тиманской зоной характеризуются отрицательным магнитным полем, а северо-восточная (Большеземельская зона) — преобладанием положительных аномалий северо-северо-западного и северо-западного (Тиманского) простирания. Сторонники представления о наличии байкальского основания под всей Тимано-Печорской областью связывали эти зоны магнитных минимумов и максимумов с существованием в ее фундаменте соответственно миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зоны байкалитид, вмещающей высокомагнитные магматические тела основного состава. Присутствие в чехле Печорской впадины валообразных поднятий (плакантиклиналей) северо-западного простирания рассматривается ими как проявление наследования платформенными структурами аналогично ориентированных тектонических элементов байкалитид. Следует сказать, что изложенные в главе 2 новые представления о том, что рифейские формации и байкальские структуры Урала являются не типично геосинклинальными, а рифтогенными (С. Н. Иванов, Ф. А. Курбацкая и др.) или авлакогеосинклинальными, в случае их справедливости лишают концепцию о наличии под всей Печорской впадиной и Тиманом байкальского эпигеосинклинального складчатого фундамента логических оснований и, напротив, существенно подкрепляют альтернативную идею Н. С. Шатского и А. А. Богданова, которую в принципе разделяет автор. Важным, хотя и косвенным аргументом в пользу присутствия в основании Печорской впадины или по крайней мере ее северо-восточной части глыбы добайкальского фундамента является огибание этого гипотетического древнего блока складчатыми структурами Полярного Урала и Пайхоя, подобное огибанию Уфимского выступа добайкальского фундамента Восточно-Европейской платформы байкальскими и герцинскими структурами в средней части Урала.

В Печорской впадине в ряде мест под силурийскими и ордовикскими отложениями чехла были вскрыты бурением породы фундамента. В ее юго-западной части они представлены сланцами тиманского типа и главным образом крупными телами калиевых гранитов средне-позднекембрийского возраста, возможно, приуроченными к активизированному древнему блоку, присутствующему в фундаменте Ижма-Печорской зоны. В пределах Печоро-Колвинской зоны вскрыты субщелочные вулканы андезито-базальтового ряда и главным образом, извергавшиеся в наземных условиях краснокаменноизмененные кварцевые порфиры, их туфы и игнимбриты, в целом принадлежащие к контрастной вулканической

ассоциации, а также тесно связанные с вулканитами туфопесчаники и туфоалевролиты общей мощностью более 0,5 км.

Л. Т. Белякова [8] рассматривает этот вулканогенно-обломочный комплекс, породы которого залегают с углами падения 15—50°, в качестве байкальской вулканогенной молассы предположительно вендско-кембрийского возраста. Однако собственно геосинклинальный (эвгеосинклинальный) байкальский комплекс в средней, Печоро-Колвинской зоне фундамента Печорской впадины не обнаружен, а в северной ее части по геолого-геофизическим данным предполагается существование небольшого, переработанного на байкальском этапе Малоземельского массива с раннекембрийским кристаллическим фундаментом [22]. Возможно, что Печоро-Колвинская зона в целом представляла в позднем рифее—венде, а может быть, и начале кембрия авлакогеосинклинальный прогиб, параллельный Тиманскому, но, в отличие от него, заполнявшийся не только осадочными, но и вулканическими образованиями контрастного типа и несколько позднее закончивший свое развитие.

В фундаменте северо-восточной (Большеземельской) части Печорской впадины вскрыты дислоцированные красно-бурые и сероцветные кварц-карбонат-хлорит-серицитовые сланцы, а также тела вендских (?) гранитоидов. Н. Г. Берлянд и др. [10] и с некоторой условностью В. А. Дедеев и И. В. Запорожцева [22] предполагают существование в Большеземельской тундре погребенного массива добайкальского фундамента.

Приведенных данных пока недостаточно для достоверного суждения о возрасте и структуре фундамента Печорской впадины, особенно ее северо-восточной части. Он, несомненно, является докембрийским и, вместе с тем, не может быть повсеместно добайкальским. Возможно, что под юго-западной и средней частями Печорской впадины продолжается широкая байкальская авлакогеосинклинальная складчатая зона, которая обнажается на Тимане, с западной осадочной и восточной вулканической подзонами, тогда как под северо-восточной ее частью погребен небольшой Большеземельский массив добайкальского фундамента, огибаемый складчатыми структурами Полярного Урала и Пайхоя. Но не менее вероятно, что структура основания Печорской впадины является более сложной и что как в ее северо-восточной, так и в средней и юго-западной частях присутствуют несколько активизированных в конце рифея—кембрии блоков добайкальского фундамента (Большеземельский, Малоземельский, Ижма-Печорский), чередующихся с узкими авлакогеосинклинальными зонами байкалид и, возможно, салаирид с осадочным (Тимано-Канинская зона) и вулканогенно-осадочным выполнением (Печоро-Колвинская зона).

Фанерозойский чехол Печорской впадины сложен палеозойскими (ордовик, силур, средний девон—пермь), мезозойскими (триас, средняя юра—нижний мел), а также четвертичными отложениями. В строении и условиях залегания отложений от ордовика до триаса включительно проявляется тектоническая зональность северо-западного простирания, обусловленная наличием нескольких

палеозойских авлакогенов, вероятно, наследующих линейные складчатые зоны в докембрийском фундаменте. Морфология структурных форм по подошве чехла и его верхним горизонтам существенно различается вследствие тектонической инверсии, которую авлакогены испытали в конце девона или позднем палеозое. Залегающие на триасе с перерывом маломощные средне-верхнеюрские отложения, за исключением Печоро-Кожвинской зоны валобразных поднятий, почти не деформированы.

С юго-запада на северо-восток в чехле впадины выделяются следующие зоны: 1) Ижма-Печорская зона, по подошве чехла представляющая широкую (около 200 км), полого наклоненную к северо-востоку тектоническую ступень (или несколько ступеней) с глубинами от 2 до 4 км, а по его верхним горизонтам — асимметричную впадину с широким и пологим юго-западным и узким северо-восточным крылом; 2) Печоро-Кожвинский авлакоген, представляющий по подошве и нижним горизонтам чехла ступенчатый грабен глубиной 5—9 км, шириной 30—50 км и длиной до 500 км, а по верхним горизонтам чехла — сложно построенный вал амплитудой до 1—2 км, осложненный продольными и диагональными разломами сбросового и взбросового типа; нижнепалеозойские и девонские отложения отличаются в этой зоне повышенными, а верхнепалеозойские и мезозойские — сокращенными мощностями; сформировавшееся к концу триаса поднятие подновлялось в юре, мелу и кайнозое; 3) Денисовская зона шириной 50—100 км с залеганием кровли фундамента на глубинах 4—6 км, представляющая по подошве чехла блок, слабо приподнятый относительно смежных зон, а по его верхним горизонтам — пологий линейный прогиб; 4) Колвинский авлакоген, выраженный в подошве чехла грабеном шириной до 30—40 км и глубиной до 5—8 км, а в его верхних горизонтах — валобразным поднятием с относительной амплитудой до 0,5—1 км; 5) Хорейверская зона с глубиной залегания фундамента 4—5 км, представляющая, подобно Денисовской зоне, относительное поднятие по подошве чехла и слабо выраженный прогиб по его верхним горизонтам; 6) Варандей-Адзвинская зона, состоящая по верхним горизонтам чехла из нескольких валов и узких прогибов северо-западного простирания; возможно, что эти валы, как и в более западных зонах, имеют инверсионную природу.

Три последние зоны ограничены на юго-востоке узкой зоной надразломных, вероятно, бескорневых структур, сложенных среднепалеозойскими отложениями гряды Чернышева (имеющей северо-восточное простирание), которая отделяет северо-восточную часть Печорской впадины от самой северной ячеи Предуральского краевого прогиба — Косью-Роговской или Воркутинской впадины. Аналогичная, но имеющая северо-западное простирание надразломная антиклинальная зона гряды Чернова служит границей Печорской впадины с Коротаихским краевым прогибом, отделяющим ее от раннекеммерийской складчатой зоны Пайхоя—Вайгача и южной части Новой Земли.

Весьма протяженная, но узкая (около 100 км) Пайхойско-Новоземельская древнекиммерийская складчатая зона по своей позиции в общем структурном плане западного сектора Советской Арктики, играет роль продолжения и окончания герцинского эпигеосинклинального складчатого сооружения Урала, которое в северном направлении быстро вырождается и затухает. Вместе с тем терригенно-карбонатные формации почти всего палеозойского разреза Новой Земли, кроме очень мощных песчано-сланцевых пермских отложений, согласно Г. В. Ковалевой (1984 г.), имеют платформенный или близкий к нему характер. Новоземельская зона обладает некоторыми чертами, сближающими ее с Тиманской. В ней также выделяются слабометаморфизованное байкальское складчатое основание и несогласно перекрывающий его комплекс палеозойских и триасовых осадочных образований (значительно более мощный в Пайхойско-Новоземельской зоне), который, как и на Тимане, а также в некоторых авлакогенах Восточно-Европейской платформы, включает потоки базальтов, силлы и дайки долеритов позднедевонского (раннефранского) возраста. Формирование современной структуры Пайхойско-Новоземельской складчатой зоны завершилось деформациями сжатия в предъюрское время, т. е. тогда же, когда закончилось формирование Тиманского плакантиклинория и произошло его надвигание на Русскую плиту. Пайхойская складчатая зона также была надвинута или даже шарьирована в юго-западном направлении. Наличие этих черт сходства позволяет предположить, что Пайхойско-Новоземельская зона представляет узкую интракратонную складчатую зону авлакогеосинклинального типа, родственную Тиманской, но дальше зашедшую в своем развитии и пережившую два цикла глубокого погружения, завершившихся инверсией и складчатостью — в конце позднего докембрия и в конце триаса.

Таким образом, можно считать, что характерной тектонической особенностью южной части рассматриваемой метаплатформенной области является наличие авлакогеосинклинальных зон северо-западного простираия — Тиманской и Пайхойско-Новоземельской (последняя в северной своей части резко отклоняется к северо-востоку) и расположенных между ними параллельных им авлакогенов. Несомненно, что все они контролируются системой продольных глубоких разломов. Авлакогеосинклинальные зоны были заложены в рифее и прошли два цикла развития, начавшихся растяжением и погружением и завершившихся инверсией, т. е. сжатием и поднятием — позднепротерозойский и палеозойско (ордовикско-триасовый). В авлакогенах известен лишь палеозойско-триасовый цикл, также завершившийся инверсией, но имеются основания предполагать присутствие в их основании рифейских авлакогенов или скорее узких авлакогеосинклинальных зон.

По представлениям Н. В. Шаблинской [115], возникновение этой системы рифтогенных структур было связано с заложением в рифее между Восточно-Европейской и Сибирской платформами, на месте современных Тимано-Печорской и Западно-Сибирской

областей ряда протяженных взаимопараллельных разломов северо-западного простираия, по которым произошли раздвиги земной коры в юго-западном — северо-восточном направлении, суммарной амплитудой 400—700 км, и внедрением глубинного (мантийного) базит-ультрабазитового вещества, создавшего приуроченные к ним линейные геомагнитные максимумы. Позднее, в начале палеозоя, на эту рифейскую систему разломов и раздвиговых зон были наложены пересекающие их разломы долготного и северо-северо-восточного направления, по которым также произошли значительные раздвиговые подвижки, приведшие к возникновению Уральской геосинклинальной системы и крутого, расширяющегося к северу Ямало-Пуровского (Уренгойского) авлакогена в Западной Сибири, контролируемого Омской зоной глубинных разломов. Система наложенных палеозойских структур не затронула Тимано-Печорскую область, тектоническое развитие которой в палеозое продолжалось в соответствии с рифейским тектоническим планом северо-западного простираия. Эти представления, по-видимому, преувеличивают масштаб горизонтального раздвижения коры в Тимано-Печорской области, однако идея Н. В. Шаблинской о взаимопересечении разновозрастных разломов и раздвиговых зон северо-западного и северо-северо-восточного направлений, а также об их развитии в режиме чередования расширения и сжатия земной коры заслуживают внимания и должны учитываться при анализе тектонического строения и развития Тимано-Печорской области, Северного и Полярного Урала и Западной Сибири.

Дискуссионные проблемы структурного плана и возраста фундамента в более северных частях Печоро-Баренцевоморской плиты, где он перекрыт чехлом фанерозойских отложений мощностью до 10—15 км, мы рассматривать не будем. Наиболее вероятно, по нашему мнению, что под этим чехлом погребены несколько древних массивов добайкальского фундамента (подобного обнажающемуся в восточной части архипелага Шпицберген), разделенных относительно узкими зонами типа авлакогенов и (или) авлакогеосинклинальных прогибов со складчатой структурой байкальского и, может быть, каледонского возраста. Одну из них может представлять вырождающееся к северо-востоку продолжение (окончание?) зоны скандинавских каледонид.

На западе — между Северной Норвегией и Шпицбергенем и на севере Баренцевоморская плита, поверхность которой выражена аномально расчлененным шельфом, граничит с глубоководными впадинами Норвежского моря и Евразийской котловиной (впадины Нансена) Северного Ледовитого океана с корой океанического и субокеанического типа. Зоны перехода между ними, осуществляемого посредством континентального склона, представляют типичные пассивные окраины континента. Под западной частью плиты, между мысом Нордкап и Медвежьими островами геофизическими и буровыми работами выявлены выполненные пермскими и мезозойскими отложениями, вытянутые в восток-северо-восточном направлении грабенообразные впадины, осложненные сборо-

сами и флексурами — Нордкапская и Хаммерфестская. К западу последняя впадина открывается в котловину Норвежского моря. В них сейсморазведкой установлены диапиры верхнепермской (?) соли, частично протыкающие мезозойские отложения.

По морфологии, возрасту и тектонической природе эти грабенообразные впадины близко напоминают хорошо изученные более протяженные мезозойские грабены Северного моря (см. главу 5). Подобно им, они закладывались и развивались в периферической части Европейского континента при растяжении и деструкции континентальной коры на ранних стадиях формирования впадины Атлантического океана, предшествовавших началу спрединга в ее осевой зоне.

В северной краевой части Баренцевоморской плиты на архипелаге Земли Франца Иосифа начальной стадии формирования ложа Северного Ледовитого океана отвечали извержения базальтовых лав, внедрение силлов и даек долеритов, образующих раннемеловую трапповую формацию. На более поздних стадиях его развития, в кайнозое, в северной краевой части плиты было заложено несколько довольно широких и протяженных, хорошо выраженных в рельефе грабенообразных впадин (желоба Франц-Виктория, Св. Анны и пр.), открывающихся в сторону глубоководной Евразийской котловины Северного Ледовитого океана.

Глава 4

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РИФТОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И СМЕЖНЫХ МЕТАПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Изложенные выше данные о проявлениях процессов растяжения, приводивших к возникновению рифтоподобных или рифтовых структур в ходе геологической истории Урало-Монгольского пояса от его заложения до современной эпохи, показывают, что структуры рифтового или близких к нему типов, формировавшиеся в условиях некоторого горизонтального растяжения коры, возникали в разных областях этого пояса неоднократно, причем эпохи развития подобных структур в отдельных областях подвижного пояса чередовались с эпохами или фазами проявлений сжатия в последних, в процессе которого ранее возникшие рифтовые или рифтоподобные структуры подвергались более или менее сильному преобразованию. Такое чередование эпох растяжения и сжатия в большинстве случаев устанавливается и в масштабе всего Урало-Монгольского пояса; для некоторых эпох можно допускать примерное совпадение процессов сжатия (скаждкообразования и др.) и растяжения (рифтообразования) в разных районах пояса, однако не исключено, что это совпадение лишь кажущееся и объясняется тем, что время деформаций сжатия и (или) растяжения в этих районах установлено пока в слишком широких интервалах.

Наиболее ранняя эпоха проявления процессов деструкции континентальной коры и заложения древнейших рифтоподобных авлакогеосинклинальных прогибов на краях только еще начинающего формироваться Урало-Монгольского подвижного пояса относится к раннему и среднему рифею.

Самые ранние проявления процессов деструкции континентальной коры и заложения древнейших рифтоподобных авлакогеосинклинальных прогибов установлены в западных зонах Урала, где эти процессы начались в раннем рифее и с перерывами, вызванными импульсами поднятия и некоторого сжатия, продолжались в среднем и позднем рифее. Аналогичные, но слабее выраженные процессы, приводившие к формированию прогибов типа авлакогеонов, имели место в раннем—среднем рифее на Северном Тянь-Шане. Со среднего рифея по периферии формирующегося подвижного пояса в ходе раздробления и растяжения континентальной коры закладывается ряд относительно глубоких авлакогеосинклинальных прогибов — Тиманский, Енисейского кряжа и др., вошедших в состав обрамляющих Урало-Монгольский пояс метаплатформенных областей. В течение рифея земная кора территории древних платформ, прилегающих к Урало-Монгольскому поясу, — Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской — также подвергается некоторому растяжению и раздроблению разломами нескольких направлений, вдоль которых возникают узкие линейные грабены-авлакогены. Возможно, что аналогичные им субмеридиональные грабены или раздвиговые зоны начали формироваться в рифее и в самой северной части нынешнего Урало-Монгольского пояса — в пределах северной части Западно-Сибирской низменности. В некоторых областях, позднее превратившихся во внутренние зоны Урало-Монгольского пояса (Казахское нагорье, Северная Монголия, Тува и др.), в раннем рифее были регенерированы, а в конце среднего рифея завершили свое развитие, испытав исседонскую складчатость, метаморфизм и воздействие гранитоидных интрузий, остаточные протогеосинклинальные прогибы, располагавшиеся внутри более обширных раннепротерозойских протогеосинклинальных областей.

В позднем рифее, после некоторой тектонической «паузы», на территориях ряда областей постепенно формирующегося Урало-Монгольского подвижного пояса происходила деструкция континентальной коры — ее расширение, раздробление и заложение грабенообразных прогибов, заполнявшихся континентальными клас-тическими осадками и вулканогенными образованиями контрастно-го, нередко субщелочного состава. Развитие их протекало с различной скоростью и интенсивностью и закончилось на разных стадиях процесса растяжения коры. В некоторых районах Северной Монголии оно проходило очень вяло, и к концу венда — началу кембрия остановилось на стадии грабенов, наложенных на жесткие массивы с допозднерифейским основанием (Хубсугульский грабен и др.). В будущей каледонской области Казахского нагорья оно также протекало относительно медленно, но с явной

тенденцией к прогрессирующему разрастанию, углублению этих депрессий, растяжению коры в их пределах и к превращению их в мио- или эвгеосинклинальные прогибы. Еще быстрее, уже в позднем рифее это превращение произошло в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня, где в начале венда эти геосинклинальные прогибы испытали импульс сжатия и поднятия, сопровождавшийся становлением гранитоидных интрузий (проявление байкальской эпохи складчатости, временно прервавшей развитие одних из этих прогибов или даже прекратившей развитие других). Деформации сжатия и поднятия, отвечающие байкальской эпохе, проявились также в авлакогеосинклинальных прогибах Западного склона Урала, а также Тимана, Енисейского кряжа, но они, по-видимому, не отличались особой интенсивностью. В целом роль байкальской эпохи складчатости в развитии Урало-Монгольского пояса была значительно более скромной и ее проявления — более локальными, чем это представлялось раньше.

Особой интенсивностью процесс растяжения и преобразования первоначальных грабенообразных депрессий в глубокие и относительно широкие эвгеосинклинальные прогибы характеризовался в Восточном Казахстане, Алтае-Саянской области, Северной и Центральной Монголии, где континентальная кора в основании многих прогибов уже в конце рифея или венде оказалась разорванной и раздвинутой, и внутри их возникли зоны с новообразованной корой океанического типа. В области Казахского нагорья эта стадия развития была достигнута в некоторых прогибах лишь в кембрии или даже в раннем ордовике. Начало кембрия было ознаменовано возобновлением растяжения коры и регенерацией геосинклинальных прогибов в пределах Северного Тянь-Шаня. Середина кембрия была отмечена завершением или временным перерывом погружения во многих геосинклинальных прогибах Алтае-Саянской области, Западного Забайкалья, Северной и Центральной Монголии, которые испытали интенсивные деформации сжатия и стали ареной мощного гранитообразования в эпоху салаирской складчатости. После нее, в позднем кембрии некоторые зоны этой области возобновили геосинклинальное развитие (Салаир и др.). В это же время — в позднем кембрии или начале ордовика — стала подвергаться растяжению и раздроблению территория Урала, и в пределах как западной, так и восточной его мегазоны был заложен ряд узких грабенообразных (рифтоподобных) прогибов, заполнявшихся грубообломочными континентальными осадками и субщелочными вулканитами контрастного состава. В течение ордовика они постепенно углублялись, расширялись и превращались в геосинклинальные прогибы, а в восточной мегазоне Урала, испытавшей наибольшее растяжение, — даже в офиолитовые рвы с корой океанического типа.

На обширных территориях Казахского нагорья и Северного Тянь-Шаня развитие каледонских геосинклинальных систем завершилось интенсивными деформациями сжатия, становлением гранитоидных интрузий и общим поднятием на рубеже ордовика

и силура (таконская фаза складчатости), а в некоторых зонах Казахстана и Западно-Саянской системе — в середине силура. Таким образом, к концу силурийского периода в пределах Казахского нагорья, Северного и Срединного Тянь-Шаня, большей части Алтае-Саянской области, ряда зон Северной, Центральной Монголии и Западного Забайкалья сформировались обширные приподнятые массивы ранней (салаирской или каледонской) консолидации, включившие в себя ряд более мелких древних, дорифейских или допозднерифейских остаточных срединных массивов.

Девонский период был ознаменован двумя мощными импульсами термального возбуждения литосферы, раздробления, растяжения континентальной коры и очень интенсивных наземных извержений кислых и основных, в том числе субщелочных вулканитов на обширных территориях каледонид и салаирид Казахского нагорья, Северного и отчасти Срединного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области. В девоне в этих областях возник, в частности, ряд грабенообразных депрессий линейной и субизометричной формы. Эти фазы растяжения — раннедевонская и средне-позднедевонская — разделялись фазой сжатия и некоторой тектонической перестройки, проявившейся в эйфельском веке. Интенсивность и площадное распространение этой тельбесской фазы были довольно ограниченными. После тельбесской фазы в обстановке возобновившегося растяжения резко активизировались проявления основного вулканизма в восточной эвгеосинклинальной мегазоне Урала и в некоторых других герцинских геосинклинальных зонах Урало-Монгольского пояса.

Принципиально сходные процессы тектоно-магматической активизации с несколькими импульсами растяжения и грабенообразования в девоне имели место также в каледонских складчатых областях Северо-Атлантического подвижного пояса, а средне-позднедевонская стадия активизации, сопровождавшаяся регенерацией ряда рифейских авлакогенов и вспышками основного и щелочно-ультраосновного магматизма, мощно проявилась на Восточно-Европейской и Сибирской платформах.

Во второй половине раннего карбона в ряде герцинских геосинклинальных зон Урало-Монгольского пояса проявилась саурская (судетская) фаза сжатия, после которой они вступили в орогенный этап развития (Джунгаро-Балхашская, Южно-Монгольская системы и др.). В других зонах этот переход происходил во второй половине карбона — перми (Урал, Южный Тянь-Шань), и в то же время имели место основные складчатые деформации и становление гранитных батолитов.

В Джунгаро-Балхашской и Южно-Монгольской раннегерцинских складчатых системах с конца раннего — среднего карбона начинается и продолжается в перми и начале триаса наземная вулканическая деятельность, ареалы которой постепенно распространяются на ряд зон раннепалеозойской консолидации в Центральной и Северной Монголии, Западного Забайкалья и Тянь-Шаня. В течение пермского периода в пределах вулканических зон Южной, а за-

тем Центральной и, наконец, Северной Монголии образуются узкие субширотные рифтовые зоны, заполненные субщелочными вулканическими образованиями контрастного состава. Более слабо выраженные рифтогенные структуры развиваются также в зонах позднепалеозойского вулканизма Северного Тянь-Шаня и Казахстана.

Новая генерация позднеорогенных рифтовых структур — субмеридиональных грабенов возникает в раннем—среднем триасе в восточной мегазоне герцинской складчатой области Урала и, возможно, некоторых районах в южной части Западной Сибири. В их пределах происходят излияния базальтов, а местами также извержения липаритов, а позднее накапливаются верхнетриасовые угленосные отложения.

На рубеже триаса и юры эти грабены подвергаются сжатию и на их бортах развиваются надвиги. Одновременно финальные деформации сжатия испытывает зона Предуральяского краевого прогиба, приобретающая на всем своем протяжении современную складчато-надвиговую структуру. Примерно в то же время подвергаются сжатию и рифтовые зоны Монголии. Эти деформации являются проявлениями древнекиммерийской (индо-синийской) эпохи складчатости, окончательно завершившей орогенный этап развития поздних герцинид и в целом геосинклинальный мегаэтап эволюции на подавляющей части территории Урало-Монгольского пояса.

Последующее время отвечает постгеосинклинальному мегаэтапу его развития, в целом значительно более спокойному, но дважды — в мезозое и позднем кайнозое — осложнявшемуся процессами активизации или дейтероорогенеза. В течение обеих этих эпох активизация проявлялась в основном в центральной и восточной частях Урало-Монгольского пояса, почти не затрагивая его северный сегмент, и лишь вторая из них отразилась также в относительно слабых поднятиях Урала.

Эпоха мезозойской активизации на большей части площади своего проявления была выражена двумя стадиями — ранне-среднеюрской и позднеюрско-раннемеловой, каждая из которых началась с некоторого растяжения подвергшихся ей районов пояса и заканчивалась деформациями сжатия. В течение первой стадии процессы активизации охватывали всю центральную и восточную части подвижного пояса. В пределах Казахского нагорья, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Западной Монголии она почти не сопровождалась вулканической деятельностью и выразилась в возникновении многочисленных грабенообразных впадин и их заполнении континентальными угленосными отложениями, после чего впадины испытывали более или менее сильное сжатие. В Восточной Монголии и Западном Забайкалье активизация носила тектоно-магматический характер и сопровождалась вулканическими процессами, которые в последней области были преемственно связаны с проявлениями позднепермского и триасового магматизма. Еще восточнее, в Восточном Забайкалье, Приамурье и Приохотье

в позднем триасе — ранней юре активизация была столь сильной, что по существу привела к кратковременной регенерации геосинклинального режима в Амуро-Охотской области.

В течение второй стадии тектоно-магматическая активизация проявилась лишь в восточной части Урало-Монгольского пояса — в Монголии, Забайкалье и Дунбэе и привела здесь к возникновению широкой и протяженной континентальной рифтовой системы, состоящей из двух сотен узких, но протяженных грабенов, заполнявшихся сперва вулканитами, а затем угленосными осадками. Развитие этой системы закончилось в конце раннего или начале позднего мела более или менее сильными деформациями сжатия и развитием на бортах ряда грабенообразных впадин многочисленных взбросов и надвигов. Это сжатие, очевидно, произошло в австрийскую фазу складчатости.

После длительной эпохи спокойного тектонического режима в неоген-четвертичное время многие зоны Урало-Монгольского подвижного пояса были снова вовлечены в процесс дейтероорогенеза, протекавший в условиях преобладания регионального горизонтального сжатия, вызванного коллизией Евразийской и Индостанской плит. Однако если в западной части Центрального горного пояса, в частности в Тянь-Шане, орогенез происходил в обстановке сжатия, поперечного к простиранию горных сооружений, то в его северо-восточной части в области развития аномальной верхней мантии одновременно формировалась Байкальская рифтовая система, грабены которой в целом вытянуты в направлениях, близких к направлению регионального сжатия.

Суммированные здесь данные о фазах проявлений рифтообразования и их временных соотношениях с фазами складчатости (сжатия коры) представлены в табл. 3.

Глава 5

РИФТОВЫЕ И РИФТОПОДОБНЫЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОЙ МЕТАПЛАТФОРЕННОЙ ОБЛАСТИ

Среднеевропейская метаплатформенная область, занимающая северную часть Центральной Европы и район Северного моря, была впервые выделена М. В. Муратовым [66] в качестве Среднеевропейской плиты. В плане она имеет форму почти равностороннего треугольника, который своей северо-восточной стороной примыкает к юго-западному краю и западному углу Восточно-Европейской платформы, а северо-западной и южной сторонами граничит соответственно с Северо-Атлантическим и Средиземноморским подвижными поясами, которые непосредственно сближаются друг с другом у юго-западного побережья Великобритании (рис. 26). Средиземноморский пояс и проявления рифтогенеза в нем будут охарактеризованы в главе 6, а Северо-Атлантический пояс в этой книге специально не рассматривается, и мы ограничимся здесь

Таблица 3

**Эпохи преобладающего расширения и сжатия
в Урало-Монгольском подвижном поясе и смежных регионах**

Время	Проявления сжатия	Проявления растяжения
R ₁	Предъюрматинская (готская) фаза (Южный Урал)	— — Урал, Северный Тянь-Шань, во- — — сток Восточно-Европейской плат- — — формы
R ₂	Исседонская (дальсландская) фаза (Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Тува, Северная Монголия)	— — — — Урал, Северный Тянь-Шань, Енисейский кряж, Восточно-Европейская и Сибирская платформы
R ₃	Байкальские фазы (Урал, Северный Тянь-Шань, Енисейский кряж и др.)	— — Северный Тянь-Шань, Казах- — — стан, Алтае-Саянская область, — — Тува, Монголия
V		— — Казахстан, Северный Тянь- — — Шань, Монголия и др. — —
Є ₁₋₂	Салаирские (сардские) фазы (Кузнецко-Саянская область, Северная Монголия)	
Є ₃		— — Урал и др. — —
O	Раннекаледонская (таконская) фаза (Центральный Казахстан)	— —
S	Позднекаледонские фазы (Восточный Казахстан, Западный Саян и др.)	— — — — Урал
D ₁		— — Каледониды Казахстана, сала- — — ириды и каледониды Алтае-Са- — — янской области

Продолжение табл. 3

Время	Проявления сжатия	Проявления растяжения
D ₂ ¹	— Тельбесская фаза (Центральный Казахстан, Алтай и др.)	— —
D ₂ ²		— — Урал, каледониды Казахстана, — — Восточно-Европейская и Сибир- — — ская платформы
D ₃	— Бретонская фаза?	
C ₁	— Саурская (судетская) фаза (Вос- точный Казахстан, Монголия, Вос- точное Забайкалье и др.)	
C ₂		
C ₃	— Уральская фаза (Урал и др.)	
P ₁	— Заальская фаза (Урал, Южный Тянь-Шань, Иртыш-Зайсанская зо- на)	— — — — Герциниды Южной Монголии — — — —
P ₂	— Пфальцская фаза	— — Северная Монголия, Восточный — — Казахстан
T ₁		— — Урал и Зауралье — — — —
T ₂		— — Иртыш-Зайсанская зона и др. — —
T ₃	— Древнекиммерийская фаза (Урал, Монголия, Таймыр, Турухано-Но- рильская зона)	
J ₁		— — Казахстан, Тянь-Шань — — — —

Продолжение табл. 3

Время	Проявления сжатия	Проявления растяжения
J ₂	— Юнокиммерийская фаза (в восточной части пояса)	— — Алтае-Саянская область, Монголия, Забайкалье
J ₃		— — Забайкалье, Восточная Монголия, Северо-Восточный Китай
K ₁	— Австрийская фаза (в восточной части пояса)	— —
K ₂	— Ларамийская фаза?	— —
P ₁₋₂	— Пиренейская фаза?	— —
P ₃	— Савская фаза?	— —
N ₁	— Штирийская фаза	— —
	— Аттическая фаза	— —
N ₂	— Плиоценовые фазы	— — Байкальская рифтовая система
Q		— —

лишь краткими замечаниями относительно строения, развития и проявлений рифтогенеза в истории этого подвижного пояса. Северо-Атлантический подвижный пояс, как и Урало-Монгольский, был заложен на коре континентального типа, подвергшейся в позднем протерозое тектоно-термальной активизации, деструкции и горизонтальному растяжению. Начало этого процесса на обоих флангах пояса — Североамериканском и Европейском — относится, по видимому, к среднему рифею (гренвильской эпохе); в позднем рифее он прошел эмбриональную стадию геосинклинального процесса, когда на раздробленной и растянутой коре возникли грабенообразные рифтоподобные прогибы, а с конца позднего протерозоя до раннего палеозоя включительно существовал и развивался как типичный геосинклинальный пояс, в строении которого значительную роль играли геосинклинальные прогибы и, в частности, офиолитовые зоны с корой океанического типа.

Геосинклинальный мегаэтап развития Северо-Атлантического подвижного пояса на большей части его протяжения завершился

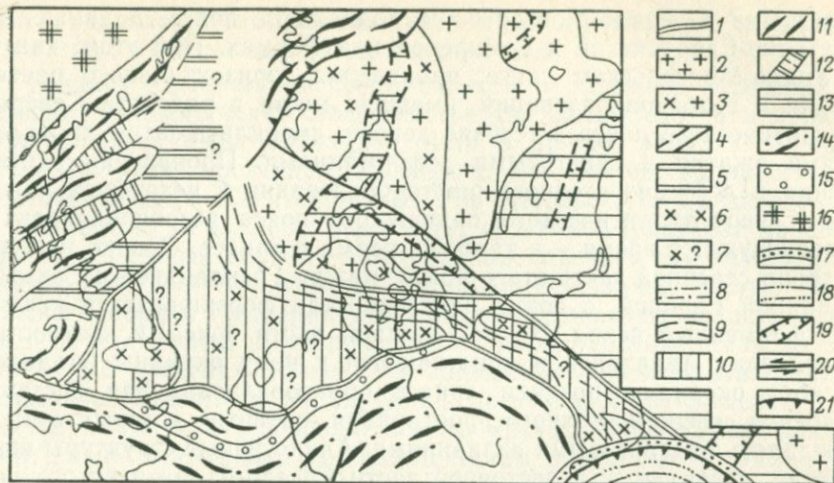


Рис. 26. Схематическая карта строения допермского основания Среднеевропейской метаплатформенной области и смежных регионов. Составил автор по материалам П. Циглера, В. Пожарыского, Р. Г. Гарецкого и др.

1 — границы Среднеевропейской области; 2-5 — Восточно-Европейская платформа: 2 — выступы архейско-раннепротерозойского фундамента, 3 — то же, испытавшие дальсландскую (предлодзнерифейскую) переработку, 4 — рифейские и раннепалеозойские авлакогены, 5 — палеозойский плитный чехол; 6-10 — Среднеевропейская метаплатформенная область: 6 — районы с допозднерифейским (дальсландским) фундаментом, частично испытавшим байкальскую переработку, 7 — то же, предположительно, 8 — авлакогеосинклинальные прогибы, испытавшие байкальскую, каледонскую и герцинскую складчатости, 9 — то же, испытавшие каледонскую складчатость, 10 — девоно-каменноугольный плитный чехол; 11-15 — Северо-Атлантический и Средиземноморский эпигеосинклинальные складчатые пояса: 11 — каледонские складчатые зоны, 12 — девонские посторогенные рифтовые зоны, 13 — девоно-каменноугольный квазиплатформенный чехол, 14 — герцинские складчатые зоны, 15 — герцинские краевые прогибы; 16 — платформа (или срединный массив?) Эриа (Гейбридская); 17 — альпийские краевые прогибы; 18 — альпийские складчатые зоны; 19 — крупные крутые разломы; 20 — сдвиги; 21 — фронт шарьяжей

в каледонскую эпоху складчатости интенсивным горизонтальным сжатием, приведшим к закрытию зон с корой океанического типа (океана Япетус, по терминологии некоторых геологов) и формированию напряженной складчатой и складчато-покровной структуры каледонид западной части архипелага Шпицберген, Норвегии, Британских островов, Восточной Гренландии и Северных Аппалачей. Лишь в юго-западной части Северо-Атлантического пояса — в Южных Аппалачах геосинклинальный процесс продолжался в среднем палеозое и завершился герцинской складчатостью.

В среднем палеозое большая часть территории Северо-Атлантического подвижного пояса вступила в послегеосинклинальный мегаэтап своего развития. Начало его было ознаменовано мощными проявлениями дейтероорогенеза, имевшими место в девоне, в том числе формированием многочисленных дейтероорогенных рифтовых зон на Шпицбергене, в Шотландии, Восточной Гренландии и др. Эти процессы совпадали во времени с проявлениями тектоно-магматической активизации в областях каледонской (s.l.) кон-

солидации в Урало-Монгольском подвижном поясе, а также на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. При этом, как и в Урало-Монгольском поясе, проявления горизонтального растяжения и грабенообразования, имевшие место в ряде зон Северо-Атлантического пояса в течение девона, сменились затем проявлениями сжатия и сдвиговыми деформациями. Проявления растяжения и дейтероорогенного рифтообразования в некоторых районах Северо-Атлантического подвижного пояса возобновлялись и в последующее время — в карбоне, перми и триасе. Однако на территории северной части этого пояса, между Гренландией и Северо-Западной Европой, с конца палеозоя стал формироваться квази-платформенный чехол. В юго-западной части пояса, в частности, в пределах Аппалачей и прилегающей к нему окраины Атлантического океана в позднем триасе образовалась целая система грабенов северо-восточного простираия, развитие которых сопровождалось базальтовыми излияниями. Аналогичные структуры возникали, очевидно, и в восточной части Северо-Атлантического пояса, на окраине нынешнего Европейского континента. Заложение позднеэриасовой, первоначально внутриконтинентальной рифтовой системы, за которым последовали разрыв утоненной континентальной коры в ее внутренней части и спрединг, происходивший в позднем мезозое и кайнозое, явились главными этапами процесса возникновения и разрастания океанического ложа Северной Атлантики.

Средиземноморский подвижный пояс, рассмотрению проявлений рифтогенеза и рифтовых структур в котором посвящена следующая глава, был заложен в позднем протерозое, а его геосинклинальное развитие в целом продолжалось на протяжении всего фанерозоя и, возможно, лишь завершается альпийской складчатостью. Однако в некоторых областях Средиземноморского пояса и, в частности, в районах Западной Европы, непосредственно прилегающих к Среднеевропейской метаплатформенной области с юга, геосинклинальный мегаэтап развития закончился герцинским циклом, т. е. в позднем палеозое, а с конца палеозоя Западно-Европейская область находилась уже на постгеосинклинальном мегаэтапе своего развития, и на ряде его участков в поздней перми, мезозое и кайнозое формировался плитный чехол.

Граница Среднеевропейской метаплатформенной области со Скандинавскими и Британскими каледонидами* проходит в юго-западном направлении, пересекая северную часть Северного моря и Англию, и выходит к Бристольскому заливу между Уэльсом и Корнуолом, где ее край образует обращенный к западу острый угол. Отсюда граница этой метаплатформенной области с герцинидами Средиземноморского пояса (и отчасти с входящими в его

* Характер соотношений каледонид Норвегии и Шотландии, резко различных по своему строению и обладающих противоположной вергентностью, под дном Северного моря недостаточно ясен. Возможно, здесь имеет место их торцовое сочленение по зоне поперечных (субмеридиональных) разломов, впоследствии использованных при заложении мезозойской рифтовой системы.

состав каледонидами Брабантского массива) следует, несколько изгибаясь, в общем восточном направлении.

Границу Среднеевропейской области с древней платформой обычно проводят через северо-восточную часть Северного моря и южную часть п-ова Ютландия (или в другом варианте — через северную часть последнего), севернее о-ва Рюген, вдоль северо-восточного края Свентокшиских гор (Польского Среднегорья), к юго-востоку от которых она уходит под Предкарпатский краевой прогиб. Северный вариант этой границы отвечает так называемой линии Тейсейра—Торнквиста. Между юго-западной частью Балтийского моря и Прикарпатьем Средиземноморскую область отделяет от платформы Датско-Польская авлакогеосинклинальная зона [61]. В пределах Польши эта подвижная линейная зона характеризуется значительной глубиной погружения фундамента (до 10—12 км и более), опущенного по крутым продольным разломам, очень длительным полициклическим развитием (с рифея до конца мезозоя) и неоднократными проявлениями тектонической инверсии, выражавшейся в смене опусканий поднятием и складчатыми деформациями. В ее юго-восточной части — Свентокшиских горах, представляющих миниатюрную интракратонную палеозойскую складчатую зону, фиксируются перерывы и угловые несогласия, отвечающие эпохам байкальской (предвендской), раннекаледонской (салаирской) и герцинской складчатости. Следующий к северо-западу, относительно опущенный протяженный сегмент этой зоны выражен Среднепольским плакантиклинорием, представляющим собой инверсионное линейное пологоскладчатое поднятие в мощном позднепалеозойско-мезозойском плитном чехле, возникшее над глубоким платформенным прогибом в конце мела (в ларамийскую фазу). Это поднятие пронизано многочисленными диапирами верхнепермской соли. В его северной части, в Польском Поморье бурением вскрыта узкая зона с погребенным каледонским складчатым основанием (трог Кошалин—Хойнице), сложенная слабометаморфизованными отложениями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя мощностью до 5—6 км и более.

Северо-западный участок Датско-Польской зоны, проходящий через юго-западный край Швеции (провинция Сконе) и северо-восточную часть Дании, отличается меньшей глубиной погружения фундамента (4—7 км), более простой структурой фанерозойского комплекса, выраженной в виде ступенчатого грабена (в верхних горизонтах чехла — в виде прогиба), и отсутствием или более слабым проявлением инверсии и складчатых деформаций в чехле. Этот участок Датско-Польской зоны, где она явно вырождается, следует рассматривать в качестве авлакогена, и в этом случае вместе с ограничивающим ее с юго-запада поднятием Рингкёбинг-Фюн, в котором под платформенным чехлом на глубинах 1—3 км бурением вскрыт добайкальский (допозднерифейский) метаморфический фундамент, включать в состав древней платформы (впрочем, часть исследователей рассматривает поднятие Рингкёбинг-

Фюн в качестве относительно приподнятого блока с докембрийским фундаментом внутри Среднеевропейской плиты).

Большая часть Среднеевропейской метаплатформенной области представляет в структуре фанерозойского чехла глубокую (до 10 км и более) сложно построенную платформенную депрессию. Хотя в этой области в связи с поисками нефти и газа проведены значительные геофизические и буровые работы, вопросы о возрасте и структуре ее фундамента остаются еще недостаточно ясными и по ним существуют, по крайней мере, четыре основных представления. Некоторые исследователи (Б. Зноско, П. Циглер, Р. Г. Гарецкий и др.) предполагают, что за исключением нескольких древних докембрийских блоков в основном в ней распространены каледонские складчатые зоны, огибающие край Восточно-Европейской платформы с юго-запада. Другие (В. С. Журавлев и др.) считают ее областью с байкальским фундаментом (Среднеевропейская эпибайкальская плита, по М. В. Муратову). Третьи (Э. Бейли, А. А. Богданов, М. В. Муратов [68], В. Пожарынский [212] и др.) предполагают присутствие в ней добайкальского метаморфического фундамента, подвергшегося впоследствии сильному раздроблению и тектоно-термальной переработке. Наконец, четвертые считают ее фундамент гетерогенным и включающим как блоки добайкальского фундамента, так и байкальские и каледонские складчатые зоны [12, 24, 99]. Сторонники всех этих взглядов опираются в сущности на одни и те же факты, но по-разному оценивают их относительную значимость, предположительно распространяя зоны фундамента того или иного возраста на районы, где возраст основания остается неизвестным.

Присутствие блоков протерозойского фундамента, несогласно перекрытого палеозойским платформенным чехлом, помимо большей части территории Дании (поднятие Рингкёбинг-Фюн и районы к северу от него), установлено на западе Среднеевропейской области — в Южной Англии (поднятие Мидленд) и в ее юго-восточной части — в Верхнесилезской впадине (Вислянский массив) и предполагается в ее южной части (гипотетический глубоко погребенный Восточно-Эльбский массив). Байкальские складчатые структуры известны в Польском Среднегорье и непосредственно к югу от него (Малопольский массив), а также в северной части Брабантского массива. Каледонские складчатые структуры, возникшие на месте прогибов, выполненных осадочными формациями, установлены в Датско-Польской зоне (в Польском Поморье и Польском Среднегорье), между Малопольским и Вислянским массивами и в южной части Брабантского массива. В южном обрамлении поднятия Рингкёбинг-Фюн бурением вскрыта сложенная филлитами складчатая зона байкальского или каледонского возраста. Все эти данные о возрасте фундамента относятся к окраинам рассматриваемой области; во внутренних же глубоко опущенных ее частях его возраст остается неизвестным, а древнейшие из вскрытых отложений (девонские) принадлежат к платформенному чехлу. Поэтому ни одну из предложенных концепций о возрасте

фундамента большей внутренней части Среднеевропейской области нельзя считать доказанной. Однако наличие в западной ее части, в Южной Англии обширного блока переработанного байкальского (?) основания (Мидленд) позволяет предполагать, что первоначально, во время заложения Северо-Атлантического и Средиземноморского геосинклинальных поясов, эта область являлась западной окраиной Восточно-Европейской платформы. В байкальском и каледонском циклах она подвергалась раздроблению и неоднократной переработке, выражавшейся в заложении ряда авлакогенов и авлакогеосинклиналей, превратившихся в узкие интракратонные складчатые зоны, и радиометрическом омоложении пород фундамента. В частности, можно допустить, что субмеридиональная байкальская или каледонская авлакогеосинклинальная зона существовала в средней части Северного моря и была использована при заложении в этом районе мезозойских грабенов. Осадочный чехол на некоторых участках Среднеевропейской области (например, на массиве Южной Англии) начал накапливаться еще с раннего палеозоя, а в среднем—позднем девоне, раннем и среднем карбоне покрывал уже большую часть ее территории [241]. В раннепермское время отчетливо обособилась субширотная зона поднятий, пересекающая территорию Дании и среднюю часть Северного моря, а к северу и югу от нее — обширные, также субширотные впадины, в которых накапливались континентальные красноцветные нижнепермские отложения, а позднее мощные толщи верхнепермской соли. Признаки существования в течение пермского периода субмеридиональных прогибов или грабенов в области Северного моря почти неизвестны, за исключением пермского грабена Осло в юго-западной части Балтийского щита и его юго-юго-западном продолжении — грабена Бамбл (в районе пролива Скагеррак) и, возможно, грабена Хорн (к западу от п-ова Ютландия). Полузамкнутый обширный лагунный бассейн, существовавший в поздней перми в районе Северного моря и Польско-Германской низменности, был связан с морским бассейном, располагавшимся между Гренландией и Скандинавией и в области Баренцева моря, длительно вытянутым проливом, возникшим в цехштейне. В мезо-кайнозойском комплексе, начиная с триаса, напротив, более отчетливо выражена субмеридиональная зональность, одним из важнейших проявлений которой явилось формирование в северной, центральной и восточной частях дна Северного моря мезозойских интракратонных рифтовых зон, происходившее одновременно и в генетической связи с зарождением и разрастанием океанической впадины в области Северной Атлантики.

Строение мезозойского комплекса и история развития в мезозое северо-западной части Среднеевропейской области — района Северного моря, где в это время возникла и развивалась Североморская рифтовая система, стали известными в результате интенсивных геолого-геофизических исследований, которые проводились специалистами из ряда европейских стран в связи с поисками нефти и газа, увенчавшимися открытием крупнейших нефтяных, а

также газовых месторождений на шельфе Северного моря. Итоги этих исследований получили отражение в ряде обобщающих работ П. Циглера [113, 236—242, 244] и составленном им геологическом атласе Западной и Центральной Европы [243], а также в трудах ряда других исследователей [12, 181, 182, 208, 217, 233] и в коллективной сводке, изданной под редакцией К. У. Гленни [179]. Своеобразной особенностью Североморской рифтовой системы (сближающей ее с Пантеллерийской кайнозойской рифтовой системой в центральной части Средиземного моря) является ее заложение и развитие в условиях преобладающего погружения почти всей области Северного моря (рис. 27).

Перестройка тектонического плана с преобладанием субширотной зональности на план с преобладающей субмеридиональной зональностью в районе Северного моря начинается с поздней перми—раннего триаса, продолжается в течение среднего и позднего триаса и завершается в ранней юре. Хотя в течение триасового периода продолжают существовать субширотные впадины в северной и южной частях Северного моря, в первой из которых накапливаются континентальные отложения, а во второй — континентально-лагунные, в том числе соленосные толщи, но разделяющая их широтная Срединно-Североморская зона поднятий постепенно разрушается, а в центре нынешнего Северного моря возникает субмеридиональная, S-образно изогнутая цепочка грабенов, являющаяся прообразом будущего Центрального Североморского грабена и его северного продолжения — грабена Викинг. Восточнее последнего близ западного побережья Южной Норвегии возник долготный односторонний грабен Хорда-Эгерсунн, а к востоку от Центрального Североморского грабена активизировался заложенный еще в перми грабен Хорн, амплитуда проседания которого в триасе была наибольшей (до 3—4 км) по сравнению с другими грабенами, в которых она не превышала 1,5—2 — максимум 3 км (в северной части грабена Викинг). На участке сочленения под тупым углом Центрального Североморского грабена и грабена Викинг образовался отходящий от их стыка в западном направлении грабен Уитч-Морей-Фёрт, который вдаётся с востока в каледонское складчатое сооружение Шотландии и наследует девонскую Оркадскую впадину. Вдоль борта этого грабена в мезозое предполагаются правосдвиговые смещения [197]. Стык грабенов Уитч, Викинг и Центрально-Североморского рассматривается рядом исследователей как пример «тройного сочленения» рифтовых зон. Южнее, в средней части Центрального Североморского грабена, наложенной на западное продолжение широтного поднятия Рингкёбинг-Фюн, в позднем триасе происходят незначительные вулканические извержения. Одновременно с началом формирования грабенов Североморской рифтовой системы к востоку от нее в течение триаса значительно усилились погружения (до 3—4 км) на северо-западном (Датском) и юго-восточном (Среднепольском) участках Датско-Польского прогиба (в мезозое имевшего характер авлакогена) и в поперечном к нему Глюкштадтском трое юго-западного про-

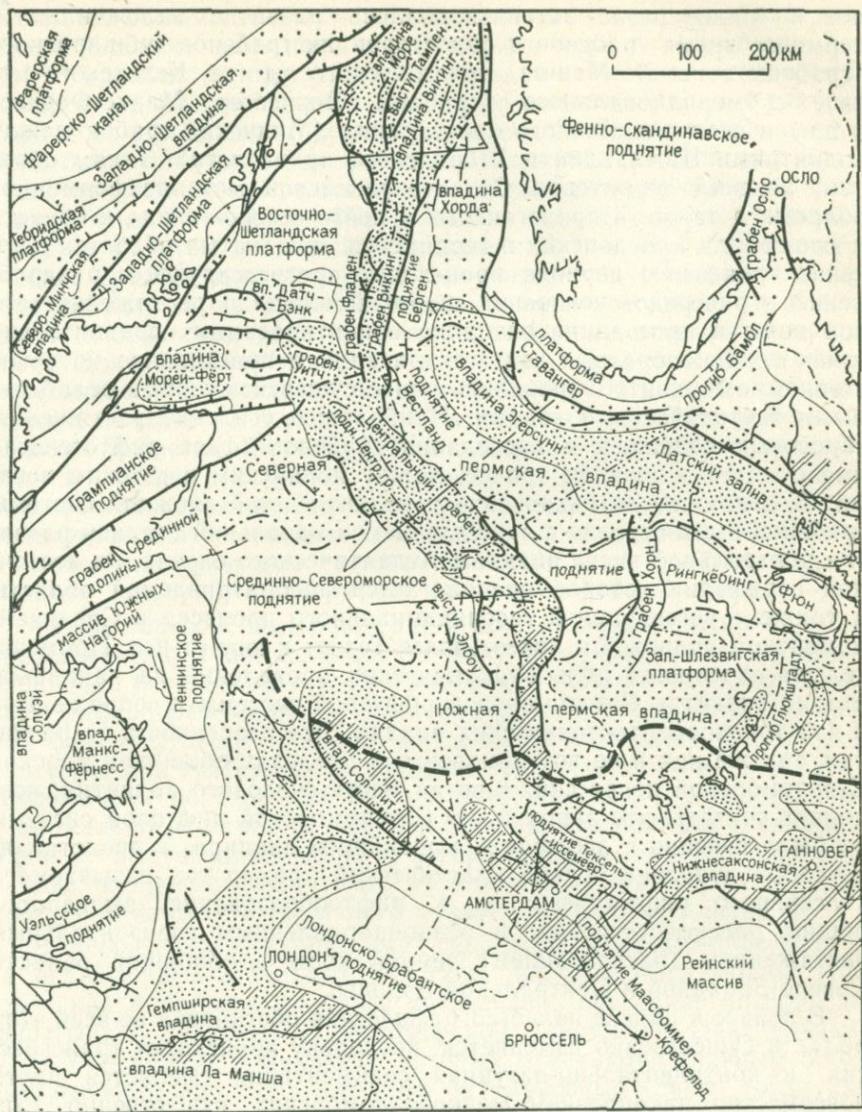


Рис. 27. Тектоническая карта Северного моря для пермского и мезозойского времени. По П. Циглеру (1981 г.), с дополнениями

1 — поднятия, сложенные палеозоем и докембрием; 2 — осадочные впадины без позднeperмских солей; 3 — то же, с солями; 4 — мощные юрские отложения; 5 — впадины с проявлениями инверсии в конце мела и палеогене; 6 — северная граница распространения нижнепермских песков; 7 — граница распространения верхнепермских солей; 8 — сбросы; 9 — положение профилей на рис. 28

стирания в районе Шлезвига, а к западу от Североморских грабен-ов в триасе резко активизировалось развитие заложенных в пермское время грабен-ов и односторонних грабен-ов субширотного (грабены зоны Ла-Манша, Бристольского залива, Кельтского моря), субмеридионального (грабены Ворчестер, Манкс-Фернесс и др.) и северо-восточного простирания (Минчский грабен между поднятиями Шотландии и Гебридского архипелага). Таким образом, на всей территории Среднеевропейской метаплатформенной области, а также в прилегающих к ней с северо-запада и отчасти с юго-запада каледонских и герцинских складчатых областях в течение триасового периода происходит прогрессирующее раздробление и рассредоточенное на широкой площади растяжение земной коры и проседание различно ориентированных сравнительно узких грабенообразных зон, локализация и простирание которых, по-видимому, контролировались ранее существовавшими ослабленными тектоническими зонами. Наибольшее усиление растяжения, сбросовых подвижек и проседания грабен-ов (фаза рифтогенеза) имело место в позднем триасе, между норийским и рэтским веками. В целом же возникновение и развитие этой сложной системы грабен-ов было связано с зарождением и начальной стадией развития центральной части впадины Атлантического океана, на восточной периферии которой располагается рассматриваемая область, а также с регенерацией геосинклинального процесса в Средиземноморском подвижном поясе (поясе Тетис) к югу от нее. Примечательна ничтожная роль вулканических проявлений на начальной стадии развития Североморской рифтовой системы и сопряженных с ней триасовых тектонических впадин. Эта особенность ее развития, так же как и ее возникновение в пределах обширной плоской Североморской депрессии, а не на месте сводового поднятия, позволяет считать, что зарождение Североморской рифтовой системы не было связано с эволюцией мантийного диапира, а представляло собой довольно редкий классический пример так называемого «пассивного рифтогенеза», т. е. рифтообразования, вызванного общим рассредоточенным и разнонаправленным горизонтальным растяжением (расползанием) земной коры в обширной области Северо-Западной и Центральной Европы.

В лейасе и аалене палеогеографическая обстановка во всей этой области существенно изменяется, поскольку происходит трансгрессия, и континентально-лагунная седиментация сменяется почти повсеместно накоплением мелководноморских существенно глинистых осадков. Однако наметившийся к концу триаса тектонический план сохраняется: продолжается развитие тех же грабен-ов, односторонних грабен-ов и глубоких трогов (прогибы Датско-Польской зоны), что и в триасе. Однако при этом заметно усиливается погружение узких впадин северо-восточного и северо-западного простирания на южной периферии Североморского бассейна (троги Глюкштадт и Сол Пит), а на большей части площади последнего и, в частности, в Центральном Североморском грабене, грабене Хорн и в смежных с ними районах опускание постепенно

прекращается, а затем на рубеже ааленского и байосского веков сменяется общим сводообразным поднятием и осушением, охватившими большую часть площади Северного моря и территории Дании. В процессе воздымания нижнеюрские и частично верхнетриасовые отложения в Центральном Североморском грабене, грабене Хорн и на обширных прилегающих к ним участках дна Северного моря были уничтожены денудацией. Поднятием не были затронуты лишь северная и северо-восточная части Североморской области, и в грабенах Уитч-Морей-Фёрт, Викинг, впадинах Хорда-Эгерсунн, а также Датском и Польском прогибах Датско-Польской зоны в течение средней юры продолжалось погружение. Воздымание Североморского свода сопровождалось мощными всплесками вулканизма в байосском веке, которые происходили в самой северной части Центрального грабена — в районе «тройного сочленения» (вулканическая провинция Фортис-Пайпер [164], грабенах Уитч, Викинг, впадине Эгерсунн * [166], а также на западном побережье Южной Норвегии. Вулканические извержения в байосе происходили в наземных условиях. Их продукты принадлежат щелочно-базальтовой серии и представлены в области Фортис-Пайпер лавами анкарамитов, гавайитов и щелочных оливиновых базальтов, а также интрузивными телами гавайитов и муджиеритов, а во впадине Эгерсунн — щелочными (калиевыми) базальтами.

Таким образом, возникновение и рост сводового поднятия и сопровождавшие кульминационную фазу его развития извержения щелочных базальтоидов в Североморской области не предшествовали рифтообразованию, а были приурочены к относительно зрелой фазе рифтового процесса, когда вследствие сильного растяжения коры под грабенами, и особенно под участками их «тройного сочленения», образовался выступ возбужденной (разуплотненной и аномально разогретой) верхней мантии, что привело к сводообразному выпучиванию коры и извержениям в наиболее раздробленных и проницаемых зонах вулканических продуктов, которые поступали из очагов частичного плавления в верхах мантии.

В поздней юре Североморский свод вновь начинает проседать и, за исключением отдельных участков, перекрывается морем. При этом, как и раньше, наиболее интенсивное опускание по сбросам испытывают грабены Североморской системы — Центральный, Уитч-Морей-Фёрт и Викинг, в которых отмечаются главным образом относительно глубоководные битуминозные глины, тогда как к северо-востоку от грабенов Викинг и Центрального, а также к западу от последнего накапливаются более мелководные песчано-глинистые и глинисто-карбонатные осадки. Развитие грабенов

* Во впадине Эгерсунн, помимо байосской фазы, отмечается более древняя, предположительно раннеюрская (плинсбахская) фаза вулканизма, выраженная внедрением даек флогопит-лейцитовых трахитов, с абсолютным возрастом 178 млн. лет [166]. Однако, согласно новейшей шкале абсолютной геохронологии (У. Б. Харленд и др., 1985 г.), эта датировка также отвечает байосскому веку.

Хорн и Глюкштадт в юго-восточной части Североморской области в поздней юре прекращается.

Вулканическая активность в Североморской рифтовой системе в поздней юре была незначительной и проявлялась лишь в киммеридж-портландское время в северной части грабена Викинг; а также во впадине Минч к западу от нее и на южно-шведском участке Датско-Польской зоны. В самом начале мела Североморская область испытала регрессию, и в основании валанжинских отложений фиксируется размыв, а в ряде мест и некоторое угловое несогласие. В течение мелового периода на фоне общего слабого опускания Североморской области продолжается дифференцированное погружение грабенов Центрального, Викинг и Уитч-Морей-Фёрт, а также впадины Хорда-Эгесунн, и в них накапливается до 2—3 км терригенных и карбонатно-терригенных (в раннем мелу) и мелководных карбонатных (в позднем мелу) осадков. Однако интенсивность сбросовых смещений на бортах впадин постепенно снижается, и в конце мела в большинстве впадин они почти полностью прекращаются.

Вместе с тем в самой южной части Среднеевропейской метаплатформенной области в раннемеловую эпоху активизируется погружение некоторых впадин северо-западного и субширотного простирания (Западно-Голландской, Нижнесаксонской) и отмечаются вспышки вулканической и интрузивной деятельности. В целом в меловое время большинство активно развивающихся прогибов и относительных поднятий Среднеевропейской области были вытянуты преимущественно в северо-западном и западно-северо-западном направлениях.

В конце мелового периода многие из этих прогибов испытали тектоническую инверсию и превратились в зоны поднятий с валлообразной, пологоскладчатой или блоковой структурой. Наиболее интенсивно эти инверсионные деформации проявились в южной части Североморской области — в прогибах Сол Пит, Западно-Голландском, Нижнесаксонском, на всем протяжении Датско-Польского авлакогена и в южной части Центрального Североморского грабена, а также непосредственно к западу от Североморской области в субширотных грабенах зоны Ла-Манша, Бристольского залива и Кельтского моря.

Эти явления, отвечающие субгерцинской и ларамийской фазам складчатости, были синхронны и генетически связаны с ранними импульсами горизонтального сжатия в Средиземноморском подвижном поясе. После кратковременной регрессии, имевшей место в датском веке, погружение возобновилось в палеоцене, и на протяжении всего кайнозоя в обширном широком прогибе типа синеклизы, вытянутом в юго-юго-восточном направлении, который занимал почти всю площадь Северного моря, происходило накопление морских глинистых, а в плиоцене — антропогене — мелководных и прибрежно-морских песчано-глинистых отложений. Субмеридиональной осью Североморской синеклизы оставалась зона погруженных грабенов Центрального и Викинг, в которых отлага-

лись относительно глубоководные осадки, а суммарная амплитуда опускания и мощность отложений кайнозоя достигала соответственно 3—3,5 и 2—2,5 км. На широких крыльях синеклизы она плавно снижалась к западу и востоку вплоть до полного выклинивания кайнозойского комплекса. В антропогене темп погружения осевой зоны Североморского прогиба усилился. В ее южной части мощность четвертичных отложений повсеместно превышает 0,5 км, а на некоторых участках, приуроченных к зоне Центрального грабена, достигает 1 км [196]. В отличие от Центрально-Североморской зоны прогибов, более восточная зона — Хорда-Эгерсунн в палеогене и неогене полностью утратила свою активность, но затем в антропогене вновь возродилась в качестве некомпенсированного прогиба с относительной глубиной (в рельефе дна) в несколько сотен метров. После некоторого перерыва, вызванного инверсионным поднятием в конце мелового периода, в олигоцене возобновилось погружение в самой южной части Североморского прогиба — в Западно-Голландской впадине. Ее резко дифференцированное опускание сопровождалось подвижками по продольным сбросам, которые проникли к юго-востоку в глубь герцинид Рейнских Сланцевых гор и придали этой впадине грабенообразный характер (Нижнерейнский грабен). На более восточном участке южной окраины Североморской синеклизы в эоцене образовался другой узкий прогиб грабенообразной формы юго-юго-западного простирания — Гессенский. Одновременно, в среднем — позднем эоцене на его южном продолжении был заложен Верхнерейнский грабен, также вытянутый в юго-юго-западном направлении. В олигоцене вдоль сомкнувшихся Гессенского и Верхнерейнского грабенов возник узкий пролив, связывающий на короткое время бассейны Северного и Средиземного моря, а оба эти грабена вместе с Нижнерейнским объединились в Рейнскую рифтовую систему. Последняя образовалась в кайнозое на непосредственном южном продолжении Североморской мезозойской рифтовой системы и в структурном отношении тесно связана с последней. Развитие Нижнерейнского грабена, вытянутого в направлении оси максимального сжатия в зоне Альп, продолжалось в течение неогена и антропогена и сопровождалось вулканическими извержениями в его юго-восточной части, тогда как Гессенский грабен в неогене утратил свою активность или, возможно, подвергался, подобно Верхнерейнскому, лишь некоторым левосдвиговым деформациям.

На протяжении всего мезозоя и кайнозоя на значительной части площади Среднеевропейской метаплатформенной области, в которой присутствует мощная соленосная толща цехштейна, происходило перемещение верхнепермской соли, образовавшей в итоге огромное число диапировых структур, многие из которых пронизывают весь мезозой и внедряются в кайнозойский комплекс. В пределах южного позднепермского бассейна, где соленосная толща обладала наибольшей мощностью, т. е. в южной части Северного моря и северных районах ФРГ, соляные диапиры имеют по большей части форму узких протяженных субмеридионально

вытянутых гребней. Их расположение и ориентировка, несомненно, контролируются активными разломами в допозднепермском фундаменте южной части Североморской метаплатформенной области, которые проявляли активность в мезозое и отчасти в кайнозое. Максимальная концентрация диапировых структур и наибольшая длина соляных гребней свойственны рифтовым структурам южной части этой области — грабену Сол Пит, южным частям Центрального Североморского грабена и грабена Хорн, а также грабенам Шлезвиг-Гольштейна (Глюкштадтский трог). Оси диапировых структур веерообразно расходятся к северу и сближаются к югу, в сторону Рейнской рифтовой системы.

Структура грабенов Североморской рифтовой системы довольно хорошо изучена сейсморазведкой и глубоким бурением до соленосной толщи цехштейна (рис. 28, А). В среднем суммарная глубина погружения подошвы верхнепермских отложений достигает в грабене Викинг 8—9 км, в Центральном грабене 6—8 км, в грабене Хорн 5—7 км, во впадине Эгерсунн и в грабенах Морей-Фёрт и Уитч — до 4—5 км. Однако глубина собственно грабенообразных мезозойских структур, если вычесть мощность почти не нарушенных сбросами кайнозойских отложений Североморской синеклизы, составит в грабене Викинг 5—7 км, а в Центральном грабене и грабене Хорн — около 4 км. Ширина грабенов варьирует от 40—50 км (грабен Хорн, южные участки грабенов Центрального и Викинг) до 80—100 км (северные участки грабенов Центрального и Викинг).

Грабены ограничены и их дно рассечено продольными разломами типа крутых нормальных сбросов, перемещения по которым происходили длительно и многократно — с перми или триаса до конца юры или раннего мела, а небольшие подвижки по некоторым из них повторялись также в позднемеловое время и реже в кайнозое (вплоть до антропогена). Максимальная амплитуда вертикальных перемещений по некоторым краевым, а также внутренним сбросам в грабенах Центральный, Викинг и Хорн достигает 3—4 и даже 5 км. В асимметричных ступенчатых грабенах Эгерсунн и Западно-Голландском она не превышает 1—3 км.

В поперечном сечении крупнейшие грабены, помимо ступенчатости, характеризуются распадением на несколько частных грабенов, разделенных внутренними горстовыми поднятиями (клавиатура блоков). Наиболее четко последние выражены в широкой северо-западной части Центрального грабена, осложненного узким внутренним горстом амплитудой до 2—3 км, к чехлу которого приурочено одно из крупнейших нефтяных месторождений Северного моря — Фортис, а также в грабене Уитч и широкой северной части грабена Викинг, где выделяется до 5—6 относительно поднятых и опущенных наклонных блоков. Суммарная амплитуда горизонтального растяжения коры в Североморской рифтовой системе, согласно П. Циглеру, не превышает первых десятков километров.

Характерной чертой Североморской рифтовой системы, кроме ее южной части, частично подвергшейся инверсии в конце мела —

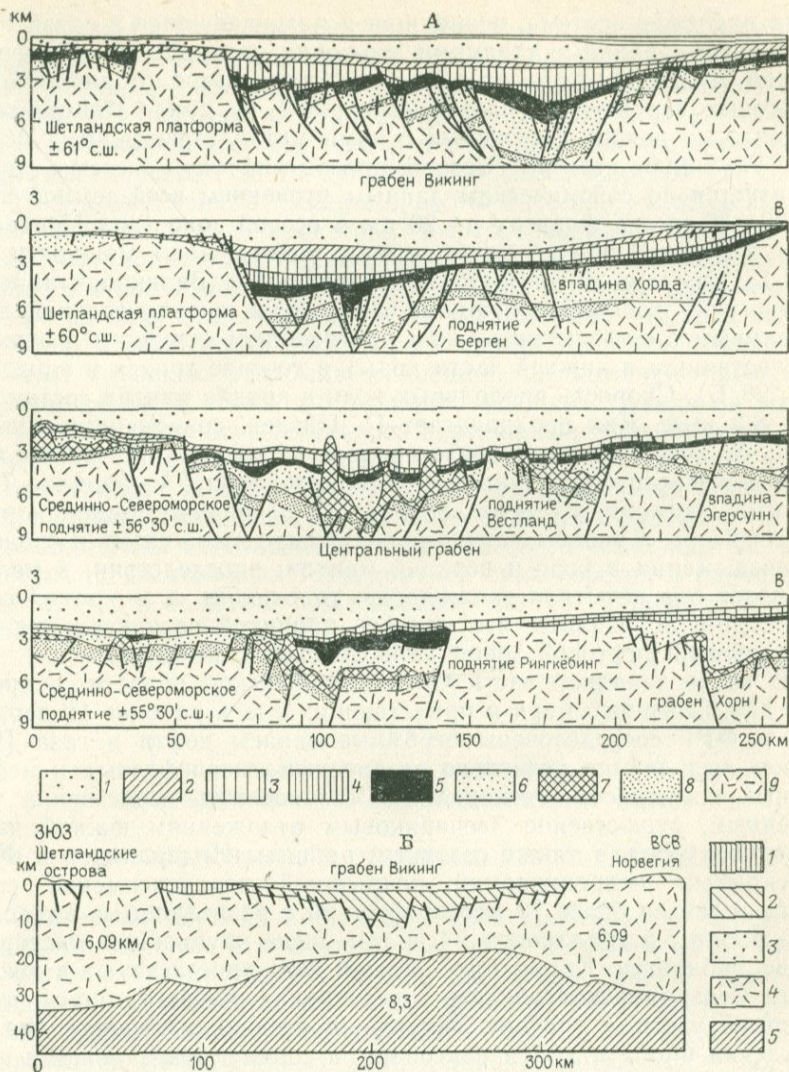


Рис. 28. Структурные профили грабен Викинг и Центрального (положение профилей см. рис. 27) и разрез земной коры через северную часть грабена Викинг. По П. Циглеру (1981 г.)

А: 1 — кайнозой, 2 — палеоцен, 3 — верхний мел, 4 — нижний мел, 5 — юра, 6 — триас, 7 — соли верхней перми, 8 — пермь — девон, 9 — фундамент; Б: 1 — дорифтовые осадки, 2 — заполнение рифта, 3 — послерифтовые осадки, 4 — кора, 5 — верхняя мантия

начале палеоцена, является полное господство нормальных наклонных сбросов, свидетельствующих о нескольких фазах горизонтального растяжения, происходившего местами уже в перми и повсеместно — в течение триаса и юры, и отсутствие позднейших структур взбросо-надвигового типа. В этом отношении Северомор-

ская рифтовая система, возникшая и развивавшаяся в связи с заложением и ранними стадиями эволюции центральной и северной частей Атлантического океана, резко отличается от мезозойских рифтовых структур Средиземноморского и Урало-Монгольского подвижных поясов и смежных с ними метаплатформенных областей. Глубинное строение Североморской рифтовой системы характеризуется по сейсмическим данным утонением всей земной коры от 30—35 км на флангах до 20 км в осевой зоне (под Центральным грабеном) и еще более резким уменьшением мощности (до 11—13 км, т. е. в три раза по сравнению с Великобританией и Норвегией) консолидированной части коры, в значительной мере связанным с ее горизонтальным растяжением (хрупким в верхней и пластичным в нижней части коры) в течение триаса и юры (см. рис. 28, Б). Скорость продольных волн в кровле мантии составляет 8,1—8,3 км/с. Как предполагает П. Циглер, современная поверхность М может соответствовать кровле «подушки» или линзы аномально нагретого и разуплотненного материала с V_p порядка 7,5—7,7 км/с, которая, вероятно, возникла в основании земной коры в средней юре, в эпоху щелочно-базальтового вулканизма и сводового воздымания в коре и верхней мантии; впоследствии, в мелу—кайнозое она испытала охлаждение, уплотнение, а ее кровля соответственно понизилась, что явилось причиной возникновения над мезозойской рифтовой зоной кайнозойской синеклизы.

В чехле западной части Среднеевропейской области, в пределах дна Северного моря и прилегающих с юга районов Нидерландов и ФРГ сосредоточены огромные запасы нефти и газа [99]. В нем выделяются несколько газоносных, газонефтяных и нефтеносных комплексов. Региональная газоносность свойственна терригенным, существенно песчаниковым отложениям южной части Северного моря, а также северным районам Нидерландов и ФРГ, перекрытым непроницаемой покрывкой верхнепермской соли. Здесь известно более 70 месторождений с разведанными запасами газа около 5,5 триллионов m^3 , в том числе крупнейшее месторождение Грöнинген. Кроме того, залежи газа присутствуют в южной части Североморской области в песчаниках нижнего триаса, в его северной части, в грабене Викинг — в песчаниках эоцена (месторождения Фригг и др.) и олигоцена, а совместно с залежами нефти — в мелководных известняках цехштейна, краевых зонах позднепермского соленосного бассейна, а также в сенонских и датских известняках и песчаниках палеоцена в осевой зоне Североморского бассейна (крупнейшие нефтегазовые месторождения Фортис в северной части Центрального рифта, Экофикс, Элдфикс в его средней части, и многие другие). Месторождения нефти (Пайпер и др.) приурочены к нижне-, средне- и верхнеюрским терригенным отложениям. Глубоководные битуминозные глинистые отложения малыми в Североморской рифтовой системе рассматриваются в качестве нефтематеринских осадков. В целом запасы газа в основном тяготеют к подсолевым отложениям субширотной южной окраины Североморского бассейна, а запасы нефти приурочены к надсоле-

вым, преимущественно юрским, меловым и нижнепалеогеновым отложениям субмеридиональных грабенообразных зон Североморской рифтовой системы. Таким образом, нефтегазоносность свойственна как отложениям, принимающим участие в строении сложных грабенообразных зон, так и перекрывающим их отложениям, слагающим осевые части эпирифтовой Североморской синеклизы.

Нефтегазоносность Североморского бассейна, несомненно, генетически связана с процессом рифтообразования в последнем [92]. Факторами, благоприятствовавшими нефтегазообразованию, явились мощная подводная седиментация, высокие величины теплового потока, существовавшие на рифтогенном этапе, в течение мезозоя, и обстановка растяжения коры, способствовавшая раскрытию глубоких разломов и трещин, по которым происходил подъем тепла, а также и глубинных флюидов (водорода, метана и пр.), а позднее осуществлялось вертикальное перемещение углеводородов. В пределах Североморской рифтовой системы создавались также благоприятные условия для накопления углеводородов, залежи которых приурочиваются главным образом к локальным поднятиям мезозойского и кайнозойского чехла над частными выступами палеозойского фундамента типа горстов и односторонних горстов в осевых и реже краевых частях крупных грабенообразных впадин.

Глава 6

РИФТОГЕНЕЗ В РАЗВИТИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

РАИОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Средиземноморский подвижный пояс простирается через юго-западную, южную и юго-восточную части Евразии на 16 000 км от берегов Атлантического океана до Новой Гвинее. Западная субширотная, большая по протяженности его часть (около 10 000 км) до Бирмы на востоке может быть в основном отнесена к категории межкратонных (или межконтинентальных) подвижных поясов, поскольку располагается между древними платформами Лавразийской (на севере) и Гондванской (на юге) групп. С севера ее обрамляют Восточно-Европейская платформа с примыкающими к ней Среднеевропейской, Мезийско-Добруджинской и Донецко-Южно-Туранской метаплатформенными областями, Таримский массив, являющийся полуизолированным западным выступом Китайско-Корейской платформы и ее основная часть, а на коротком участке к северу от Памира Средиземноморский пояс непосредственно граничит с Южно-Тянь-Шанской герцинской системой Урало-Монгольского пояса. С юга Средиземноморский пояс обрамляют Африканская и постепенно отделяющаяся от нее в процессе позднекайнозойского рифтогенеза Аравийская плат-

формы с примыкающими с севера Южно-Атласско-Мальтийской и Северо-Аравийской метаплатформенными областями, а также Индостанская платформа, причем между Аравийской и Индостанской платформами в районе Пакистанского побережья на протяжении тысячи километров Средиземноморский пояс непосредственно граничит с северо-западной частью Индийского океана. Что же касается юго-восточной, индонезийской части Средиземноморского пояса, составляющей около одной трети его общей длины, то она занимает пограничное положение между Юго-Восточной Азией и северо-восточной частью Индийского океана и, таким образом, подобно Тихоокеанскому поясу, должна быть отнесена к категории периконтинентальных подвижных поясов. В этой книге мы ее рассматривать не будем.

В последние годы ценные обобщающие работы по тектонике и истории развития Средиземноморского пояса были опубликованы В. Е. Хайным [106, 108]. Это позволяет нам свести до минимума необходимые сведения о строении, районировании и этапах развития Средиземноморского подвижного пояса, ограничившись данными, наиболее важными для целей данного исследования. В связи с недостаточной пока разработанностью вопросов, относящихся к проявлениям рифтогенеза на протяжении большей (докайнозойской) части его геологической истории, мы ограничимся в отношении их лишь краткими замечаниями и отдельными примерами, сосредоточив главное внимание на проявлениях кайнозойского рифтообразования, связанного с завершающим орогенным этапом альпийского цикла развития этого пояса, поскольку их рассмотрение дает интересный и разносторонний материал для понимания тех историко-геологических и геодинамических обстановок, в которых в разных районах Средиземноморского альпийского пояса и его северного обрамления возникли и развивались структуры рифтового типа.

Вопросы о фундаменте Средиземноморского пояса и времени его заложения являются более трудными, чем аналогичные вопросы в отношении Урало-Монгольского пояса, в связи с крайней скудностью данных о присутствии в его пределах достоверных образований дорифейского возраста, наличие которых радиологическими методами установлено лишь в Армориканском массиве (гнейсы с возрастом 2,5 млрд. лет на Нормандских островах и побережье Бретани), а также в смежных со Средиземноморским поясом Мезийско-Добруджинской и Среднеевропейской (Вислянский массив) метаплатформенных областях. Возможно, однако, что время накопления некоторых древнейших комплексов Молданубского, Центрально-Французского, Родонского, Мендереского и других массивов этого пояса, для которых имеются ранне-среднерифейские датировки метаморфизма, в действительности является дорифейским, и что они принадлежат к фрагментам того древнего основания, на котором был заложен Средиземноморский пояс. Автор разделяет мнение В. Е. Хайна [107] и М. В. Муратова [68], предполагающих, что Восточно-Европейский,

Афро-Аравийский, а также Сибирский и Североамериканский кратоны к началу позднего докембрия составляли единый огромный массив континентальной коры, деструкция и распад которого в позднем протерозое привели к заложению Средиземноморского и других подвижных поясов и обособлению древних платформ*.

Вопрос о том, можно ли считать осадочно-вулканогенные и интрузивные образования ранне-среднерифейского возраста, а также тектонические деформации и проявления метаморфизма готской и дальсландской (гренвилльской) эпох, известные в ряде районов Западной и Южной Европы, свидетельствами возникновения Средиземноморского подвижного пояса уже в раннем или среднем рифее, или же что они не имеют к нему прямого отношения и принадлежат к более древним тектоническим областям, существовавшим на месте будущего Средиземноморского пояса, а также соседних с ним территорий Северо-Западной Африки, Аравии, западной части Балтийского щита и других районов и отличавшимся от этого пояса по своей конфигурации и простираанию структурных зон — остается недостаточно ясным (также как и аналогичная проблема в отношении ниже- и среднерифейских комплексов и структур Казахского нагорья, Северного Тянь-Шаня, Тувино-Монгольского массива и других внутренних районов Урало-Монгольского пояса). Возможно, что на этот вопрос и нельзя дать однозначного ответа, вследствие сложности процесса зарождения подвижного пояса и его преемственных отношений с более древними тектоническими структурами. Несомненно, однако, что в позднем рифее Средиземноморский подвижный пояс уже существовал и в разных его зонах накапливались мощные вулканогенно-осадочные комплексы (бривер Армориканского массива, альгонк Чешского массива и их стратиграфические эквиваленты во многих других районах этого пояса). Рифтоподобные структуры, отвечающие эмбриональной стадии заложения прогибов Средиземноморского пояса в позднем рифее, очень слабо изучены. В некоторых районах Средиземноморского пояса растяжение и деструкция континентальной коры в позднем рифее — венде, вероятно, дошла до возникновения отдельных узких (?) зон с корой океанического типа, о чем позволяет судить присутствие офиолитов в основании бривера в Армориканском массиве, в верхнем рифе северо-западной части Иберийской Месеты и др. В других случаях, как, например, в период формирования альгонка или бривера в области Богемикума на Чешском массиве, горизонтальное растяжение, раздробление и утонение континентальной коры, возможно, не завершилось полным ее разрывом, и эмбриональная рифтоподобная (авлакогенная) структура

* М. В. Муратов [68] считает, что в относимой нами к Средиземноморскому подвижному поясу герцинской складчатой области Западной Европы, широко распространен дорифейский, в основном архейский фундамент и даже рассматривает некоторые районы этой области в качестве небольших древних платформ (Французской, Пиренейского полуострова и др.).

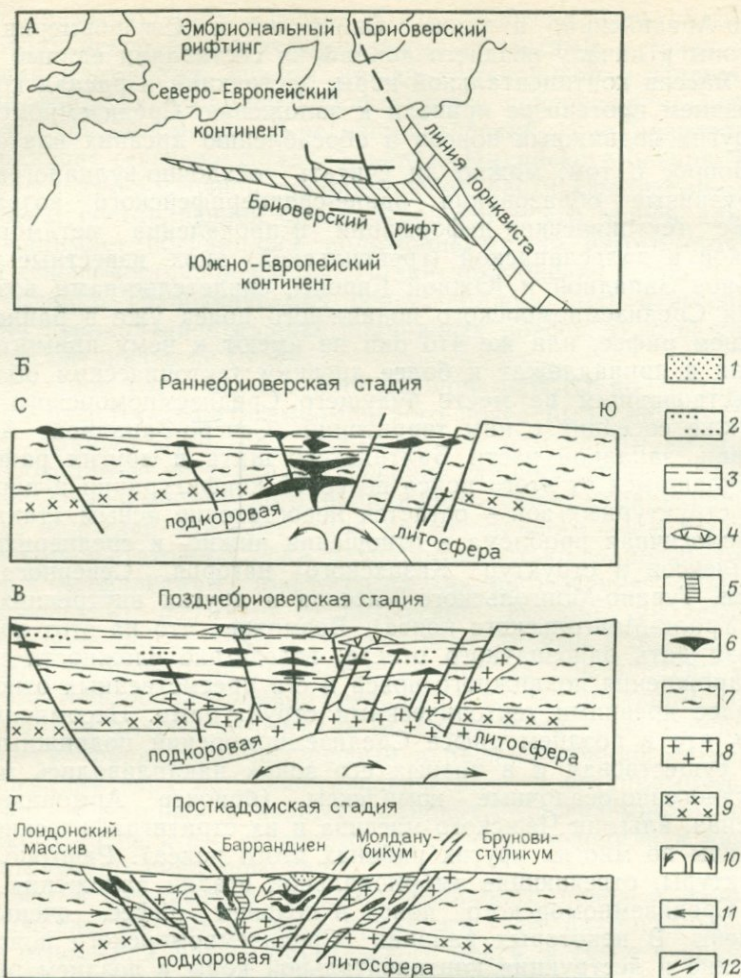


Рис. 29. Схема развития позднепротерозойского авлакогена в Центральной Европе — рифтовая модель без субдукционных движений в кадомском тектоническом цикле. По З. Поуба и В. Зоубеку (1985 г.)

1 — кембрийская моласса; 2—6 — верхний протерозой (2 — внутриформационные конгломераты, 3 — псаммитовые и пелитовые осадки, 4 — известково-щелочные вулканы, 5 — офиолиты, 6 — толеитовые базальты); 7 — добриоверские кристаллические сланцы; 8 — кадомские гранитоиды; 9 — докадомские гранитоиды; 10 — тепловая конвекция; 11 — конвергенция литосферных плит; 12 — глубинные разломы

преобразовалась в интракратонный геосинклинальный прогиб [211] — рис. 29.

В конце позднего докембрия или во второй половине комбрия в Средиземноморском поясе весьма широко, возможно, почти повсеместно проявились тектонические деформации, отвечающие

байкальской и (или) салаирской эпохам складчатости. Они сопровождались метаморфизацией верхнерифейско-вендских, а местами и кембрийских отложений, чаще всего в зеленосланцевой фации метаморфизма, а в некоторых районах — становлением гранитоидных интрузий. В пределах обширных территорий на южном фланге Средиземноморского пояса, особенно в его восточной части, в частности на территориях большей южной части Малой Азии, Малого Кавказа, Ирана, Афганистана и Пакистана, байкальская складчатость привела к тектонической консолидации, устойчиво сохранявшейся до начала мезозоя, и причленению этой обширной зоны к северному краю Гондванской суперплатформы.

В начале палеозоя возобновилось геосинклинальное развитие в северной зоне Средиземноморского пояса, в которой в палеозое существовал обширный морской (или, по мнению ряда исследователей, — океанический) бассейн — палео-Тетис. Палеозойский геосинклинальный Средиземноморский пояс, или палео-Тетис, располагавшийся между Восточно-Европейской платформой и Таримским массивом на севере и северной эпибайкальской периферией Гондваны, в восточной своей части (в современных, несомненно, деформированных контурах) является довольно узким, но к западу значительно расширяется, распространяясь на большую часть территории Западной Европы, представляющей собой ныне эпигерцинскую складчатую область. Процесс растяжения, раздробления коры и формирования палеозойских (герцинских) геосинклинальных прогибов начинался на разных участках пояса одновременно (от позднего венда до ордовика), протекал с различной интенсивностью и доходил до разных стадий. В некоторых его зонах (например, Альпы, Большой Кавказ) этот процесс уже в ордовике привел к возникновению разрывов в континентальной коре, фиксируемых в появлении офиолитовых комплексов [111]. В других районах, как, например, Саксо-Тюрингской зоне в Западной Европе, в среднем палеозое образовались эвгеосинклинальные вулканогенные прогибы на сильно утоненной и раздробленной континентальной коре, которая, однако, не была полностью разрушена. Для некоторых районов, в которых растяжение и деструкция континентальной коры происходили более замедленно, в результате детальных и тонких фациально-стратиграфических и палеоструктурных исследований удалось выявить образования, отвечающие начальной рифтоподобной или грабеновой стадии развития палеозойских эвгеосинклинальных прогибов и реконструировать существовавшие на этой стадии тектонические структуры. Примером подобного исследования является монография словацкого геолога П. Грецула — «Гемерикум — сегмент рифтогенного бассейна палео-Тетиса» [172]. Сняв эффект двукратных (позднепалеозойских и мезозойских) интенсивных складчато-покровных деформаций в сложнопостроенной Спишско-Гермерской зоне развития метаморфизованных палеозойских образований Словацких Карпат, П. Грецула установил последовательность, возраст и условия накопления ниже- и среднепалеозойских оса-

дочно-вулканогенных толщ этого района и восстановил те изменения, которые во времени тектонические обстановки, в которых они формировались. Согласно намеченной им схеме развитие палеозойского прогиба началось в ордовике со стадии начального (инициального) рифтинга, когда в континентальной коре образовались грабени, заполнявшиеся наземными гравийно-песчаными осадками. К силуре относится фаза общего опускания, трансгрессии и накопления морских миогеосинклинальных глинисто-алевритовых, а в конце силура — карбонатно-кремнистых осадков. В начале девона произошла реактивация рифтовой структуры, сопровождавшаяся сильным растяжением и утонением континентальной коры и извержениями вулканитов бимодальной базальт-кератофировой формации, затем — снова общее погружение и накопление глубоководной эвгеосинклинальной сланцевой толщи с горизонтами диабазов и пирокластолитов, далее в середине девона — третья фаза быстрого рифтинга, сопровождавшаяся мощными подводными излияниями основных лав и базификацией утоненной континентальной коры в основании осевой зоны рифта. Новое погружение в конце девона сопровождается накоплением подводно-дельтовых и флишевых терригенных осадков в глубоководной осевой части прогиба. Наконец, финальная стадия рифтинга на рубеже девона и карбона приводит к раскрытию зоны с корой океанического типа, где в глубоководных условиях происходят мощные извержения базальтовых пиллоу-лав и гиалокластитов, тогда как на ее континентальном фланге в мелководной и наземной обстановке проявляется контрастный базальт-липаритовый вулканизм. В конце раннего карбона началось сжатие, приведшее к «закрытию» зоны с океанической корой, а затем — сложным складчато-чешуйчатым деформациям всего палеозойского комплекса, которые завершились в позднепермское время. Несмотря на дискуссионность отдельных положений, предложенная П. Грецулой детальная реконструкция сильно растянутой во времени (ордовик — девон) грабеновой, или рифтоподобной стадии Гемерского бассейна палео-Тетиса вызывает большой интерес и показывает принципиальную возможность подобных палеотектонических построений для более обширных территорий Средиземноморского пояса.

Наряду с геосинклинальными прогибами различных типов — мио-, мезо- и эвгеосинклинальными, и в том числе офиолитоносными зонами с корой океанического типа, в палеозойском Средиземноморском поясе обособился ряд остаточных срединных массивов; к числу их принадлежат, в частности, Центрально-Французский, полупогребенный Южно-Германский и Чешский, образующие в герцинском структурном плане Западной Европы единую зону «интернид». В пределах Чешского срединного массива, в свою очередь, имеется узкий недоразвитый палеозойский Пражский, или Баррандов прогиб, заложенный в области Богемикума, на месте более широкого позднерифейско-вендского (альгонкского) прогиба, испытавшего байкальскую складчатость. Пражский

прогиб возник в начале ордовика, заполнялся толщами вулканогенно-терригенных отложений ордовика (с риолитовыми и диабазовыми туфами и песчаниками в основании), сланцево-карбонатных силура и карбонатных девона, общей мощностью в несколько километров, и на рубеже девона и карбона, в бретонскую фазу, подвергся умеренно интенсивной складчатости и превратился в миниатюрный синклиниорий, ограниченный разломами сбросового и надвигового типа. По особенностям структуры и истории развития Пражский прогиб весьма напоминает авлакогеосинклинальные прогибы, свойственные метаплатформенным областям*. По-видимому, режим развития в палеозое, свойственный зоне срединных массивов, был близок к таковому метаплатформенных областей.

С рубежа девона и карбона (бретонская фаза), и главным образом с конца раннего (судетская фаза) или конца среднего карбона (астурийская фаза) на значительной части палеозойского Средиземноморского геосинклинального пояса, кроме его восточных районов, ведущую роль в кинематике тектонических движений приобретает горизонтальное сжатие. Это ведет к «закрытию» офиолитовых зон с корой океанического типа, последовательному отмиранию геосинклинальных прогибов и формированию складчато-надвиговой структуры бывших геосинклинальных систем. Пояс вступает в орогенный этап герцинского цикла — этап формирования герцинских складчатых сооружений и Субварисийского (Рурского) краевого прогиба перед его северным фронтом, мощного гранитоидного плутонизма, а также возникновения многочисленных внутренних впадин. Наиболее широкое распространение последние приобрели в позднем карбоне — ранней перми, когда общее сжатие коры в западной части пояса постепенно сменилось преобладанием сдвиговых деформаций, иногда с некоторой раздвиговой составляющей (например, так называемая «угленосная борозда» позднекарбонового возраста на Центральном массиве Франции), а затем и некоторого общего растяжения. Развивается густая система сбросов и частично сбросо-сдвигов нескольких пересекающихся направлений — западно-северо-западного, северо-северо-восточного и субмеридионального. Они контролируют конфигурацию сложной сети впадин, многие из которых представляют собой грабены или односторонние грабены. Выполняющие их нижнепермские образования выражены красноцветными грубообломочными отложениями (конгломераты, песчаники, глины) молассового типа, фациально связанными с ними субаэральными вулканитами преимущественно кислого состава (липаритовые и дацитовые игнимбриты, туфы и лавы), а также андезитовыми порфиритами [12, 239]. Мощность нижнепермских континентальных моласс и вулканитов сильно варьирует, достигая местами 2—3 км. Наиболее изучена система раннепермских впадин и контролирующих их разломов в северной части

* Я. Земан называет его Среднечешским палеорифтом [30].

Западно-Европейской герцинской складчатой области, не испытавшей геосинклинальной регенерации в мезозое, но и южнее, в пределах Альпийского пояса известны многочисленные фрагменты аналогичных впадин, выполненных красноцветными пермскими молассами (веррукано) и преимущественно кислыми наземными вулканитами (Южные Альпы, Прованс, Корсика, Сардиния, Тоскана, Южные Карпаты, Большой Кавказ и др.).

Раннепермские грабены и впадины Западной и Южной Европы, отвечающие позднеорогенной стадии герцинского геосинклинального цикла, закладывались и развивались в обстановке некоторого преобладания рассредоточенного и разнонаправленного горизонтального растяжения коры молодой складчатой области, которая была к этому времени аномально разогрета и заключала в себе многочисленные анатектические очаги кислой магмы. Эту систему пермских впадин в западной части Средиземноморского герцинского пояса, вероятно, можно рассматривать в качестве своеобразной позднеорогенной рифтовой системы. Некоторые из принадлежащих к ней раннепермских впадин и контролирующих их сбросов были наложены на отмерший в конце среднего карбона Субвариссийский краевой прогиб резко несогласно с его простиранием. Примечательно, что на северном продолжении рассматриваемой области уже в пределах Среднеевропейской метаплатформенной области и Балтийского щита в раннепермское время заложились грабены Хорн, Осло и др.

В восточной части Средиземноморского пояса (Северный Афганистан, Памир, Куньлунь) герцинский цикл развития его несколько затянулся. Повторные (?) фазы развития зон с океанической корой, судя по возрасту офиолитов на Северном Памире и Куньлуне (?), имели место в раннем карбоне [146], а окончательное закрытие некоторых геосинклинальных прогибов и формирование складчатой структуры герцинид произошло лишь в середине или конце перми.

В отличие от Урало-Монгольского пояса, значительная часть территории Средиземноморского подвижного пояса, кроме некоторых северо-западных районов (герцинских складчатых областей Западной Европы, Пиренейского полуострова) и его северной окраины (Скифская плита, Северный Памир, Куньлунь, Циньлин), испытала в раннем — среднем мезозое регенерацию и возобновила свое геосинклинальное развитие. Этот процесс охватил не только значительные части площади Средиземноморского пояса, пережившие перед этим герцинский цикл геосинклинального развития, но и расположенные к югу от них обширные пространства Ближнего и Среднего Востока, которые после окончания байкальского цикла характеризовались на протяжении палеозоя и частично триаса квазиплатформенным типом развития и на значительных территориях покрывались плитным палеозойским чехлом. Более того, при регенерации геосинклинального режима он распространился также на некоторые периферические участки Гондванской мегаплатформы (Гималаи и южные, а воз-

можно, и северные (?) зоны Тибета). Регенерация геосинклинального режима в Средиземноморском поясе в мезозое, возникновение в его пределах обширного морского или, как считают многие исследователи, океанического бассейна Тетис, на ряде участков которого временно открывались зоны с корой океанического типа, фиксируемые мезозойскими офиолитами — была связана с начавшимися в мезозое глобальным процессом активизации рифтообразования и вообще горизонтального растяжения земной коры, который, в конечном счете, привел к распаду Гондваны и Лавразии и формированию впадин Индийского, Атлантического и Арктического океанов. Одним из проявлений этого процесса, непосредственно обусловившим регенерацию геосинклинального режима в Средиземноморском поясе и значительное растяжение континентальной коры в его пределах вплоть до возникновения ряда зон, где она оказалась полностью разорванной, явилось начавшееся в триасе относительное раздвижение огромных континентальных глыб Лавразии и Гондваны, объединенных в конце палеозоя в единый огромный блок — Пангею. Таким образом, первоначально, в раннем — среднем мезозое пояс Тетис распространялся на запад до Карибского бассейна, и зарождение Северо-Атлантического бассейна, как считает ряд французских исследователей [169], являлось одним из элементов процесса регенерации этого пояса. Раньше всего, местами уже в конце перми, процесс растяжения и раздробления коры, а затем и разобщения Лавразии и Гондваны начался на востоке, затем в начале — середине триаса стал проявляться в Южной и Западной Европе и Северо-Западной Африке, а в позднем триасе — на западном, американском конце пояса Тетис. Показательно, что на востоке — в Центрально-Тибетской и Центрально-Памирской складчатых зонах, а также, по-видимому, в Фарахрудской зоне Центрального Афганистана офиолиты имеют пермо(?)—триасовый возраст, тогда как западнее, в пределах Ирана, Малого Кавказа, Анатолии, Эллиниды, Динариды и Апеннин он омолаживается до поздне триасового и юрского, а местами даже до мелового. Затем, после объединения в середине мела новообразованных океанических впадин Северной и Южной Атлантики в единый субмеридионально вытянутый Атлантический океан, центрально-американский сегмент Тетиса оказался изолированным от его большей, восточной части — собственно Средиземноморского пояса. Амплитуда раздвижения Лавразии и Восточной Гондваны в мезозое и, соответственно, максимальная ширина этого пояса представляют дискуссионную проблему, поскольку палеомагнитным данным, указывающим на огромное «разверзание» Средиземноморского пояса в его восточной части, противоречат многие геологические факты [117].

Многие исследователи предполагают, что на начальных стадиях альпийского цикла геосинклинального развития Средиземноморского пояса его континентальная кора стала подвергаться растяжению, и в зонах будущих геосинклинальных прогибов начали формироваться структуры типа систем грабен и горстов,

ограниченные нормальными наклонными сбросами. В частности, такие реконструкции в виде идеализированных палеотектонических разрезов предлагались для триасовых и юрских стадий эволюции западных [229] и восточных [228] Альп, но эти разрезы лишь иллюстрируют общие теоретические представления авторов. Однако для внешней зоны Французских Альп В. Дэвис [157] доказал, что разломы, смещающие блоки палеозойского фундамента и несогласно перекрывающие его триасовые и нижнеюрские отложения, которые ныне представляют собой кайнозойские взбросы, существовали уже в триасе и лейасе, но функционировали как ступенчатые, возможно листрические сбросы, ограничивавшие северо-западный борт крупной раннемезозойской грабенообразной структуры (рис. 30). Предопределяющая роль плана ран-

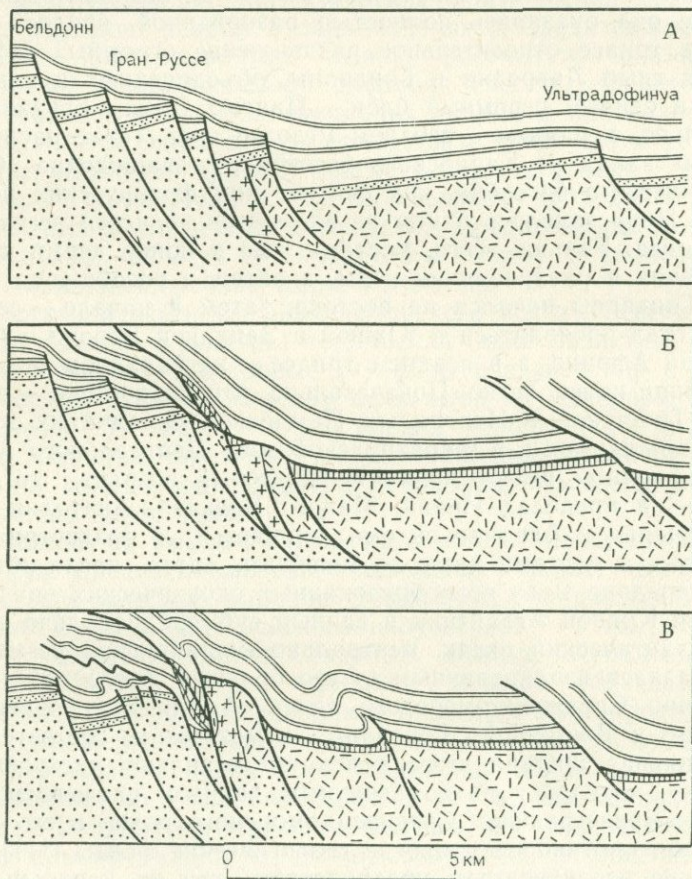


Рис. 30. Схематические разрезы, иллюстрирующие структурную эволюцию внешних зон Французских Альп. По В. М. Дэвис (1982 г.)

А — среднеюрское время; Б — альпийские надвиги в чехле; В — реактивация разломов в фундаменте с изменением знака движений по ним

неюрских рифтогенных структур в формировании современного угловатого тектонического плана внешней зоны Западных Французских Альп была показана Ж. Дардо [156]. Наконец, значению доокеанической «рифтовой» стадии (поздний триас — средняя юра) в тектонической эволюции Альп был посвящен доклад Р. Трюмпи на Международном симпозиуме в Ченду (КНР, 1985 г.).

Интенсивные последующие деформации складчато-надвигового и покровного характера в альпийских сооружениях Средиземноморского пояса крайне затрудняют реконструкции подобного типа. Однако в смежных с ними метаплатформенных областях аналогичные раннемезозойские (триасовые и отчасти юрские) грабены частично сохранились (например, грабены Северного моря) или легче поддаются реставрации в связи с большей простотой позднейших альпийских структур (например, в Южно-Атласской области). Делаются попытки использовать в качестве показателей рифтогенного режима на начальной стадии альпийского цикла также некоторые магматические комплексы. Так, например, согласно М. Бхату и др. [140, 141], петрохимические особенности так называемых «траппов Панджал» — толщ базальтовых и андезито-базальтовых лав пермского и отчасти триасового возраста, распространенных в Кашмире и более восточных районах северной зоны Гималаев (будущей зоне Инда-Цангпо) — свидетельствуют о том, что их субаэральные извержения происходили в обстановке внутриконтинентального рифта, заложение которого предшествовало раздвигу и раскрытию бассейна с корой океанического типа, разобщившему гималайскую окрестность Индостанской платформы и Южно-Тибетский массив, ранее входивший в ее состав.

Общее расхождение континентальных блоков Евразии и Гондваны впоследствии сменялось общим их сближением, однако этот процесс имел сложный, пульсационный во времени характер и по-разному проявлялся в разных поперечных сегментах Средиземноморского пояса, а также различных продольных его зонах. В восточной части пояса (афганский, пакистанский, памиро-кашмирский, гималайско-тибетский сегменты) раннемезозойские геосинклинальные прогибы в самых северных его зонах оказались недолговечными, подвергались складчатости и прекратили существование уже в конце триаса или лейаса, т. е. в древнекиммерийскую эпоху, а некоторые прогибы в более южных зонах — в конце юры, т. е. в юнокиммерийскую эпоху [90], и лишь самые южные зоны в этих сегментах продолжали развитие до кайнозоя и завершили его в собственно альпийскую эпоху складчатости. В западной части Средиземноморского пояса проявляются лишь «отзвуки» древне- и главным образом позднекиммерийской эпохи сжатия (предъюрская и предкелловейская складчатость в некоторых зонах геосинклинали Большого Кавказа, несколько фаз складчатости в юре Крыма и др.). Общая же смена режима преобладающего горизонтального растяжения постепенно усиливающимися импульсами сжатия в западной части Тетиса начинается на рубеже раннего и позднего мела деформациями австрий-

ской фазы [44], сыгравшей, в частности, важную роль в формировании покровно-складчатой структуры внутренних зон Карпат, а также Балкан, и продолжается фазами сжатия в середине (субгерцинская) и конце позднего мела (ларамийская). В течение меловых фаз сжатия были, в частности, окончательно закрыты и обдуцированы на смежные зоны офиолитовые трогии с корой океанического типа. Однако на фоне этой общей тенденции в течение позднемеловой эпохи в некоторых зонах Средиземноморского пояса имели место также проявления горизонтального растяжения земной коры и формировались рифтоподобные структуры, моменты активизации которых чередовались с фазами усиления тектонического сжатия. Наиболее ярким примером подобной позднемеловой зоны, рифтогенная природа которой в последнее время признается рядом исследователей, является Банат-Среднегорский рифт, который в виде выпуклой к юго-западу дуги длиной до 1000 км простирается от гор Апусени в Румынии через Тимочскую зону в Карпато-Балканах Восточной Сербии и Среднегорскую зону балканид Болгарии, скрываясь на востоке под дном юго-западной части Черного моря (рис. 31). Восточным продолжением Среднегорской зоны являются зоны Восточного Понта и Болниская зона в северной части Малого Кавказа, вме-

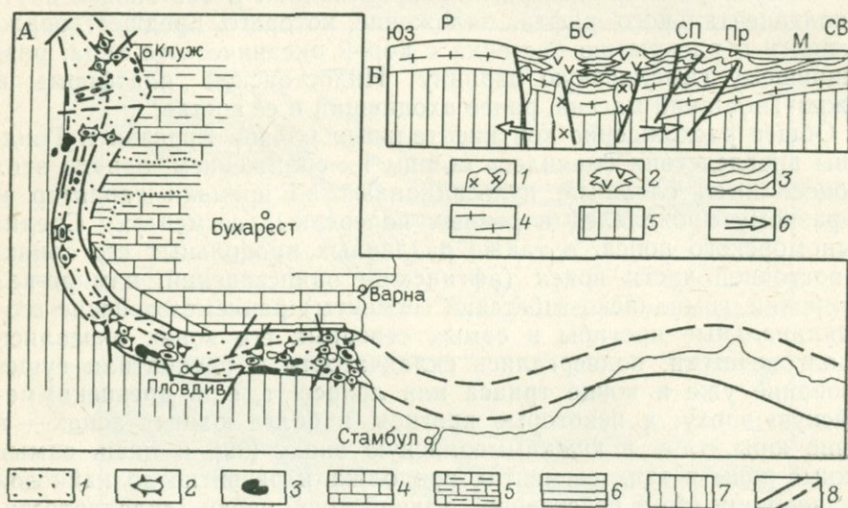


Рис. 31. Палеотектоническая схематическая карта позднемелового Банат-Среднегорского палеорифта (А) и схематический палеотектонический разрез для конца позднего мела (Б). По П. Н. Попову (1986 г.), с изменениями

А: 1 — осадочно-вулканогенный позднемеловой комплекс Банат-Среднегорской зоны, 2 — вулканические структуры, 3 — интрузивы, 4 — эпиконтинентальные карбонатные отложения, 5 — то же, терригенно-карбонатные, 6 — флиш, 7 — суша, 8 — главные разломы. Б: 1 — позднемеловые интрузивы, 2 — позднемеловые вулканы, 3 — осадочные породы, 4 — «гранитный слой», 5 — «базальтовый слой», 6 — направление относительного движения блоков литосферы: Р — Родопский массив, БС — Банат-Среднегорская зона, СП — Стара Планина, Пр — Предбалканская зона, М — Мезийский массив

сте с которыми общая длина этой гирлянды рифтовых зон достигает 3000 км. Согласно П. Н. Попову [77], эта рифтогенная структура возникла после сильного пароксизма сжатия, мощно проявившегося во внутренних зонах Карпат и балканидах в конце раннего мела (австрийская фаза), и была наложена на гетерогенный фундамент с континентальной корой, в частности, в Болгарии — на северный край Родопского массива. Ширина Банат-Среднегорской зоны варьирует от 30 до 100 км. В рифтогенном развитии этой зоны в поздне меловое время выделяются три стадии. Первая стадия (сеноман—турон) — время заложения пологой линейной депрессии и накопления в ней карбонатно-терригенных лимнопаралических угленосных, а затем флишиодных осадков мощностью до 0,6—1 км — была прервана на рубеже турона и сенона деформациями сжатия разной интенсивности и последующей частичной денудацией сеноман-туронских отложений. В течение второй стадии, в сеноне в условиях горизонтального растяжения, приблизительно поперечного к оси Банат-Среднегорской зоны, произошли крупные сбросовые и сбросо-сдвиговые смещения по ограничивающим и рассекающим ее ложе разломам, и образовался грабенообразный прогиб, глубиной, судя по общей мощности выполняющих его верхнемеловых образований, от 2—3 км на северо-западе (в горах Апусени) до 7—8 км на юго-востоке (в Восточном Среднегорье); напротив, к северу и востоку от нее отлагались маломощные (0,2—0,3 км) осадки шельфового типа, а к югу и к западу располагалась область поднятия и денудации. В эту стадию, наряду с накоплением флишевых, олистостромовых и гемипелагических карбонатных отложений, в Банат-Среднегорской зоне, имели место исключительно мощные вулканические извержения разнообразных по составу продуктов, принадлежащих, согласно П. Н. Попову [77], к четырем сериям: известково-щелочной (андезиты, дациты и липариты), толеитовой (андезито-базальты), калиево-щелочной (щелочные базальты, трахибазальты, латиты, трахиты и пр.) и калиево-суперщелочной (тефриты, базаниты, фонолиты и щелочные трахиты), связанным между собой переходами. В процессе извержений происходило также формирование комагматических вулканитов субвулканических тел, вулканотектонических депрессий и становление в их пределах гипабиссальных интрузий штоко- и пластообразной формы габбрового, диоритового, кварц-диоритового и гранодиоритового, а также монцонитового и сиенитового состава. Фактически на всем своем протяжении — от гор Апусени до Южной Грузии рассматриваемая зона представляла собой в сеноне крупнейший вулканоплутонический пояс. Его рифтогенная природа была убедительно доказана в 1985 г. Г. А. Твалчрелидзе, А. Е. Михайловым и др.

Третья стадия (маастрихт) характеризуется постепенным угасанием вулканизма и накоплением терригенно-карбонатных флишевых осадков и отвечает переходу от обстановки растяжения к условиям сжатия; она завершается ларамийской фазой складко-

образования на рубеже мела и палеогена, во время которой в Банат-Среднегорской зоне многие сбросы трансформировались во взбросы и надвиги и были сформированы структуры грабен-синклинорного и горст-антиклинорного типа.

В период рифтообразного развития в Банат-Среднегорской зоне были сформированы характерные для нее крупные месторождения медно-цинковоколчеданных (Бор, Панагюриште, Болнис и др.), медно-порфировых (Майданпек и др.) и других руд.

После ларамийской фазы сжатия наступает некоторая перестройка тектонического плана Средиземноморского пояса. Возобновляется погружение в ряде геосинклинальных прогибов и даже возникают некоторые новые прогибы, продолжающие развиваться до конца среднего или позднего эоцена, а иногда и до более позднего времени. К эоцену (главным образом, среднему эоцену) относится самая мощная во всей истории Средиземноморского пояса вспышка вулканизма в пределах его кавказского, иранского, афганского и памирского сегментов, выраженная главным образом в подводных и частью наземных извержениях лав и пирокластолитов известково-щелочной серии — преимущественно андезитов, а также андезито-базальтов, дацитов, липаритов, общим объемом более 200 тыс. км³ [46, 60]. Извержения происходили как в эвгеосинклинальных прогибах, так и в пределах зон мезозойской складчатости и на срединных массивах Средиземноморского пояса, а частично «выхлестывались» за его северную границу в пределы Южно-Туранской метаплатформенной области (Бадхыз) и даже Тянь-Шаня; таким образом, ареал вулканизма имел явно наложенный характер. Некоторые исследователи — сторонники концепции тектоники плит пытаются объяснить феномен эоценового вулканизма Кавказа и Среднего Востока субдукцией океанической коры под южный край Средиземноморского пояса, однако эта субдукция, если она вообще имела место, в основном закончилась, согласно плито-тектоническим моделям, уже в конце мела, когда «закрылись» все офиолитовые зоны Среднего и Ближнего Востока. Никаких структурных признаков коллизии литосферных плит, показателем которой нередко считаются подобные известково-щелочные серии, в альпийском Средиземноморском поясе для палеоэоцена, раннего и среднего эоцена неизвестно, и только с рубежа среднего — позднего эоцена в некоторых его зонах отмечаются деформации сжатия и появление олистостромовых толщ. По мнению автора [60] и Н. В. Короновского [46], эоценовый вулканизм имел место не в обстановке сближения восточной части Африкано-Аравийского блока с Евразийским, а скорее, напротив, в обстановке некоторого общего рассредоточенного ареального растяжения континентальной земной коры в разделяющем их кавказско-средневосточном секторе Средиземноморского пояса, находившемся на позднегеосинклинальной (предорогенной) стадии развития. Одной из наиболее активных и длительно развивавшихся зон магматизма этой эпохи являлся вулкано-плутонический пояс Урмия—Доhtar, простирающийся через внутрен-

нюю часть всего иранского сегмента. Магматические очаги, питавшие эоценовые вулканические аппараты и интрузии, в основном находились, по-видимому, внутри относительно мощной и сильно разогретой континентальной коры.

С позднего эоцена возобновляются и затем неоднократно проявляются на протяжении олигоцена и миоцена во всем Средиземноморском поясе, а в плиоцене и антропогене — в основном в его восточной половине (от Кавказа до Гималаев) деформации горизонтального сжатия, генетически связанные с общей коллизией Африкано-Аравийского и Индостанского литосферных блоков с Евразийским. Главные пароксизмы сжатия тяготеют приблизительно к концу эоцена (пиренейская фаза), концу олигоцена — началу миоцена (савская фаза), середине и концу миоцена (штирийская и аттическая или восточно-кавказская фаза), а также плиоцену и началу плейстоцена. Частные геосинклинальные прогибы, еще сохранившиеся в Средиземноморском альпийском поясе, постепенно отмирают к концу палеогена или в миоцене, превращаясь в зоны и целые системы складчато-надвигового и складчато-покровного строения, испытывающие общее воздымание и подвергающиеся эрозии. Одновременно перед южным и северным фронтами пояса возникают краевые прогибы, а в тылу складчатых сооружений формируется ряд внутренних впадин, которые заполняются главным образом неогеновыми и местами четвертичными молассами.

В конце миоцена и плиоцене резко усиливаются интенсивность и скорость вертикальных движений, в частности, воздымания складчатых сооружений (герцинских) и погружения многих впадин в пределах внутренних морей, которые лишь отчасти компенсируются соответственно денудацией и аккумуляцией, и создается резко контрастный современный рельеф Средиземноморского пояса. Этот последний этап развития Средиземноморского альпийского геосинклинального пояса, начинающийся в разных его зонах с позднего эоцена, олигоцена или миоцена, мы рассматриваем в качестве орогенного, а его заключительную стадию, продолжительностью 5—10 млн. лет — как позднюю (или, правильнее, — зрелую) орогенную стадию.

Тектоническое районирование современной структуры Средиземноморского подвижного пояса представлено на рис. 32. Оно предусматривает выделение в рамках его областей, в основном закончивших свое геосинклинальное развитие в каледонском (Брабантский массив) и герцинском циклах (области герцинид Западной Европы и Пиренейского полуострова, Скифская плита Равнинного Крыма и Предкавказья, зона Северного Памира, сооружения Куньлуня, Цинлиня), а также альпийский Средиземноморский геосинклинальный пояс, находящийся на завершающем орогенном этапе своего развития (или протоорогенный пояс). В самой восточной его части в нем можно выделить зоны с укороченным периодом геосинклинального развития и его ранним завершением (древние и поздние киммериды). Альпийский Средизем-

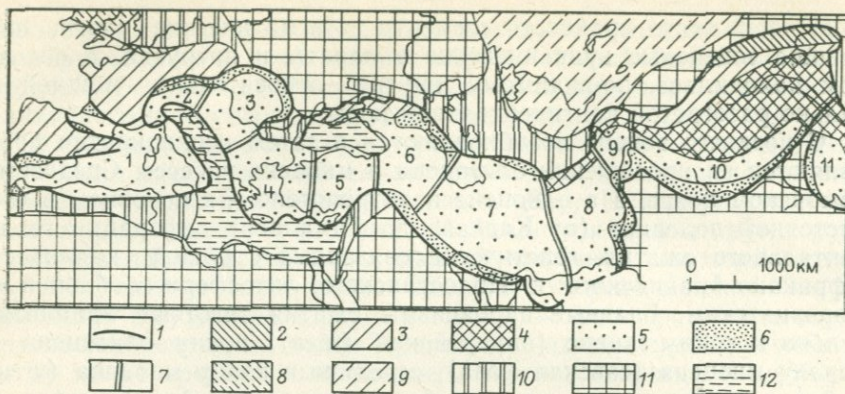


Рис. 32. Схематическая карта районирования Средиземноморского подвижного пояса

1 — границы Средиземноморского пояса; 2 — его области, закончившие геосинклинальное развитие на каледонском этапе; 3 — то же, на герцинском этапе; 4 — то же, на древне- и позднеиммерийском этапе; 5 — альпийский эпигеосинклинально-орогенный пояс; 6 — альпийские краевые прогибы; 7 — границы сегментов Альпийского пояса; 8 — подвижные пояса, закончившие геосинклинальное развитие в эпоху каледонской складчатости; 9 — то же, герцинской складчатости; 10 — метаклатформенные области; 11 — древние платформы; 12 — глубоководные перикратонные впадины, частично с субокеанической корой. Сегменты Альпийского пояса: 1 — Западно-Средиземноморский, 2 — Альпийский, 3 — Карпато-Динарский, 4 — Эгейский, 5 — Центрально-Анатолийский, 6 — Кавказский, 7 — Иранский, 8 — Афгано-Пакистанский, 9 — Памиро-Кашмирский, 10 — Гималайско-Тибетский, 11 — Бирманский

номорский протоорогенный пояс мы подразделяем на две основные части — западную (собственно Средиземноморскую) и восточную (Кавказско-Гималайскую), а их, в свою очередь, на ряд естественно выделяемых поперечных сегментов, большинство которых (кроме альпийского сегмента) характеризуется расширением пояса в своих средних частях и некоторыми пережимами на участках сочленения сегментов [63]. Каждый из сегментов обычно отличается рядом особенностей тектонического строения, магматизма и истории развития. Внутри многих сегментов располагаются срединные массивы или глубоководные впадины внутренних морей (см. рис. 32).

Рассмотрим проявления рифтогенеза и связанных с ним деформаций растяжения, имевшие место на орогенном этапе альпийского тектонического цикла в пределах западной и восточной частей протоорогенного Средиземноморского пояса и отдельных их сегментов, а также в прилегающей к его западной части герцинской складчатой области Западной Европы.

ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ КАИНОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ОБЛАСТИ ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКИХ ГЕРЦИНИД

В пределах западно-европейской герцинской складчатой области, к северу от западной части Альпийского протоорогенного пояса, на территории Франции, ФРГ, Голландии и западной ча-

сти ЧССР (Чехии) расположен ряд грабенов и тесно связанных с ними центров и зон вулканических извержений палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Вместе они образуют Западно-Европейскую рифтовую систему, или мегасистему, поскольку в ней различаются три взаимосвязанных системы рифтовых структур: 1) Рейнская система грабенов с приуроченными к ней вулканическими центрами, 2) Ронско-Лиманская система грабенов и сопряженных с ними вулканических зон Центрального Французского массива и 3) Северо-Чешский грабен с примыкающими к нему с запада и востока вулканическими зонами (рис. 33).

Рифтовые структуры Западно-Европейской области, и в особенности самая крупная и занимающая в ней центральное положение — Верхнерейнский грабен — детально разносторонне изучены в геологическом, петрохимическом и геофизическом отношениях. Выдающуюся роль в познании его строения и развития сыграли, в частности, многочисленные работы Ю. Х. Иллиэса [37, 38]. Характеристика большинства рифтовых структур Западно-Европейской области и ее кайнозойского вулканизма была дана нами ранее [59, 63], что позволяет ограничиться здесь самыми краткими сведениями.

Большая часть Западно-Европейской рифтовой мегасистемы, а именно вторая и третья системы целиком и значительная южная часть первой системы лежат в пределах зоны древних срединных массивов герцинской области (Центрального Французского, Южно-Германского и Чешского), и только северная часть первой системы наложена на собственно герцинские складчатые зоны (Саксо-Тюрингскую и Реногерцинскую). Локализация большинства кайнозойских рифтогенных структур и их простираения (в основном субмеридиональные, северо-северо-восточные, северо-восточные и отчасти северо-западные) контролируются крупными разломами палеозойского (герцинского) или даже отчасти допалеозойского (?) заложения типа сбросов и сдвигов, которые были омоложены в палеогене и неогене.

Рейнская система грабенов состоит из трех главных элементов — глубокого (до 3—4 км и более) и протяженного (350 км) Верхнерейнского грабена, шириной около 40 км, вытянутого в северо-северо-восточном направлении, лежащего на его северном продолжении неглубокого короткого Гессенского грабена, и отделенного от участка сочленения первых двух грабенов поперечной перемычкой ступенчатого Нижнерейнского грабена, расширяющегося и углубляющегося по простираению к северо-западу*. Самый древний и длительно развивавшийся Верхнерейнский грабен возник на месте сводового поднятия метаморфического фундамента (Верхнерейнского свода), которое зародилось в позднемеловое время и продолжало развиваться на протяжении всего кайнозоя. В конце мела — начале палеогена в пределах свода

* Как отмечалось в главе 4, этот грабен частично располагается в пределах Среднеевропейской метаплатформенной области.

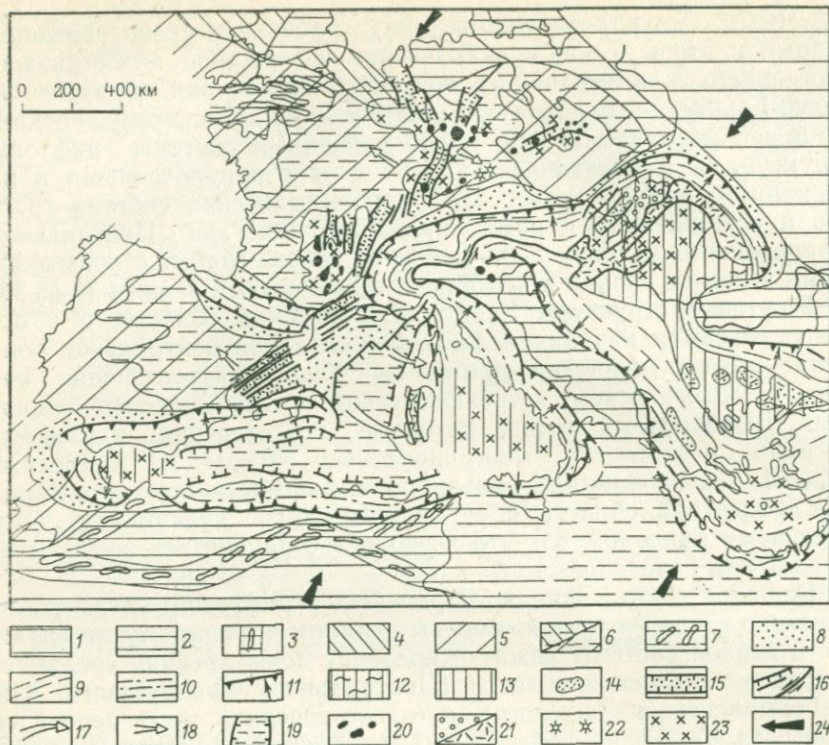


Рис. 33. Схематическая карта проявлений рифтогенеза в западной части Средиземноморского подвижного пояса на раннеорогенной стадии альпийского «цикла» (поздний эоцен — начало позднего миоцена)

1 — древние платформы; 2 — метаплатформенные области и Восточно-Средиземноморская перикратонная область Африканской платформы; 3 — авлакогеосинклинальные зоны, подвергшиеся инверсии и сжатию в олигоцене — миоцене; 4 — области каледонской складчатости; 5 — области герцинской складчатости; 6 — мезо-кайнозойский чехол в областях каледонской и герцинской складчатости; 7 — складки позднепалеогенового-миоценового возраста в этом чехле; 8—14 — альпийский Средиземноморский пояс (8 — альпийские краевые прогибы, развивавшиеся в олигоцене — миоцене, 9 — эпигеосинклинальные складчато-покровные сооружения и зоны позднепалеогенового возраста, 10 — то же, существенно миоценового возраста, 11 — фронтальные зоны тектонических покровов и надвигов и направления сжатия в складчатых сооружениях, 12 — позднемиоценовые складчатые зоны, 13 — срединные массивы, 14 — внутренние олигоцен-миоценовые впадины); 15 — грабены континентальных рифтовых зон; 16 — сбросы и сдвиги; 17 — направления вращательных горизонтальных перемещений и их амплитуды; 18 — основные направления горизонтального растяжения; 19 — раздвиговые рифтовые зоны с новообразованной корой субокеанического типа; 20 — проявления наземного щелочно-базитового и щелочно-ультрабазитового магматизма в миоцене; 21 — проявления известково-щелочного среднекислого вулканизма в олигоцене и миоцене на поднятиях и во впадинах; 22 — астроблемы (?) или эксплозивные кратеры; 23 — области мантийных диатрипов, активных в палеогене и миоцене; 24 — основные направления преобладающего сжатия в Средиземноморском поясе, связанного с сближением континентальных Евразийской и Африканской континентальных глыб

появляются первые субвулканические тела щелочно-ультраосновных пород, а в среднем эоцене в его апикальной части возникают отдельные участки очень неглубоких опусканий. Последние резко усиливаются в позднем эоцене, когда по существу возникает южная часть Верхнерейнского грабена, и продолжают в олиго-

цене и раннем миоцене, когда он удлиняется к северу и временно соединяется с растущими навстречу ему Гессенским и Нижнерейнским грабенами, образуя узкий пролив, соединявший бассейны Северного и Средиземного морей. В Верхнерейнском грабене накапливаются мощные мелководно-морские и лагунные, карбонатные и отчасти галогенные осадки, содержащие залежи калийных солей и месторождения нефти. Одновременно продолжалось слабое воздымание фрагментов распавшегося свода (Вогезы, Шварцвальд и пр.), сопровождавшееся новыми проявлениями щелочно-ультрабазитового и базитового вулканизма. К концу раннего миоцена погружение грабена практически прекратилось и в основном сформировалась его внутренняя структура, характеризующаяся наличием ступенчатых и клавишных блоков в его фундаменте и множества наклонных, частью листрических сбросов нескольких различающихся простираний, образующих густую сеть. В среднем миоцене внутри южной части Верхнерейнского грабена (в центре Верхнерейнского свода) возник центральный вулкан Кайзерштуль, сложенный лавами и пирокластитами щелочного базит-ультрабазитового состава, а также карбонатами. Севернее, в районе «тройного сочленения» грабенов Рейнской системы, где в миоцене начало формироваться новое сводовое поднятие (Рейнский свод Г. Клооса), в течение раннего и среднего миоцена происходили извержения щелочно-базальтовых и фonoлитовых лав (вулканические массивы Фогельсберг, Вестервальд и др.).

В среднем — позднем миоцене в зоне Верхнерейнского грабена вдоль ограничивающих его разломов, ранее «работавших» как крупные нормальные сбросы со средним наклоном $60-70^\circ$, происходили левосдвиговые перемещения, а местами также небольшие взбросо-надвиговые подвижки, указывающие на резкое изменение кинематической обстановки по сравнению с поздним эоценом — началом миоцена, когда в этой зоне произошло горизонтальное растяжение суммарной амплитудой около 5 км.

В плиоцен-четвертичное время возобновилось проседание, главным образом в северной части Верхнерейнского грабена (амплитудой до 0,5—1 км), и резко усилилось воздымание обрамляющих его полусводовых поднятий. Одновременно с этим продолжались левосдвиговые подвижки по краевым разломам Верхнерейнского грабена и активно развивался Нижнерейнский грабен северо-западного простирания, а на участке его сочленения с Верхнерейнским в антропогене вновь оживился щелочной вулканизм эксплозивного типа (маары Эйфеля). Гессенский грабен, напротив, утратил свою активность.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующие выводы:

1) зарождение Верхнерейнского грабена в середине эоцена было предопределено возникновением в конце мела — начале палеогена Верхнерейнского сводового поднятия в коре, связанного, очевидно, с глубинным мантийным диапиром;

2) в позднем эоцене — начале миоцена Верхнерейнский, а также Гессенский грабен развивались в обстановке субширотного горизонтального растяжения;

3) в среднем — позднем миоцене в пределах Рейнской системы господствовала обстановка левостороннего сдвига, сочетавшегося со сжатием в северо-северо-западном направлении, почти поперечном к простиранию Верхнерейнского грабена, или даже обусловленного последним;

4) в плиоцене — атропогене имело место горизонтальное растяжение в юго-западном — северо-восточном направлении, проявившееся в расчлениении и углублении Нижнерейнского грабена и левосторонних сдвиговых и раздвиго-сдвиговых деформациях на участках Верхнерейнского грабена, имеющих соответственно северо-восточное и субмеридиональное простирание.

Эту последовательную смену типов деформаций и ориентировки активно развивающихся структур естественно связать с изменением конфигурации поля напряжений в пределах Рейнской рифтовой системы: 1) в позднепалеогенное и раннемиоценовое время ось наибольшего сжатия была вытянута субмеридионально (аз. 20°), а относительного расширения — субширотно (аз. 110°), 2) в среднем — позднем миоцене имело место сильное сжатие в северо-северо-западном направлении, 3) в плиоцене — сжатие в северо-западном и относительное расширение — в юго-западном направлении.

В более широком плане намеченная картина хорошо увязывается с развитием в конце эоцена и конце олигоцена интенсивных субширотных деформаций сжатия в Пиренеях и Провансе, а также аналогичных по простиранию, но более слабых складчато-взбросовых дислокаций в мезо-кайнозойском чехле герцинского форланда Альпийского пояса, выявленных в последние годы в зоне Ла-Манша и давно известных в Юго-Восточной Англии. Таким образом, можно считать, что основной этап формирования Верхнерейнского грабена как зоны субширотного растяжения был синхронен и, очевидно, генетически связан с эпохой сильного субмеридионально ориентированного сжатия в расположенном южнее Альпийском орогеническом поясе, отразившегося также и в герцинской области его северного форланда.

Аналогично этому можно полагать, что последующее сжатие в северо-северо-западном направлении и обусловленные им левосдвиговые и сдвиго-надвиговые смещения по разломам Верхнерейнского грабена были связаны с завершающими фазами складчато-покровных деформаций в пределах Альпийского сооружения в течение миоцена, когда оно было надвинуто к северо-северо-западу на Предальпийский краевой прогиб. Затем, в плиоцене — атропогене интенсивность сжатия в области Альп в целом резко снизилась, а его вектор приобрел северо-западное направление, что подтверждается, в частности, надвиганием примыкающей к Альпам с северо-запада складчатой зоны Юры на расположенный к западу от нее грабен Брес (см. ниже).

Ронско-Лиманьская система грабенов расположена юго-западнее Рейнской и наложена на северную, центральную и восточную периферии Центрального Французского массива. Она состоит из нескольких взаимопараллельных грабенов субмеридионального простираия (с запада на восток): Лиманьского, Верхнелуарского и наиболее крупного и глубокого грабена Брес-Дофине (или грабена Соны и Верхней Роны). Последний кулисно подставляет на юго-западе Верхнерейнский грабен, отделяясь от него участком, разбитым густой сеткой разрывов сбросо-сдвигового типа субмеридионального и северо-восточного простираия, как бы имитирующей роль трансформного разлома. Заложение и проседание грабенов по субмеридиональным сбросам началось, по-видимому, в конце эоцена и в основном происходило в олигоцене, когда они были заполнены толщами континентальных отложений мощностью до 1,5—2,5 км, а в грабене Брес-Дофине в сильно ослабленной форме продолжалось в миоцене. Уже в олигоцене, т. е. одновременно с заложением грабенов, в области Центрального Французского массива начались наземные вулканические извержения, которые усилились в миоцене, достигли максимальной интенсивности в плиоцене, а местами (цепь вулканов Пюи у западного борта грабена Лимань) продолжались вплоть до голоцена, так же как и гидротермальная активность. Извержения в основном контролировались субмеридиональными трещинами, но формировались также огромные полигенные стратовулканы (Мон-Дор, Канталь), развитие которых сопровождалось вулканотектоническими проседаниями. Вулканы моногенных центров характеризуются щелочно-базальтовым, трахитовым, фанолитовым составом, а продукты деятельности полигенных вулканов разнообразны (от базальтов до липаритов), но также отличаются повышенной щелочностью. Центральный Французский массив испытал в неогене — антропогене значительное по амплитуде сводовое воздымание.

В начале плиоцена на прекративший свое развитие грабен Брес с юго-востока была надвинута складчатая зона Юрских гор, представляющая самую внешнюю и молодую по возрасту складчатости зону Альп; амплитуда очень пологого надвига достигает 10 км *. В Центрально-Французском массиве эти деформации сжатия не отразились.

Развитие Ронско-Лиманьской системы грабенов вполне «вписывается» в рамки схемы, намеченной выше для Рейнской системы грабенов. Как и в последней, благоприятным фактором для ее возникновения явилось зарождение в палеогене области возмущенной верхней мантии (мантийного астенолита) в пределах Центрального Французского массива (судя по проявлениям щелочного вулканизма, по крайней мере, уже в олигоцене). Субмеридиональные грабены образовались в олигоцене, когда к югу от

* Некоторые исследователи интерпретируют эти субгоризонтальные разрывы как листрические сбросы.

них, в широтной Пиренейско-Провансальской зоне происходило сильнейшее сжатие и после его прекращения, в миоцене закончили свое развитие, а в начале плиоцена восточная зона грабенов даже подверглась направленному с юго-востока (со стороны Альп) сжатию. Развитие же мантийного диапира в области Центрального массива, связанные с ним мощный вулканизм и сводовое воздымание продолжались до конца кайнозоя.

Северо-Чешский грабен (или рифт Огрже) расположен в самой восточной части Западно-Европейской рифтовой мегасистемы, в северо-западной части Чешского (Богемского) срединного массива и имеет необычное для грабенов этой мегасистемы восточно-северо-восточное (аз. 60°) простирание, контролируемое зоной древнего глубинного разлома, отделяющего этот массив от Саксо-Тюрингской зоны герцинид. Северо-Чешский грабен отличается относительно небольшой протяженностью (150 км) и шириной (до 25 км), асимметрией поперечного профиля (его северо-западный борт был в антропогене резко приподнят вдоль Главного Рудногорского разлома сбросового типа) и весьма незначительной мощностью выполняющих его верхнеэоценовых, олигоценовых и нижнемиоценовых, а местами также плиоценовых континентальных, частично угленосных и туфогенных осадков общей мощностью не более 200—300 м [221] *.

Формирование грабена предварялось и сопровождалось неоднократными проявлениями щелочно-базальтового и отчасти щелочно-ультрабазитового магматизма (включая породы кимберлитовидного типа) в форме трещинных ареальных извержений и формирования крупных полигенных вулканов (Дуповский массив). Л. Копецкий различает четыре фазы вулканической активности [183], наиболее ранняя из которых относится к палеоцену (60—67 млн. лет), вторая, наиболее мощная — к олигоцену — раннему миоцену (17—35 млн. лет), третья, сравнительно незначительная — к позднему миоцену (9 млн. лет) и четвертая — к позднему плиоцену и началу антропогена (0,8—2,8 млн. лет).

На продолжении грабена Огрже к западу-юго-западу располагается полоса развития центров миоценовых щелочно-базальтоидных извержений длиной более 400 км, смыкающаяся на своем западном конце, где находятся вулкан Кайзерштуль и мелкие центры извержений в Вогезах и Шварцвальде, с Верхнерейнским грабеном. В западной части этой полосы располагаются многочисленные центры эксплозивных извержений районов Хегау и Урах, в восточной — вулканический район Фихтель, а в средней части — кратеры Нордлинген-Рис и Штейнхейм, которые первоначально также считались вулканическими, а в последнее время рассматриваются в качестве типичных астроблем. Поразительна, однако, не только их строгая приуроченность к Южно-Германской

* М. Малковски [194] отрицает наличие единого грабена или рифта Огрже, рассматривая эту зону как цепочку из нескольких вулканотектонических и тектонических депрессий с различающимися типами разрывов.

вулканической зоне, но и полное совпадение времени предполагаемого импактного события со временем вулканических извержений в большинстве ее центров (Кайзерштуль, Хегоу, Урах и пр.), составляющим 15 млн. лет. Понятно поэтому сомнение ряда геологов в метеоритной природе кратеров Нордлинген-Рис и Штейнхейм, позволившее М. Руттену (1972 г.) иронически упрекнуть Рисский метеорит в неучтивости, поскольку он упал в точке, в которой, возможно, располагался вулкан, и, более того, как раз в то время, когда проявление вулканизма на территории южной части ФРГ было особенно активным. Зона кайнозойского вулканизма продолжается и к востоку от грабена Огрже в пределы Северо-Восточной Чехии и Нижней Силезии (ПНР), и ее общая длина достигает 750 км *.

Подобно Рейнской и Рона-Лиманьской системам грабенов, благоприятным условием для начала рифтообразования в Северо-Чешской зоне было возникновение в ней еще в самом начале палеогена узкой зоны разуплотнения и частичного плавления в верхней мантии, проявлявшей себя в форме неоднократных извержений на протяжении всего кайнозоя, но особенно интенсивно в олигоцене — раннем и среднем миоцене. Именно в это время в этой зоне возник очень неглубокий грабен Огрже. Недоразвитость этого грабена, очевидно, связана с его менее благоприятным для растяжения и проседания в олигоцене — раннем миоцене простиранием по сравнению с субмеридиональными грабенами Верхнего Рейна и Ронско-Лиманьской системы.

Возвращаясь к вопросу об общей тектонической позиции Западно-Европейской рифтовой системы, следует сказать, что наряду с приуроченностью трех его главных звеньев к обширным областям возмущения и некоторого подъема кровли верхней мантии и связью раскрытия ее грабенов с менявшимся во времени полем сжимающих напряжений в прилегающем к ней с юга Альпийском орогеническом поясе, в целом вся эта рифтовая система является одним из звеньев в огромном по протяженности и очень длительно развивавшемся (с перми до современности) субмеридиональном Рейнско-Ливийском рифтовом вулканическом поясе [59], пересекающем Западную Европу, альпийский Средиземноморский пояс и северо-западную часть Африки от Скандинавии (грабен Осло) и Северного моря до Гвинейского залива.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ АЛЬПИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Выделяемые в Средиземноморском геосинклинальном поясе для позднекайнозойского орогенного этапа его развития две основные части, или сектора — западный (собственно Средиземно-

* Л. Копецкий (1972 г.) называет всю эту вулканическую зону с расположенным внутри нее грабеном Огрже Центрально-Европейской рифтовой зоной.

морский) и восточный (Кавказско-Гималайский) различаются по ряду важных тектонических особенностей. Западный сектор отличается большим разнообразием структурных планов отдельных сегментов, большей ролью, которую в строении и развитии некоторых из них играли и продолжают играть активные в кайнозое мантийные диапиры и глубокоководные некомпенсированные впадины внутренних морей, а также структуры, по-видимому, обусловленные вращательными движениями крупных блоков. Кроме того, интенсивные деформации сжатия складчато-надвигового и шарьяжного типа, связанные в конечном счете с рядом импульсов относительного сближения обрамляющих Альпийский пояс Евразийского и Гондванских литосферных блоков, происходили в восточном секторе на протяжении всего орогенного этапа до антропогена включительно, тогда как в западном секторе они в основном закончились к концу раннеорогенной стадии (т. е. в позднем миоцене). На протяжении позднеорогенной (плиоцен-четвертичной) стадии, т. е. последних 5 млн. лет, а в некоторых областях — даже 10 млн. лет, мы почти нигде (кроме Юры, Апеннин и Южного Предкарпатья) не встречаем в западном секторе пояса структурных форм, образованных в результате сильного тангенциального сжатия — линейных складок, надвигов, шарьяжей и т. п. и, напротив, наблюдаем широкое развитие новейших структур, свидетельствующих о горизонтальном растяжении коры той или иной интенсивности в соответствующих районах нормальных сбросов, ограниченных ими грабенов, а также целых ансамблей из тектонических форм типа грабенов и горстов, которые можно с полным правом отнести к категории рифтогенных структур (например, область Эгейского моря в последние 5 млн. лет).

В западном секторе Альпийского пояса на позднеорогенной стадии широко проявились процессы тектонического обрушения (проседания) разного масштаба — от образования глубокоководных некомпенсированных впадин внутренних морей до возникновения небольших впадин, несогласно наложенных на сформированные незадолго перед тем в условиях горизонтального сжатия складчато-надвиговые и покровные структуры (Бетиды, Апеннины, Тавр, Карпаты и др.). Поэтому естественно было бы ожидать, что наиболее широким развитием рифтогенные структуры должны пользоваться на позднеорогенной стадии развития сектора. Однако структуры рифтогенного типа возникали и в условиях преобладания общего сжатия этого пояса — западной его части на раннеорогенной стадии, а в восточной — и на позднеорогенной.

Западно-средиземноморский сегмент Альпийского пояса включает покровно-складчатые моновергентные сооружения и зоны Балеарских островов, Бетид, Рифа, Телль-Атласа, Северной Сицилии, Апеннин с обрамляющими их с севера, юга и северо-востока краевыми прогибами (Гвадалquivирским, Предатласским, Сицилийским, Преапеннинским), складчато-покровную зону Корсики, квазисимметричное складчато-надвиговое сооружение Пиренеев и фрагменты его восточного продолжения в Про-

вансе, древние массивы Сардинии и Корсики, а также глубоко-водные впадины Западного Средиземноморья — Тирренскую, Алжиро-Прованскую, включая ее самый западный, полуизолированный участок — Альборанскую впадину, и расположенную между Балеарским архипелагом и побережьем Пиренейского полуострова Валенсийскую впадину. Геологическому строению и тектоническому развитию альпийских сооружений и глубокоководных впадин Западного Средиземноморья посвящена огромная, практически необозримая для одного исследователя литература. Новейшие обобщающие работы в нашей стране были опубликованы В. Е. Хаиным [109], а также Я. П. Маловицким, И. С. Чумаковым, К. М. Шимкус и др. [31] Для большинства альпийских зон складчато-надвигового и покровного строения в этом сегменте, кроме двусторонне-вергентного сооружения Пиренеев, характерно надвигание их в стороны «рамы», или форланда, т. е. палеозойской складчатой области Пиренейского полуострова, Южно-Атласско-Мальтийской метаплатформенной области, впадины Ионического моря, Апулийско-Адриатическо-Паданского блока («шпоры» Африканской платформы), а также Корсиканского древнего массива. Процессы складко-, надвиго- и шарьяжеобразования с односторонним горизонтальным перемещением масс в большинстве этих зон происходили главным образом в течение олигоцена и миоцена (позднее всего они закончились в апеннинской системе). Горизонтальное перемещение надвиговых чешуй и шарьяжных пластин в этих альпийских зонах происходило в разных направлениях, центробежно от областей, занимаемых в настоящее время глубокоководными впадинами Тирренского моря, южной части Алжиро-Прованского бассейна (так называемого Южно-Балеарского моря), а первоначально представлявших собой, по-видимому, древние континентальные блоки, в пределах которых наблюдаются признаки недавнего более или менее значительного опускания, раздробления и горизонтального растяжения, т. е. деструкции земной коры. Эти явления наиболее ярко выражены в Тирренской и Альборанской впадинах, в которых известны также более или менее мощные проявления новейшего вулканизма, и значительно слабее — в Балеарской впадине, которая отличается большей однородностью своего рельефа и структуры верхних горизонтов коры. Относительное горизонтальное растяжение коры в этих внутренних областях, по-видимому, началось еще на раннеорогенной стадии в связи с подъемом и грибообразным расширением в их верхних частях приуроченных к ним крупных мантийных диапиров, которые были установлены геофизическими исследованиями. В плиоцене—антропогене в связи с прекращением или резким ослаблением общего горизонтального сжатия собственно средиземноморского сектора Альпийского пояса кора этих внутренних (наддиапировых) областей испытала сильное оседание, в которое начали вовлекаться и многие участки обрамляющих их складчато-покровных сооружений; в последних образовались многочисленные наложенные впадины неправильной формы, а также попе-

речные и диагональные грабены, проникающие в них со стороны внутренних глубоководных котловин (например, грабены Гибралтарского и Мессинского проливов, а также рассматриваемая в главе 7 Пантеллерийская рифтовая система, которая наложилась на восточную часть Южно-Атласско-Мальтийской метаплатформенной области, прилегающей с юга к западно-средиземноморскому сегменту). Такова одна из геодинамических обстановок, в которой в этом сегменте главным образом на позднеорогенной стадии формировались структуры растяжения. Другие типы рифтогенных структур в основном имеют более ранний, олигоценовый и миоценовый возраст и относятся к раннеорогенной стадии. Одной из них является олигоцен-миоценовый грабен Кампидано, пересекающий в юго-юго-восточном направлении о-в Сардиния, и значительно более широкая и сложно построенная, раскрывающаяся к востоку грабенообразная впадина Валенсийского залива, возникшая, по-видимому, в миоцене.

Наконец, по мнению ряда исследователей, северо-восточная часть Алжиро-Прованского бассейна, включая Лигурийское море, возникла в результате происходившего между олигоценом и концом миоцена вращательного перемещения блока Сардиния—Корсика против часовой стрелки (вероятно, вместе с примыкающим к нему с востока ансамблем структур Тирренского моря и складчатых зон Сицилии и Апеннинского полуострова), при котором образовалась раздвиговая по своей природе глубоководная впадина треугольной формы, ограниченная с востока западным краем Корсо-Сардинского блока, а с северо-запада — окраиной Европейского континента между Каталонией и Провансом. Эта дискуссионная идея, в пользу которой свидетельствуют палеомагнитные данные, открывает интересные перспективы для палеотектонических реконструкций Западного Средиземноморья в позднем кайнозое.

Проявления кайнозойского рифтогенеза и вулканизма в Сардинии рассматривались нами в других работах [59, 63], однако в последнее десятилетие получены новые данные о геологической истории Корсо-Сардинского блока в кайнозое. Было доказано, что оба острова действительно относятся к единому тектоническому блоку, представляющему обломок массива палеозойской консолидации (кроме Восточно-Корсиканской складчатой зоны, являющейся южным продолжением Западных Альп) и, судя по непосредственному продолжению роев позднегерцинских даек с одного острова на другой, они вели себя с конца палеозоя как единое целое [127]. Весь о-в Сардиния пересекает грабен Кампидано, шириной до 30—50 км и глубиной до 2 км, который в северной половине острова имеет долготное, а в южной — юго-восточное простирание. Грабен этот выполнен в южной части преимущественно палеоген-неогеновыми осадками, а в северной — мощными наземными вулканами известково-щелочного ряда, представленными лавами и туфами андезитового состава и связанными с ними дацитами и липаритами, и реже базальтами, а также очень

широко распространенными игнимбритами. Все эти вулканические образования рассматриваются как продукты частичного плавления континентальной коры [153]. Возраст вулканитов — от 29 до 13 млн. лет, т. е. поздний олигоцен — средний миоцен, причем главный пароксизм извержений имел место между 20 и 17 млн. лет, в конце раннего миоцена [134]. По-видимому, в период извержений и возник грабен Кампидано.

Значительно позднее, в плиоцене и плейстоцене (5 млн. лет — 0,14 млн. лет) в ряде районов острова произошли излияния субщелочных и щелочных базальтов, трахитов и фонолитов, причем наибольшей щелочностью отличаются самые молодые, плейстоценовые лавы. Главная часть этих новейших вулканитов приурочена к активизировавшемуся грабену Кампидано, особенно к средней его части, а также к восточному (Тирренскому) побережью Сардинии [131, 190]. В южной части рифта Кампидано обособился более узкий (20 км) грабен юго-восточного простираения, лежащий на прямом северо-западном продолжении плиоцен-четвертичного Пантеллерийского грабена (см. главу 6) и вероятно, генетически с ним связанный. Детальные палеомагнитные исследования олигоцен-миоценовых вулканических образований Сардинии показали, что в период их извержения блок Сардинии — Корсики испытал поворот против часовой стрелки примерно на 30° [163]. Первоначально время вращательного движения датировалось интервалом 17—15 млн. лет, причем допускалось, что перед этим, между 29 и 17 млн. лет, этот блок испытал «трансляцию» в восточном направлении [135]. Однако, согласно новейшим данным, Корсо-Сардинский блок испытал поворот относительно Европы между 20,5 и 19 млн. лет, в аквитанском веке [203], т. е. в период наиболее интенсивных извержений игнимбритов и лав среднекислого состава. Под ним в это время существовала мощная область разуплотнения и плавления в коре, в свою очередь, расположенная над термальной аномалией в верхней мантии, что, несомненно, значительно облегчало возможность вращательного движения этого блока континентальной коры.

Согласно палеотектонической реконструкции северо-восточное окончание Корсо-Сардинского блока в конце олигоцена — самом начале миоцена находилось к югу от Прованса, а юго-западное — к востоку от о-ва Менорка. В этом случае грабен Кампидано в момент своего заложения был вытянут в северо-северо-восточном направлении, параллельном грабенам Брес-Дофине, Лимань, Верхнерейнскому (которые также наиболее активно развивались в позднем олигоцене — начале миоцена) и, очевидно, являлся прямым южным продолжением Западно-Европейской рифтовой системы.

Поворот Корсо-Сардинского блока, вместе с некоторым его общим смещением к востоку («трансляцией») относительно Европейского континента, как уже упоминалось, мог бы объяснить происхождение глубоководной впадины северной части Алжиро-Прованского бассейна. Я. П. Маловицкий и другие исследователи

[31] рассматривают ее как зону развития древней, но подвергшейся деструкции (палеозойской) континентальной коры с мощностью консолидированной части в 13—16 км и осадочной толщи — в 6—8 км. Однако многие другие геологи и геофизики считают мощность консолидированной коры в северной части Алжиро-Прованского бассейна по крайней мере вдвое меньшей, а природу ее — океанической. Так, согласно результатам новейших детальных сейсмических исследований французских геофизиков [162], в центральной части этой впадины к западу от Корсики под осадочной толщей мощностью 5—8 км (относимой большинством исследователей к плейстоцену, плиоцену и миоцену) установлено существование фундамента, отвечающего второму и третьему слоям океанической коры общей мощностью в 3—7 км, подстилаемого верхней мантией с граничными скоростями на поверхности М 8,0—8,4. Ширина этой зоны на широте пролива Бонифачо — Барселоны составляет около 200 км, но к северо-востоку резко уменьшается до 100 км и далее до 50—30 км между Корсикой и Ниццей, и консолидированная кора приобретает здесь характер, переходный между океаническим и континентальным типами, а еще к северо-востоку, в Лигурийском море, — по-видимому, характер рифта с утоненной континентальной корой. Границы новообразованной в результате растяжения и раздвига зоны с корой субокеанического типа фиксируются достаточно отчетливо; на этих границах обрывается распространение довольно мощных осадочных (?) толщ дорифтового основания. Эта зона характеризуется положительными аномалиями теплового ($80-107 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$) и гравитационного (аномалии Буге $+170 \cdot 10^{-5} + 200 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$) поля, однако аномалии геомагнитного поля имеют в ней не полосовидную, как в срединноокеанических хребтах, а округло-пятнистую форму (свойственную также магнитному полю Тирренской и Южно-Балеарской впадин), что, возможно, вообще является характерным для участков развития коры океанического типа в районах сильного горизонтального растяжения в апикальных зонах мантийных диапиров. Прямых подтверждений присутствия океанического фундамента в центральной зоне северной части Алжиро-Прованского бассейна пока не получено, но на ее восточной окраине, к юго-западу от Корсики управляемым подводным аппаратом были подняты метаморфизованные в зеленосланцевой фации базальты толеитового типа, свойственные ложу океанов [132].

К северу от рассмотренной глубокоководной (более 2,5 км) зоны с океанической корой в пределах Северо-Балеарской котловины, переходящей к юго-западу в Валенсийский залив, и полосы шельфа Средиземного моря, особенно широкой в Лионском заливе, геолого-геофизическими исследованиями, в том числе бурением дна, были установлены рифтовые структуры северо-восточного простираения, образовавшиеся на коре континентального типа в олигоцене — начале миоцена. К ним принадлежит система узких, но глубоких (до 3—5 км) грабенов и горстов Лионского залива,

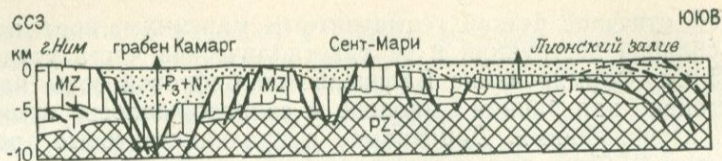


Рис. 34. Схематический разрез через северо-восточную часть системы грабенов Лионского залива. По Ф. Арто и М. Сегюре (1981 г.)

Частой вертикальной штриховкой показан аллохтонный комплекс Пиренейско-Провансальской системы, сформированной перед олигоценом (в пиренейскую фазу)

в районе дельты Роны частично переходящая на сушу (впадина Камарг). Эти рифтовые структуры образовались после интенсивных складчато-надвигово-шарьяжных деформаций сжатия, имевших место на рубеже эоцена и олигоцена в зоне восточного продолжения Пиренеев, ныне погребенной под дном Лионского залива, и были наложены на нее с резким азимутальным несогласием [134], а затем перекрыты субгоризонтальным чехлом плиоцен-четвертичных осадков (рис. 34).

Между Балеарскими островами и побережьем Испании располагается глубокая и сложно построенная Валенсийская грабенообразная впадина длиной 400 и шириной 100—150 км, состоящая из многочисленных частных грабенов и горстов в мезозойских и палеозойских отложениях, несогласно перекрытых миоценом. Эта рифтовая зона расширяется и углубляется по простиранию к восток-северо-востоку. Ее северо-западное крыло вскрыто бурением на шельфе Валенсийского залива [220] — рис. 35, а частично наблюдается в полосе испанского побережья между Барселоной и Валенсией. В осевой, глубоководной части этой рифтовой зоны,

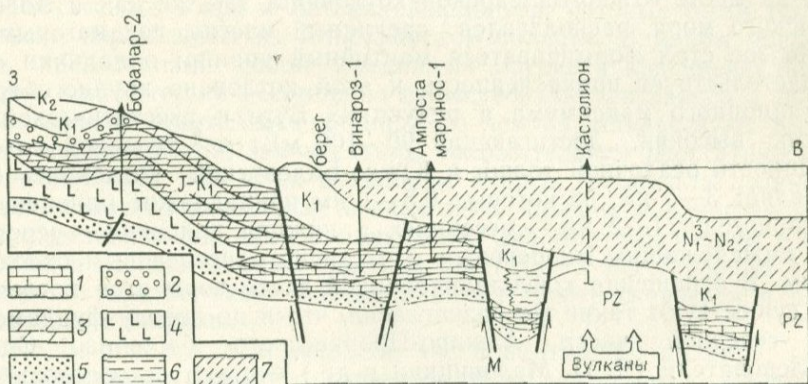


Рис. 35. Разрез северо-западного крыла Валенсийской рифтовой зоны. По В. Стокингеру (1971 г.)

1 — известняки; 2 — континентальные отложения; 3 — мелководные доломиты; 4 — соль; 5 — песчаники; 6 — глины; 7 — карбонатно-терригенный комплекс

которой отвечает резкий геомагнитный максимум, кора подверглась сильной деструкции и ее кристаллическая часть утонена до 15—25 км. Формирование Валенсийской рифтовой зоны началось в олигоцене или раннем миоцене и сопровождалось вулканическими извержениями. Дацитовые и трахиандезитовые пеплы с возрастом 21 млн. лет, а также оливиновые базальты и их туфы были обнаружены при глубоководном бурении к северу от о-ва Майорка, а несколько восточнее, к северу от о-ва Менорка, сейсмоакустическими исследованиями был выявлен крупный погребенный миоценовый вулкан [142]. Самые поздние проявления вулканизма известны на островах Колумбретес. Первоначально Валенсийская рифтовая зона, грабены Лионского залива, Лигурийский и Сардинский грабены представляли, по-видимому, элементы единой обширной раннемиоценовой Западно-Средиземноморской континентальной рифтовой системы, центральная часть которой около 20 млн. лет назад испытала наибольший раздвиг и превратилась в широкую рифтовую зону с корой океанического (?) типа в северной части Алжиро-Прованского бассейна, вызвав относительное смещение к востоку и поворот на 30° обрамляющего ее с востока Корсо-Сардинского блока. По-видимому, приблизительно в то же время началось сильное раздвижение континентальной коры в южной части Западно-Средиземноморского бассейна, в пределах современной Южно-Балеарской глубоководной котловины, которое сопровождалось в раннем и среднем миоцене развитием надвигов и шарьяжей в смежных складчатых системах с перемещением масс в Бетийско-Балеарской системе к северу, а Тель-Атласской — к югу. В строении последней принимают участие позднедокембрийские метаморфические образования Кабильских массивов, перемещенные из области, ныне занимаемой глубоководной Южно-Балеарской котловиной. По-видимому, на месте Южно-Балеарской котловины, так же как и Альборанского моря, располагался срединный массив, под которым в кайнозойе стал формироваться мантийный диапир; о наличии его свидетельствует приуроченность к этой котловине крупного гравитационного максимума в редукциях Буге и изостатической и очень высокий, достигающий $90-100 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ тепловой поток. Мощность осадочной толщи в Южно-Балеарской котловине составляет 3—6 км, из которых 0,5—1 км принадлежит плиоцену и антропогену, 1—2 км — мессинию, а нижняя половина — вероятно, нижележащим миоценовым и частично олигоценым отложениям. В отношении консолидированной части коры этой котловины существуют такие же разногласия, что и по поводу фундамента северной части Алжиро-Прованского бассейна. Одни исследователи (Я. П. Маловицкий и др.) считают ее подвергшейся сильной деструкции континентальной корой мощностью в 14—25 км, другие же приписывают коре субокеанический характер, а мощность консолидированной ее части считают значительно меньшей (местами не более 5 км). Однако, независимо от этих разногласий, можно предполагать, что в пределах Южно-Балеарской

зоны (срединного массива) в течение миоцена происходил значительный подъем глубинного мантийного диапира, горячий и пластичный материал которого в условиях общего субмеридионального сжатия как бы выжимался кверху и по мере приближения к земной поверхности начинал растекаться в разные стороны, воздействуя на соседние тектонические зоны, в которых возникали чешуйчато-надвиговые структуры с противоположной вергентностью.

Континентальная кора в сводовой части мантийного диапира подверглась сильному растяжению, утонению, разрывам и либо целиком расползлась к его краям, либо сохранилась в виде фрагментов, густо пронизанных дериватами мантии. С конца миоцена кровля диапира, а соответственно и поверхность дна Южно-Балеарской котловины испытывала общее почти не дифференцированное очень глубокое (до 2—5 км) погружение, по-видимому, связанное с оседанием мантийного диапира, обусловленным резким ослаблением общего сжатия.

Близкая обстановка и последовательность тектонических событий, но с некоторым запаздыванием во времени, имела место в самой западной части Средиземноморья — узком бассейне Альборанского моря, обрамленном с юга, запада и севера альпийскими складчато-покровными сооружениями Марокканского Рифа и западной части Бетских Кордильер. Однако дно Альборанского моря отличается от дна Южно-Балеарской котловины значительно меньшими глубинами (от 0—0,5 до 2 км по сравнению с 2,5—3 км в последней) и очень сильной расчлененностью подводного рельефа, значительно меньшей (1—3 км) и сильно изменчивой мощностью осадочного (неоген-четвертичного) чехла, который здесь в основном налегает на древние метаморфические образования, аналогичные таковым покровных чешуй внутренних зон Марокканского Рифа и Бетских Кордильер, которые были тектонически перемещены из Альборанской области. В целом последняя представляет собой срединный массив с континентальной корой, под которым несомненно существование активного в позднем кайнозое мантийного диапира (о чем свидетельствуют высокий тепловой поток, значительная положительная изостатическая гравияномалия, новейший вулканизм и пр.). До начала позднего миоцена массив испытывал воздымание, вызванное разогревом и разуплотнением как самого мантийного диапира, так и коры в его кровле, и горизонтальным сжатием его тела на значительных глубинах. В верхней части массив начинал растрескиваться и расползаться в стороны.

Таким образом, в апикальной части мантийного диапира, т. е. в Альборанском массиве горизонтальное расширение началось раньше, чем в окружающих его складчатых сооружениях (в раннем миоцене), а затем обстановка растяжения последовательно распространялась на их внутренние и внешние зоны. Во внутренних зонах этих систем последние интенсивные деформации сжатия произошли на рубеже раннего и среднего миоцена, в

конец бурдигальского века (около 17 млн. лет), а во внешних — в конце среднего миоцена, между сerratalliем и тортоном (около 12 млн. лет назад).

Уже в раннем миоцене на Альборанском массиве начались наземные извержения вулканитов сперва толеитового, а затем известково-щелочного ряда (базальты и андезиты с возрастом 25 и 20 млн. лет [134]), а во внутренних зонах Бетских Кордильер и Марокканского Рифа произошли интрузии диоритов и гранитоидов. По мере окончания деформаций сжатия в разных зонах Бетской и Рифской дуг начинались проявления известково-щелочного вулканизма. В самых внутренних, прибрежных зонах Бетских Кордильер в интервале от 16 до 8 млн. лет происходят извержения андезитовых и липаритовых лав, туфов и игнимбритов, затем 7—8 млн. лет назад в более северных зонах извергаются андезиты и липарито-дациты, а в самом конце позднего миоцена, в мессинском веке (5,5—7 млн. лет назад) во всех зонах Бетских Кордильер, вплоть до Предбетской возникают многочисленные тела лампроитов, по-видимому, связанных с глубокими магматическими очагами [133, 206]. Наконец, в позднем миоцене (2,5—3 млн. лет назад) в районе Картахены происходят извержения щелочных базальтов. В принципе аналогичное распространение проявлений магматизма во все более южные (внешние) зоны и смена известково-щелочного вулканизма (в миоцене) извержениями щелочных базальтов в плиоцене — плейстоцене наблюдается в Рифской системе [171].

В позднем миоцене горизонтальное сжатие коры практически прекратилось на всей площади Бетской и Рифской систем; с этого времени они испытывали резко дифференцированные вертикальные движения с интенсивным воздыманием одних участков (горные массивы Бетских Кордильер с высотами до 3,5 км и Марокканского Рифа с высотами до 2,5 км) и формированием наложенных внутренних впадин, выполненных верхнемиоценовыми и плиоцен-четвертичными осадками на других. До конца миоцена продолжалось и возобновилось в плиоцене развитие Предрифского и Предбетского (Гвадалквивирского) краевых прогибов. В мессинском веке, они, по-видимому, смыкались друг с другом к западу от Гибралтара, образуя единый дугообразно выпуклый к западу прогиб; с запада он, вероятно, обрамлялся поднятием (Южно-Иберийская «шпора», [128]), которое временно почти совершенно изолировало Мессинский соленосный Средиземноморский бассейн от Атлантического океана.

Полуокаймленный альпийскими складчато-покровными зонами Альборанский массив, до этого высоко приподнятый, стал с позднего миоцена вовлекаться в неравномерное опускание, которое сопровождалось усилением горизонтального растяжения и раздроблением системой сбросов на ряд блоков преимущественно восточно-северо-восточного и отчасти северо-западного простирания (рис. 36). Одни из них (грабены) испытывали интенсивное, а другие (остаточные горсты) — слабое погружение. Эти структур-

ные формы четко выражены в рельефе дна, условиях залегания и резких изменениях мощностей осадочного чехла Альборанского моря [161]. Один из узких грабенов западно-юго-западного простираения — Гибралтарский — в самом начале плиоцена наложил-ся на средний участок Бетско-Рифского дугообразного горного сооружения, что привело к вторжению океанских вод в изолиро-ванный засоленный Средиземноморский водоем, уровень которого в конце миоцена опускался значительно ниже уровня океана.

Таким образом, в конце миоцена — начале плиоцена в самой западной части Средиземноморской области образовалась Гибралтаро-Альборанская рифтовая система. Помимо многочислен-ных нормальных сбросов восточно-северо-восточного и отчасти северо-западного простираения, некоторые исследователи выделяют в средней части Альборанской системы крупную зону разлома северо-восточного простираения, возможно сбросо-сдвигового ха-рактера.

В начале антропогена сохранявшаяся на протяжении всего плиоцена обстановка общего горизонтального растяжения была временно нарушена сравнительно короткой фазой некоторого го-ризонтального сжатия, приведшего к формированию на южной и северной периферии Альборанской впадины, в соседних с ней зонах Бетид Бетских Кордильер и Марокканского Рифа, а воз-можно и внутри нее, складок субширотного и восточно-северо-во-сточного простираения и связанных с ними надвигов, а также сдви-говым смещением по активизированным древним разломам [173].

Одной из наиболее интересных неоген-четвертичных структур Западного Средиземноморья является впадина Тирренского моря. Рельеф дна этой глубоководной (до 3—3,7 км) впадины, подобно Альборанской, сильно расчленен (особенно в ее периферических зонах). Наряду с резкими вариациями мощностей плиоцен-чет-вертичных осадков (местами достигающих и даже превышающих 1 км), это свидетельствует о сильно дифференцированных блоко-вых движениях ее дна на фоне общего глубокого опускания Тир-ренской впадины. Приуроченные к ней крупнейшие положительные гравинаномалии (Буге и изостатическая), исключительно вы-сокий (до 150—200 мВт·м⁻²) тепловой поток [158], мощные проявления новейшего и современного толеит-базальтового вулка-низма в ее центральной части и известково-щелочного, субщелоч-ного и щелочного на ее северо-восточной и юго-восточной окраи-нах, значительный подъем поверхности Мохо и сокращение мощ-ности кристаллической части коры к центру впадины свидетель-ствуют о наличии под Тирренской впадиной крупного мантийного диапира.

Характер и мощность земной коры во внутренней части впади-ны являются предметом дискуссии. В северной ее части драгиро-ванием дна были обнаружены палеозойские метаморфические об-разования. Они же выступают на западном ее борту, в Сардинии и непосредственно к юго-востоку от края впадины, в тектониче-ских покровах Калабрии и Восточной Сицилии, куда они были

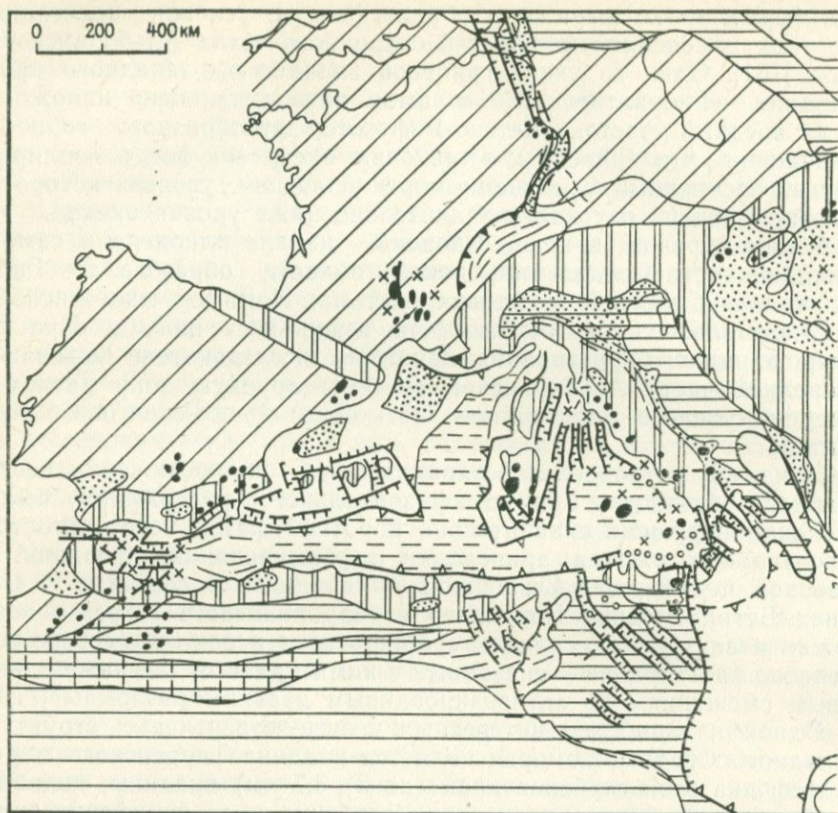
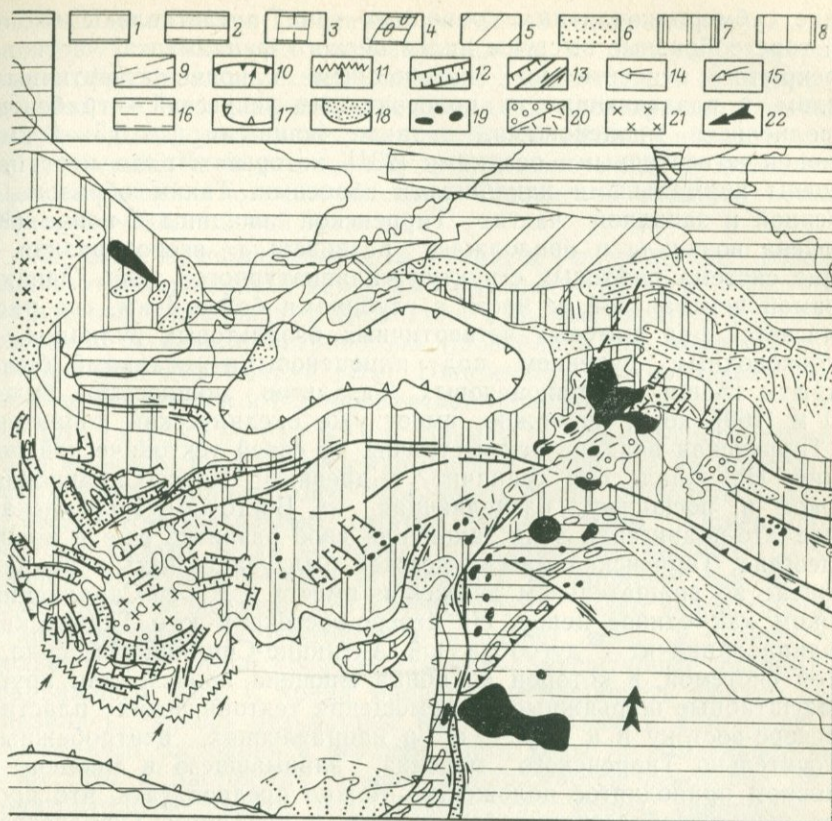


Рис. 36. Схематическая карта проявлений рифтогенеза в западной и средней Адриатической области (конец позднего

1 — древние платформы; 2 — метаплатформенные области и Адриатический выступ Восточной Африки; 3 — испытывавшие интенсивное воздымание; 4 — то же, испытывавшие складчатость и пояс (6 — позднеальпийские краевые прогибы и внутренние впадины, погружавшиеся на них, испытывавшие интенсивное воздымание, 8 — срединные массивы, испытывавшие воздымание в складчатых сооружениях, 10 — надвиги и тектонические покровы и направления плиоцене — антропогене, и направления горизонтальных смещений в их бортах); 12 — направления горизонтальных смещений в их бортах); 15 — направления вращательных горизонтальных перемещений; 16 — реф, испытывавшие на позднеэоценовой стадии глубокое некомпенсированное опускание; водного (Тирренское море) базальтового и щелочно-базитового вулканизма; 20 — проявления рифтогенеза и аретального типов; 21 — области мантийных диапиров, активных на позднеэоценовой стадии относительно Евразийской, вызывающего

перемещены в миоцене с северо-запада, из пределов нынешней Тирренской впадины. Это позволяет предполагать, что на месте большей ее части в начале неогена существовал массив с палеозойским (и допалеозойским?) фундаментом, который на западе, по-видимому, отделялся от Корсо-Сардинского массива складчато-надвиговой зоной Восточной Корсики и ее южным продолжением. Однако сохранилась ли ныне континентальная кора в центральной части Тирренской впадины, или в процессе подъема мантийного диапира и горизонтального растяжения его континен-



частях Средиземноморского подвижного пояса на позднеорогенной стадии альпидиана — антропоген)

но-Средиземноморской перикратонной области; 3 — авлакогеосинклинальные складчатые поднятие; 5 — области палеозойской складчатости; 6—11 — альпийский Средиземноморский позднеорогенной стадии, 7 — альпийские и позднемезозойские горно-складчатые сооружения, 9 — складчатые структуры позднеорогенной стадии в краевых прогибах и внешних горизонтального сжатия, 11 — краевые глубоководные желоба, активно развивавшиеся в грабены континентальных рифтовых зон; 13 — сбросы и сдвиги; 14 — направления горизон- 18 — то же, компенсированное мощной седиментацией; 19 — проявления наземного и под- ния наземного известково-щелочного и субщелочного среднего и кислого вулканизма цент- гентной стадии; 22 — основные направления перемещения Аравийской континентальной глыбы сжатие в Альпийском поясе

тальной коры последняя была разорвана на отдельные разобщенные блоки, или, наконец, что кора над апикальной частью диапира была полностью раздвинута в стороны (или частично замещена мантийным материалом), и в настоящее время позднекайнозойская осадочная толща непосредственно подстилается здесь корой океанического типа — остается недостаточно ясным. Наиболее вероятно, что, по крайней мере, в периферических частях впадины сохранилась утоненная и раздробленная кора континентального типа. В северной части впадины наблюдается чередо-

вание субмеридиональных подводных гряд, представляющих собой горстообразные выступы палеозойского фундамента, частично перекрытого относительно маломощным плиоцен-четвертичным чехлом, и разделяющих их полосовидных депрессий — грабенных, выполненных миоценовыми, а также мощными (до 0,5—1 км) плиоцен-четвертичными осадками [231], которые в ряде мест нарушены нормальными наклонными сбросами. Таким образом, в северной и западной частях Тирренской впадины в конце (?) миоцена возникла и продолжает развиваться веерообразная в плане система рифтовых структур «клавиатурного» типа. Однако в самой центральной ее части с глубинами более 3 км, где располагается ряд щитовых четвертичных базальтовых вулканов, а глубоководным бурением под плиоценовыми осадками были вскрыты толщи миоплиоценовых базальтов мощностью более 150 м [160], кора, возможно, имеет уже океанический характер.

Тирренская впадина асимметрична по своей тектонической позиции. На западе она граничит с древним Корсо-Сардинским блоком и, поскольку разделяющая их Восточно-Корсиканская складчато-надвиговая зона закончила свое развитие еще в конце палеогена, Тирренский массив должен был участвовать в раннем миоцене во вращательном движении вместе с Корсо-Сардинским блоком как единое целое. На северо-востоке и юге Тирренская впадина граничит с дугообразной Апеннинно-Сицилийской складчатой системой, в которой до конца миоцена происходили крупномасштабные шарьяжные перемещения тектонических пластин к северо-востоку и к югу, т. е. в направлениях, центробежных относительно Тирренского массива, занимавшего в миоцене в основном приподнятое положение. Можно предполагать, что процесс шарьяжеобразования был связан с подъемом Тирренского мантийного диапира, асимметричным горизонтальным расширением его верхней части и ее обдукцией на смежные с ним на юге и северо-востоке геосинклинальные зоны Сицилии и Апеннин, в свою очередь ограниченные на юге и востоке относительно жесткой рамой северной окраины Африканской платформы (Адриатический выступ, Кассерин-Мальтийский массив) в условиях общего сильного субмеридионального сжатия Альпийского пояса.

После его прекращения, на рубеже миоцена и плиоцена, складчато-покровные деформации в Сицилии и Апеннингах постепенно прекратились, а сводовая часть Тирренского мантийного диапира, которая до этого в условиях глубинного сжатия воздымалась и растекалась к востоку и юго-востоку, испытала в плиоцене и антропогене общее проседание. Тем не менее, этот мантийный диапир отнюдь не утратил своей активности, о чем говорит связанный с ним мощный плиоцен-четвертичный вулканизм и продолжающееся горизонтальное расширение коры Тирренской впадины, а также его глубинное надвигание к юго-востоку на соседние зоны Калабрии и Сицилии, о котором свидетельствует наличие падающей к северо-западу сейсмофокальной поверхности — явление, которое А. Ритсема [213] назвал «пассивной субдук-

цией». В смежных с Тирренской впадиной складчатых зонах, подвергавшихся в миоцене сильному сжатию, в плиоцене и антропогене образовались многочисленные наложенные впадины и продольные, а также поперечные к их простиранию грабены, аналогичные по своей тектонической позиции Гибралтарскому (Мессинский, Катандзарский и др.), и поперечные вулканоактивные разломы, отходящие от края Тирренской впадины в глубь Аппенино-Сицилийской дуги.

На фоне преобладающего в плиоцене—антропогене горизонтального растяжения в некоторых районах этой дуги, в частности в Северных Аппенинах, в Калабрии, в заливе Таранто, в середине плиоцена и начале антропогена проявились две короткие фазы сжимающих деформаций [210]. Напомним, что последняя фаза сжатия отмечается и в Альборанской области.

Альпийский сегмент, наряду с памиро-кашмирским — один из немногих в Средиземноморском поясе, где на протяжении всего позднекайнозойского орогенного этапа господствовала обстановка горизонтального сжатия земной коры. Ориентировка вектора сжатия была несколько различной на площади дугообразного сооружения Альп и менялась во времени, так же, как изменялась во времени его интенсивность, резко возрастающая в отдельные фазы (в олигоцене и миоцене), когда в разных продольных зонах Альп происходили крупномасштабные деформации шарьяжного типа. С конца миоцена интенсивность сжатия резко снизилась, однако результаты инструментальных измерений напряженного состояния в верхней части коры *in situ* свидетельствуют, что в настоящий момент продолжается некоторое общее горизонтальное сжатие Альпийского сооружения, явившееся, вероятно, одной из главных причин его общего значительного по амплитуде (до 4 км и более) сводового воздымания в плиоцен-четвертичное время. По данным А. Толльмана (1969 г.), сеть активных новейших разломов на территории Альп, в которой доминируют диагональные разрывы северо-западного и северо-восточного простирания, по крайней мере частично имеющие установленный соответственно право- и левосдвиговый характер, также указывает на продолжающееся горизонтальное сжатие. С его влиянием связано и ничтожное развитие в Альпах (причем лишь на их восточной окраине) проявлений как ранне-, так и позднеорогенного вулканизма [63]. Отсутствуют в Альпах и проявления позднекайнозойского рифтообразования, но вместе с тем здесь довольно широко распространены долготные новейшие разрывы (типа сбросов и трещин отрыва?), выявленные при анализе изображений, полученных со спутников [227]. Эти разрывы, несомненно, контролировали заложение и ориентировку консеквентной речной сети и развитие характерных для Альп переуглубленных речных долин.

Основными тектоническими элементами карпато-динарского сегмента на орогенном этапе альпийского цикла яв-

ляются альпийские складчатые сооружения Внешних (флишевых) Динарид и Карпат, возникшие на раннеорогенной стадии — соответственно в позднем эоцене — раннем олигоцене и миоцене на месте одноименных геосинклинальных систем в результате интенсивных деформаций сжатия складчато-надвигового и покровного характера, и разделяющего их обширного Паннонского массива с гетерогенным внутренним строением. Он включает в себя крупные блоки домезозойской и частично, может быть, допалеозойской консолидации (например, блок Тиссия), мезозойских складчатых зон Внутренних Словацких Карпат и гор Апусени, а также узкую Дебреценскую пологоскладчатую зону восточно-северо-восточного простираения (авлакогеосинклинального характера), проникающую в глубь Паннонского массива со стороны Восточных Карпат. Сооружения Карпат и Динарид обладают противоположной вергентностью, с направлением перемещения масс от внутреннего домезозойского массива в стороны форланда; в дугообразной Карпатской системе — к северо-западу, северу, северо-востоку и востоку (на Чешский массив и Русскую плиту), а в Динарской — к юго-западу (на Адриатический выступ Африканской платформы). Вдоль фронта Карпатской системы в миоцене возник Предкарпатский прогиб, на который она была надвинута. Между сооружениями Карпат и Динарид в неогене образовалась обширная Большая Венгерская или Паннонская внутренняя впадина, а к северо-западу и к востоку от нее — менее крупные Малая Венгерская и Трансильванская впадины, наложенные на внутренние (мезозойские) зоны Карпатской системы. Эти внутренние впадины по верхним горизонтам выполняющих их полого залегающих неогеновых, молассового типа отложений представляют собой плоские блюдцеобразные депрессии. В Большой и Малой Венгерской впадинах эти горизонты относятся к позднему миоцену и плиоцену. Напротив, нижние горизонты разреза Большой Венгерской впадины распространены в ней не повсеместно, а приурочены к одной (олигоцен — нижний миоцен) или двум относительно узким линейным депрессиям (средний — низы верхнего миоцена), пересекающим весь гетерогенный Паннонский массив с юго-запада на северо-восток от внутреннего края Динарид до Карпат (рис. 37). Мощность миоценовых образований в западной депрессии достигает 1—1,5 км, в более короткой восточной 0,5—1 км. Наряду с осадками, в выполнении этих депрессий, особенно западной, ось которой проходит от долины Дравы южнее оз. Балатон и Будапешта к Советскому Закарпаты, важнейшую роль играют наземные вулканические образования среднего и низов верхнего миоцена дацит-липаритового состава в форме туфов и игнимбритов, быстро выклинивающиеся в стороны разделяющих депрессии зон поднятий. Опускание этих впадин отчасти носило вулканотектонический характер. Оно сопровождалось смещениями по обрамляющим и осложняющим их наклонным сбросам, придающим им форму ступенчатых грабен. У внутреннего края Карпатского сооружения выполненные вулка-

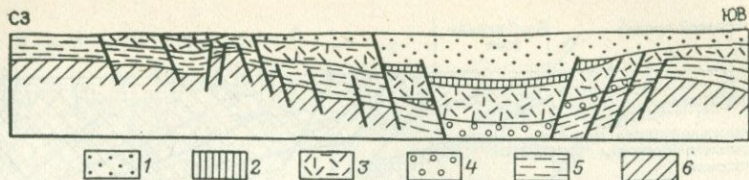


Рис. 37. Геологический разрез через миоценовый Центрально-Венгерский грабен к юго-востоку от гор Бюкк. По Г. Чике (1961 г.)

1 — пannon и плиоцен; 2 — сармат; 3 — липаритовые игнимбриты и туфы низов верхнего и среднего миоцена; 4 — континентальный нижний миоцен; 5 — олигоцен; 6 — триас

нитами миоценовые впадины становятся особенно глубокими (до 1,5 км) и приобретают параллельное центральному сегменту Карпат северо-западное простирание. Более короткая вулканотектоническая впадина северо-западного простирания возникла в миоцене в более южной части Паннонского массива, между оз. Балатон и Дунаем. Помимо вулканотектонических грабенообразных впадин, средне-верхнемиоценовые вулканы, но менее кислого, существенно андезитового состава, образуют ряд массивов и гряд, обрамляющих с запада, юга и востока мезозойское складчатое сооружение Внутренних Словацких Карпат, а молодые миоценовые существенно андезитовые гряды формировались параллельно внутреннему краю Советских и Румынских Восточных Карпат [63]. Эпоха формирования миоценовых вулканотектонических грабенов в пределах Паннонского массива и внутренних (мезозойских) зон Карпат в целом совпадает с временем формирования складчато-покровной структуры в окаймляющем этот массив с трех сторон дугообразном сооружении Внешних (флишевых) Карпат, начавшееся на рубеже олигоцена и миоцена и завершившееся в середине сармата. Эти процессы, несомненно, были взаимосвязаны, хотя фазы усиления складчато-покровных деформаций и усиления растяжения в грабенах не совпадали, а чередовались между собой. О последнем, в частности, свидетельствует тот факт, что сразу после первой, главной в Западных Карпатах раннемиоценовой фазы складчато-покровных деформаций на участок сочленения Карпатской и Альпийской систем была наложена глубокая (до 5 км) грабенообразная Венская впадина, вытянутая в том же северо-восточном направлении, что и миоценовые грабены на Паннонском массиве, и по существу входящая (также как и миоценовая Малая Венгерская впадина, наложенная на внутренние зоны Западных Карпат и Восточных Альп) в общую с ними систему миоценовых рифтовых структур (рис. 38). К Паннонскому массиву в позднем кайнозое был приурочен обширный мантийный диапир, о наличии которого свидетельствуют приуроченная к нему крупная региональная положительная изостатическая гравияномалия, весьма высокий современ-

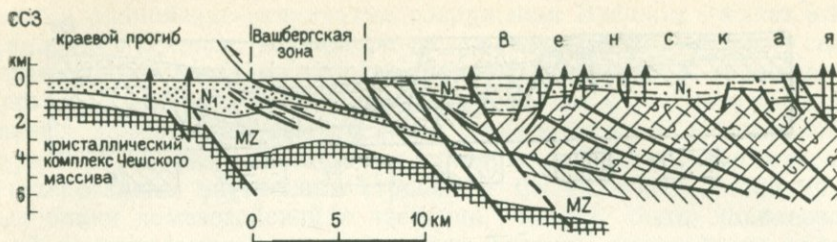


Рис. 38. Разрез миоценовой Венской грабенообразной впадины.
1 — различные тектонические зоны Альп; 2 — нижнемиоценовые молассы краевого прогиба; конгломерат

менный тепловой поток (до $100\text{—}110 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ [144])*, интенсивный миоценовый вулканизм, очаги которого располагались в коре, и более слабый, существенно щелочно-базальтовый вулканизм в плиоцене, резко сокращенная мощность континентальной коры (23—27 км) с сильно редуцированным базальтовым слоем. Таким образом, общая структурная и геодинамическая ситуация во внутренней части карпато-динарского сегмента и огибающей ее Карпатской складчатой дуге в неогене чрезвычайно напоминала таковую в Тирренской и Альборанской впадинах, огибаемых Апеннино-Сицилийской и Рифско-Бетской дугами. Э. Садецки-Кардошем, Л. Штегеной и др., а также автором [60, 63] высказывалось предположение о том, что рост глубинного диапира, приуроченного к Паннонскому массиву в миоцене, его расширение кверху и «расползание» земной коры в его кровле в разные стороны сыграло существенную роль в формировании складчато-покровной структуры Карпатской дуги с центробежным (относительно Внутрикарпатской области) перемещением надвиговых чешуй. С подъемом мантийного диапира и субгоризонтальным растеканием масс в его апикальной части было связано, очевидно, и образование миоценовых грабенов, и сильное растяжение коры Паннонского массива в северо-западном — юго-восточном направлении, и ее утонение, облегчавшееся благодаря наличию в коре зон разуплотнения и анатектических магматических очагов.

Как главный, так и параллельные ему грабены Венгерской миоценовой рифтовой системы вытянуты в северо-восточном направлении, которое совпадает с основным направлением горизонтального сжатия в карпато-динарском сегменте Альпийского пояса. Следует отметить, что северо-восточное простираение было характерно для большинства олигоцен-миоценовых рифтовых зон как в самом этом протоорогенном поясе, так и в его северном форланде (Западно-Европейская рифтовая система). В связи с

* Поле наиболее высоких его значений вытянуто в общем северо-восточном направлении и совпадает с главными миоценовыми вулкано-тектоническими впадинами Внутрикарпатской области.



По Ф. Бриксу и К. Гётцингеру (1969 г.), с изменениями

3 — средний — верхний миоцен наложенной Венской впадины; 4 — внутриформационный в миоцене

почти полным прекращением в позднем миоцене общего горизонтального сжатия коры в карпато-динарском сегменте рост Паннонского мантийного диапира остановился, и поверхность коры в его пределах испытала (и продолжает испытывать) общее чашеобразное опускание, образовав Паннонскую внутреннюю впадину. Предкарпатский краевой прогиб почти на всем своем протяжении к концу миоцена отмирает, и лишь его юго-восточный участок, расположенный перед Румынскими Восточными Карпатами, продолжает развиваться до середины плиоцена. Но и на этом участке Карпат проявляются признаки новейшего горизонтального растяжения. Они выражены в формировании наложенных впадин (в районе Брашова) и продолжавшихся до плейстоцена мощных извержениях андезитовых и андезито-базальтовых лав в гряде Кэлиман-Харгита, приуроченной к косо пересекающей сооружение Восточных Карпат зоне вулканоактивных разломов северо-северо-западного простирания.

Эгейский, или эллинидо-балканский сегмент, занимающий южную часть Балканского полуострова, область Эгейского моря с о-вом Крит на юге и западную часть Анатолии, представляет непосредственное юго-восточное продолжение карпато-динарского: продолжением Карпатской системы служит складчатая система Балканид, а Динарской — система Эллинид, сильно расширяющаяся и в основном погружающаяся на востоке под воды Эгейского моря. Ее восточным продолжением служат тектонические зоны Западной Анатолии. Между этими системами расположен приподнятый Родопский срединный массив. Балканская система в основном была сформирована к началу позднего эоцена, а развитие системы Эллинид, характеризующейся наличием ряда тектонических зон, надвинутых одна на другую, в общем юго-западном и южном направлении продолжалось до начала позднего миоцена, а на юго-западном и южном краю этой системы — вплоть до антропогена. Наиболее древние из позднеальпийских структур растяжения в эгейском сегменте выражены наложенными, частично грабенообразными впадинами, образовавшимися в конце эоцена, олигоцене и отчасти в миоцене на теле

Родопского массива (Фракийская впадина). В основном они имеют субизометричные очертания и формировались в процессе локальных проседаний отдельных участков этого массива, которые, по крайней мере частично, имели вулкано-тектоническую природу, так как многие из этих впадин заполнялись в олигоцене мощными толщами кислых наземных вулканитов. Образование второй, значительно более широко распространенной генерации структур, обусловленных процессами горизонтального растяжения земной коры, относится к концу миоцена, плиоцену и антропогену. Большинство их находит прямое отражение в современном контрастном рельефе дна Эгейского моря, его островов и побережий, а часть располагается в пределах горных сооружений Греции, южной части Югославии (Македонии), Болгарии и Западной Турции.

В самой северной части сегмента, в горной системе Балканид, непосредственно к югу от хр. Стара Планина, отвечающего одноименному антиклинорию, располагается цепочка узких широтно вытянутых глубоких внутригорных котловин, представляющих в тектоническом отношении плиоцен-четвертичные грабены или односторонние грабены. Ширина этих впадин не превышает 10 км, длина отдельных впадин составляет 30—70 км, а всей Забалканской системы грабенообразных впадин — не менее 250—300 км. По данным М. Йорданова и др. (1965 г.), мощность плиоценовых континентальных отложений в некоторых грабенах (Карловском) достигает 4—5 км. Эти впадины приурочены к широтной зоне выделенного Е. С. Бончевым длительного разлома, разделяющей Старопланинскую и Среднегорскую тектоническую зоны Балканид. Напомним, что последняя в позднемиоценовое время представляла собой палеорифтовую зону, которая ограничивалась с севера Забалканским разломом. Грабены Забалканской системы в западной ее части (Златицкий, Карловский, Казанлыкский) расположены четковидно, а в восточной (Сливенский, Айтосский, Хаджийский) — эшелонированно, контролируясь кулисно представляющими друг друга крутыми разрывами с поднятиями в плиоцене — квартере на 1—2 км северными крыльями, относящимися к зоне Забалканского разлома. На южных бортах впадин молодые разломы менее значительны и не повсеместны. Разломы представляют либо нормальные крутые сбросы, либо, что кажется более вероятным, учитывая кулисное расположение грабенов — сбросо-сдвиги (правосторонние?); в последнем случае Забалканская система грабенов в целом имела бы сдвиго-раздвиговую природу, подобно субпараллельным ей грабенам Мраморного моря и Северо-Эгейскому. Следует отметить, что геолого-геофизическими исследованиями восточное продолжение зоны Забалканского глубинного разлома установлено в болгарском секторе дна Черного моря, где этот разлом приобретает юго-восточное простирание и местами смещает отложения вплоть до верхов плиоцен-плейстоценовой толщи; при этом, как и в более западном, континентальном секторе отно-

сительно приподнято (по кровле эоцена — почти до 1 км) северное крыло разлома [18].

Через северную часть Малой Азии, субпараллельно южному берегу Черного моря прослеживается Северо-Анатолийский глубинный разлом, ограничивающий с юга складчатую систему Понтида. Новейшие и современные смещения в зоне этого разлома, судя по геолого-геофизическим данным (Н. Павони, А. Шенгёр и др.) и ориентировке напряжений в очагах приуроченных к ней землетрясений, представляют правосторонний сдвиг, сочетающийся на некоторых ее участках с раздвиговой составляющей. Западная часть этой зоны, называемая Северо-Эгейским разломом, имеет западно-юго-западное простирание и выражена несколькими субпараллельными и подставляющими друг друга сбросо-сдвиговыми нарушениями. К ним приурочены грабен Мраморного моря шириной до 25—30 км, глубиной более 1,5 км и длиной (включая его восточный наземный участок и западное продолжение в проливе Дарданеллы) до 450 км и кулисно подставляющий его на западе Северо-Эгейский грабен длиной более 300 км. Последний сужается и выклинивается на востоке, в зал. Сарос, а на западе расширяется до 50 км и достигает глубины до 3—3,5 км (глубина дна — до 1,5 км и общая мощность мессинских и плиоцен-четвертичных осадков не менее 2 км [146]). В поперечном сечении грабен асимметричен: наиболее опущена его южная часть, примыкающая к Спорадскому разлому. На западе Северо-Эгейский грабен и Северо-Эгейская система разломов экранируются поперечным к ним Западно-Эгейским разломом (сбросом) северо-западного простирания, представляющим юго-восточное продолжение западного краевого разлома Вардарской зоны. Этот сброс и параллельный ему более восточный Салоникский ограничивают приуроченный к Вардарской зоне молодой грабен Салоникского залива, который подходит с северо-запада к Северо-Эгейскому грабену под прямым углом. Мощность выполняющих этот широкий и глубокий грабен неоген-четвертичных континентальных и морских отложений достигает 3,5—4 км, причем даже в четвертичных осадках наблюдаются многочисленные наклонные сбросы, свидетельствующие о продолжающемся растяжении и углублении грабена [148]. Еще несколько более мелких грабенов отходят от Северо-Эгейского грабена на север к востоку от Салоникского. Южный борт Северо-Эгейского грабена (Спорадский сброс), напротив, не осложнен поперечными разрывами, что свидетельствует в пользу нарастающего к северо-востоку правостороннего смещения северного (Родопского) борта этого грабена относительно южного (Эгейского) и горизонтального растяжения южной части Родопского блока в юго-западно — северо-восточном направлении.

По мере движения к югу от Северо-Эгейского грабена в центральную и далее в южную часть Эгейского моря мы наблюдаем признаки постепенно усиливающегося раздробления и горизонтального растяжения земной коры этой области, происходившего начиная с позднего миоцена, после прекращения длительного

периода сжатия и складчато-покровных дислокаций в Эгейской области. На протяжении последних 13 млн. лет вся Эгейская область развивается и деформируется как единое целое, что позволяет нам не останавливаться здесь на вопросах ее допозднемиоценовой тектонической зональности.

Геолого-геофизические данные о приуроченности к Эгейской области крупной положительной изостатической гравинамалии, сильно сокращенной — до 30 и даже 20 км в южной части Эгейского моря (против 46 км в Греции) — мощности континентальной коры [192], высоком тепловом потоке (до $100 \cdot 10^{-5}$ — $110 \cdot 10^{-5}$ м/с, в восточной и южных частях Эгейского моря [149]) и проявлениях новейшего и современного вулканизма, свидетельствуют о приуроченности к этой области мантийного диапира, апикальная часть которого находится в южной части Эгейского моря. На протяжении миоцена область Эгейского моря испытывала интенсивное поднятие, а в ее центральной части (Цикладском архипелаге) были выведены к земной поверхности породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму и гранитизации в начале миоцена [145], и лишь в самом конце миоцена, в мессинии средиземноморские воды проникли в нее вплоть до северного побережья Эгейского моря. На протяжении плиоцена и антропогена область Эгейского моря была разбита густой сетью сбросов на множество мелких блоков — горстов и грабенов и испытывала неравномерное погружение; амплитуда его была наибольшей в южной части Эгейского моря — в широкой (100 км) рифтовой впадине Критского моря, ограниченной и осложненной продольными ступенчатыми сбросами, в которой глубины дна достигают 1,5—2 км, а мощность плиоцен-четвертичных осадков превышает местами 0,5 км. Многочисленные более мелкие угловатых очертаний грабены и горсты, ограниченные сбросами субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний, разбивают центральную часть Эгейского моря, в целом относительно мелководную (хотя и здесь имеются котловины с глубинами более 1 км). Наиболее приподнята часть Эгейского моря, расположенная непосредственно севернее впадины Критского моря, к которой приурочена выпуклая к югу дугообразная цепь действующих и потухших вулканов (на островах Милос, Сифнос, Санторин, Нисирос и др.). С запада и с востока Эгейскую впадину обрамляют горные сооружения континентальной Греции и Западной Анатолии с высотами до 2—3 км, однако и они разбиты рядом хорошо выраженных в рельефе относительно узких плиоцен-четвертичных грабенов субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний, глубоко проникающих в них со стороны Эгейской впадины. Примером их является очень глубокий (свыше 4 км, с учетом мощности осадков до 1 км, глубины дна почти до 1 км и высоты обрамляющих хребтов до 2,5 км) асимметричный ступенчатый грабен зал. Коринф, отделяющий п-ов Пелопоннес от основной части Греции [147]. Относительно приподнята также обрамляющая Эгейскую впадину с юга дуга островов Крит — Родос, однако

она разбита субмеридиональными сбросами на ряд мелких горстов и грабеннов.

Как показали детальные комплексные исследования (Кс. Ле Пишона, Ж. Анжелъе, Ж. Мерсье и др. [122, 123, 124, 186, 198 и др.], наряду с вертикальными перемещениями отдельных блоков, в тектоническом развитии Эгейской области начиная с позднего миоцена огромную роль играло общее горизонтальное расширение земной коры в ее пределах, в среднем составляющее около 33 % от первоначальной площади, но в пределах субширотной впадины Критского моря (где кора утонена до 20 км) достигающее почти по 100 % (рис. 39 и 40). Растяжение происходило в основном в южном направлении, достигая наибольшего суммарного масштаба (250 км) в субмеридиональной полосе, проходящей через среднюю часть Эгейского моря и о-ва Крит, и сильно снижаясь к западу и к востоку в Греции и Западной Турции. Таким образом, дугообразная выпуклость Критской дуги к югу возникла лишь за последние 13 млн. лет. Одновременно с субмеридиональным расширением кора северной и средней частей Эгейской области испытывала некоторое сжатие в субширотном направлении, осуществлявшееся, в частности, при правосторонних подвижках по сдвигам Северо-Эгейской зоны.

На протяжении позднего миоцена, плиоцена и антропогена направления горизонтального растяжения на территории Эгейской области несколько изменялись, а преобладавшая в целом обстановка горизонтального расширения сменялась относительно короткими фазами сжатия. Согласно Ж. Анжелъе [122], фазы сжатия имели место в тортонском веке, на рубеже миоцена и плиоцена или в раннем плиоцене и в начале антропогена* (рис. 41).

Горизонтальное расширение коры Эгейской области было связано с подъемом мантийного диапира и асимметричным расположением его верхней части и кровли (т. е. земной коры) в южном направлении и надвиганием ее выпуклого к югу края на погруженную северную окраину Африканского литосферного блока — Восточно-Средиземноморскую впадину. Фронт с этого надвигания на земной поверхности выражен окаймляющей Критскую островную дугу с юга сложно построенной зоной Эллинского желоба, а на глубине — наклонной к северу фокальной зоной промежуточных землетрясений, уходящей под южную часть Эгейской впадины до глубин 150—180 км [152]. В самом Эллинском глубоководном желобе детальными батиметрическими исследованиями и наблюдениями с подводных управляемых аппаратов [177, 185, 186] установлены структуры сжатия в осадочном чехле внешнего склона желоба и структуры растяжения — на его внутреннем склоне.

* Некоторые исследователи [180] высказывают сомнение в существовании коротких эпизодов общего сжатия в Эгейской области и считают, что контрастные дислокации, послужившие основанием для установления фаз сжатия, в действительности объясняются местными причинами.

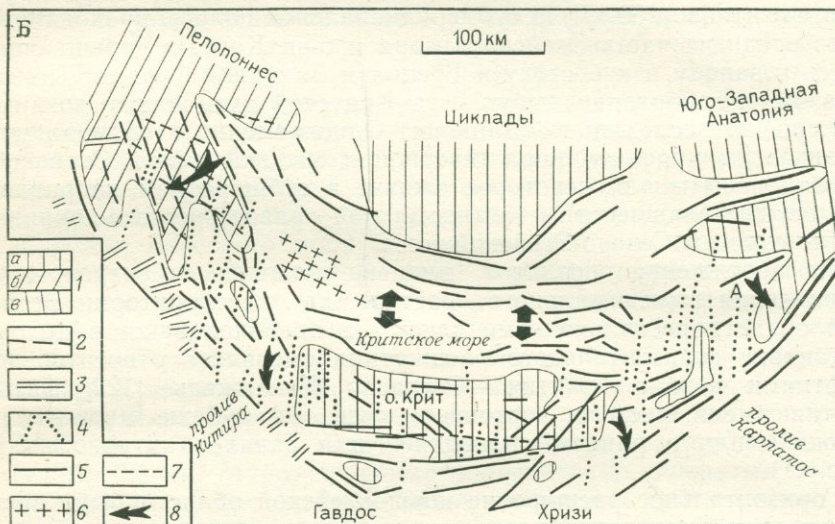
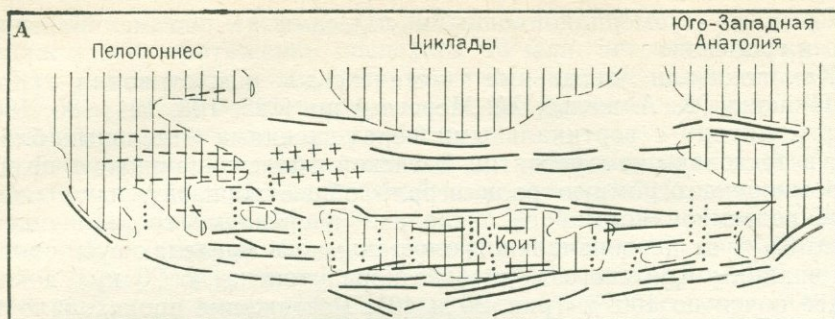


Рис. 39. Горизонтальные деформации и сеть нормальных сбросов в Южно-Эгейской области. По Ж. Анжелье и др. (1982 г.)

А — перед началом расширения 13 млн. лет назад; Б — в настоящее время. 1 — относительно мало деформированные области (а, б, в) Пелопоннеса, Крита, Юго-Западной Анатолии и Цикладского архипелага в Эгейском море; 2 — новая продольная система сбросов Пелопоннеса; 3 — поперечные сбросы Ионической окраины; 4 — косо-поперечная система сбросов; 5 — постоянная продольная система сбросов Критского моря и Критской дуги; 6 — доплиоценовые сбросы западной части Критского моря; 7 — древняя продольная система сбросов Пелопоннеса; 8 — направление горизонтальных смещений

Верхняя часть осадочного чехла не подвергается субдукции, но скорее коробится перед фронтом коллизии (т. е. желобом), что приводит к формированию Восточно-Средиземноморского валообразного поднятия к югу от него. Своеобразной особенностью зоны Эллинского желоба является ее распадение на ряде участков на несколько частных желобов, субпараллельных или диагональных к общей дугообразной конфигурации этой зоны. Формирование зоны Эллинского желоба и деформации, происходившие в ней в плиоцене и антропогене, в целом являются результатом взаимо-

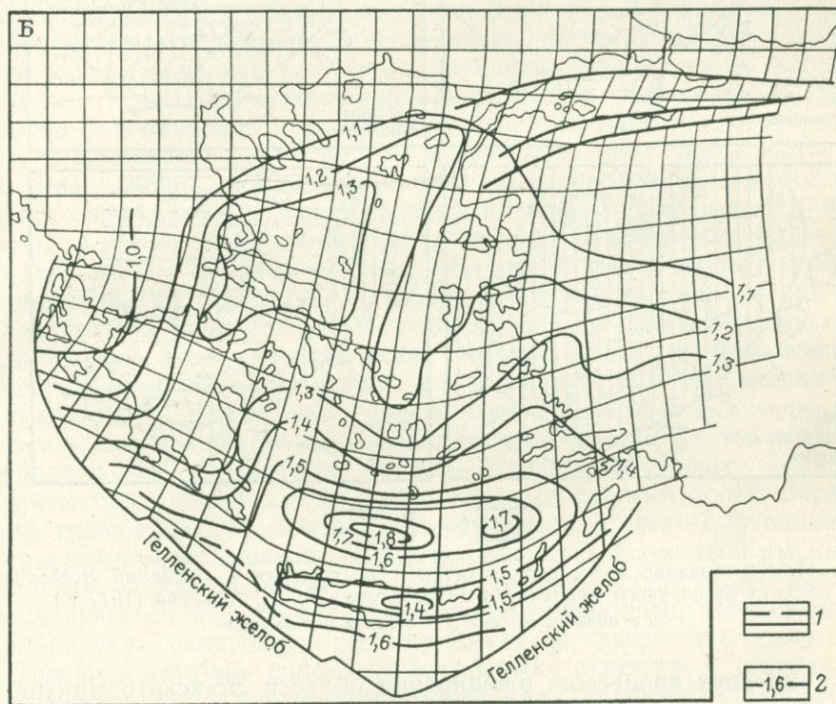
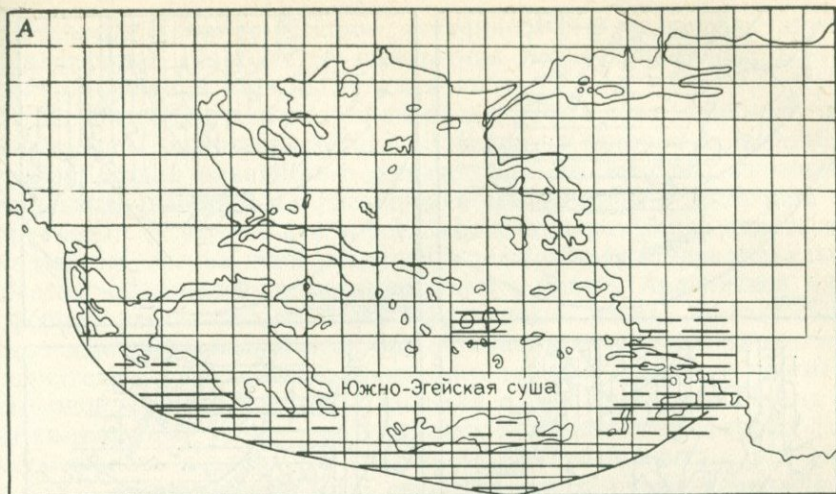


Рис. 40. Реконструкция конфигурации Эгейской области перед началом расширения, сопряженного с субдукцией в Гелленском желобе (13 млн. лет назад) — А и результат горизонтальных деформаций на современный момент — Б. По Ж. Анжелье и Кс. Ле Пишону (1980 г.), с изменениями согласно Ж. Анжелье и др. (1982 г.)

1 — морской плиоцен; 2 — изолинии коэффициента расширения

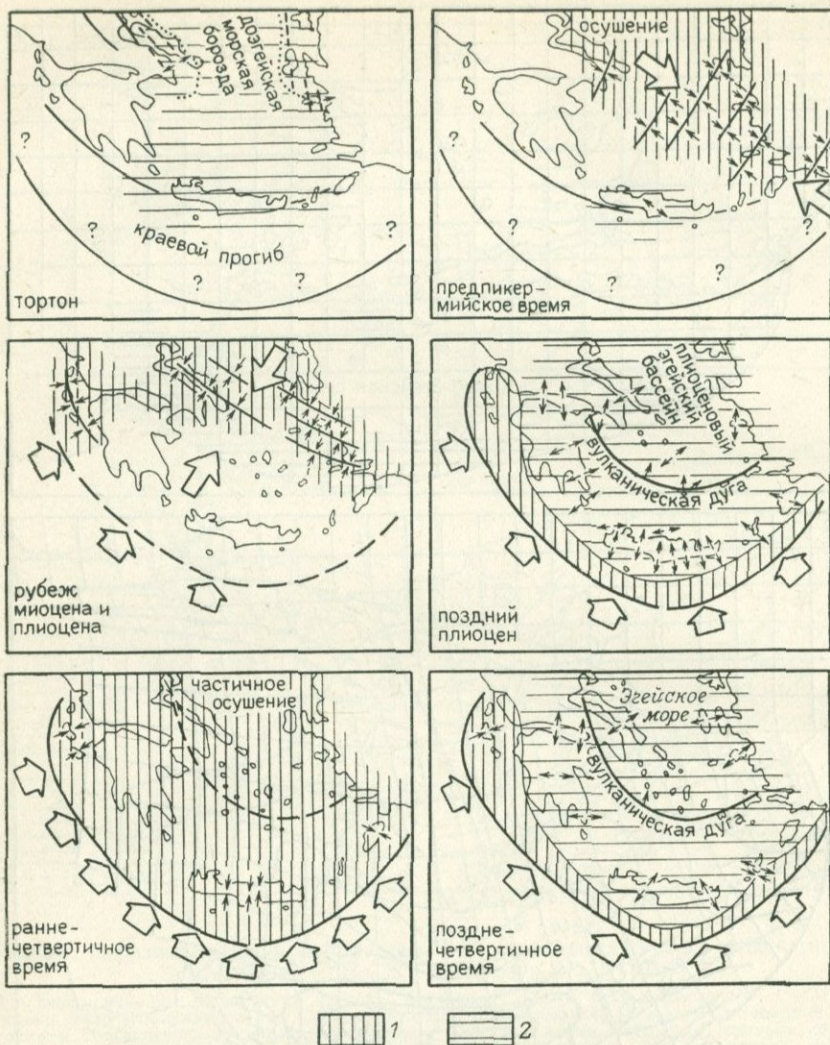


Рис. 41. Чередование обстановок сжатия и растяжения в эволюции Эгейской области от позднего миоцена до антропогена. По Ж. Анжелье (1977 г.)

1 — области сжатия; 2 — области растяжения

действия двух процессов: расширения области Эгейского мантийного диапира к югу и периодически усиливавшегося относительного перемещения Африканской литосферной плиты в северо-восточном направлении (благодаря чему в восточной части зоны Эллинского желоба, имеющей северо-восточное простирание, происходят сдвиговые деформации). Приведенные выше данные о развитии процессов растяжения и формирования рифтогенных структур в хорошо изученной Эгейской области имеют важное

значение для интерпретации тектонического развития других, аналогичных ей областей проявления позднекайнозойского мантийного диапиризма в Альпийском поясе.

Центрально-анатолийский сегмент занимает промежуточное положение между Эгейским, в котором в позднеорогенной стадии альпийского цикла, как мы видели, произошло сильное горизонтальное расширение земной коры в долготном направлении (к югу) и некоторое сжатие в широтном, и кавказским сегментом, где на этой стадии продолжалось субмеридиональное сжатие, обусловленное перемещением к северу Аравийской литосферной глыбы относительно Африканской вдоль Левантинской левосдвиговой зоны. В этой общей кинематической ситуации кора значительной части центрально-анатолийского сегмента, кроме ее северной, Понтийской зоны, начиная с позднего миоцена, как бы отжималась от Кавказского участка коллизии литосферных плит и смещалась к западу, в сторону эгейского сегмента. Эти латеральные перемещения масс осуществлялись путем подвигек по системе различно ориентированных сдвигов, рассекавших кору Центрально-Анатолийского сегмента на ряд блоков [216]. Главными из них являлись уже упоминавшийся субширотный Северо-Анатолийский правосторонний сдвиг [215] и левосторонний Восточно-Анатолийский юго-западного простираения на юго-востоке [174]. Сближаясь друг с другом и, возможно, соединяясь восточнее г. Эрзинджана, они ограничивают выклинивающийся к востоку Анатолийский блок, испытывавший на протяжении позднего миоцена и антропогена общее относительное перемещение к западу и юго-западу. В свою очередь, Анатолийский блок был разбит рядом других разломов сдвигового и сбросового типа на ряд более мелких блоков, несколько смещавшихся один относительно другого. В этой кинематической картине новейшие рифтогенные структуры растяжения играют подчиненную роль. Они выражены рядом узких щелевидных грабенов, возникавших в сдвиговых зонах в связи с локальным появлением на отдельных их участках раздвиговой компоненты (рифты сдвига-раздвигового типа), а также почти перпендикулярными главным сдвигам более широкими грабенами юго-западного простираения. Северо-Анатолийская правосдвиговая зона общей протяженностью более 1200 км имеет в своей восточной части западно-северо-западное простираение, сменяющееся в западной части юго-юго-западным. Она отделяет альпийскую складчатую систему Понта на севере от сложно построенной системы складчато-покровных структур и (срединных массивов) Анатолии на юге. Суммарная амплитуда сдвигового смещения в этой зоне оценивается в 85 км [215]. Судя по геоморфологическим данным и приуроченности к ней очагов многочисленных землетрясений, сопровождавшихся горизонтальными смещениями блоков, она сохраняет свою активность. На ряде участков в этой зоне присутствуют очень узкие (не более 5—10 км), но глубокие щелевидные грабены сдвига-раздвигового типа, приуроченные к участкам, где эта зона выражена несколькими тесно

сближенными, кулисно расположенными разломами (в районе Эрзинджана, долинах рек Келькит и Деврез и др.).

Зона Восточно-Анатолийского левого сдвига служит северным продолжением Левантинской сдвиговой зоны и косо пересекает в северо-восточном направлении складчато-покровное сооружение Восточного Тавра. В ней также выявлены узкие грабены раздвиго-сдвигового типа, в частности, в районе оз. Хазар [174]. Несколько западнее складчатую систему Тавра пересекает другая Эджемишчайская левосдвиговая зона юго-юго-западного простирания, с амплитудой горизонтального смещения около 40 км, возможно, соединяющаяся на северо-востоке с Восточно-Анатолийской. К ней также приурочены очень узкий, щелевидный грабен сдвига-раздвигового типа («Эджемишчайский коридор»). От северного участка этой зоны в районе г. Кайсери отходит в юго-западном направлении еще один крупный разлом, к которому приурочена цепь крупных плиоценовых и четвертичных андезитовых и базальтовых вулканов (Эрджиясдаг, Карадаг и др.), «сидящих» на пьедестале из позднемиоценовых игнибритовых покровов [63]. В свою очередь, к этому разлому подходит с северо-запада, упираясь в него, ряд плиоцен-четвертичных грабенов (Туз, Конья и др.); к сбросовым ограничениям некоторых из них также приурочены центры новейших извержений.

Восточный сектор Альпийского пояса (от кавказского сегмента до гималайско-тибетского) по особенностям тектонического развития и кинематике движений на позднеорогенной стадии альпийского цикла и соответственно — по характеру новейших, т. е. плиоцен-четвертичных структур резко отличается от его западного, собственно Средиземноморского сектора [60]: если в западном секторе коллизия Африканской литосферной глыбы с западной частью Евразийской и соответственно формирование обусловленных ею складчато-надвиговых и покровных структур в основном закончились в миоцене, то в восточном секторе пояса относительное перемещение к северо-северо-востоку Аравийской и Индостанской литосферных глыб и их сближение с Евразийской продолжались в плиоцене и антропогене и соответственно продолжалось общее сжатие проторогенного пояса и связанные с ним складчато-надвиговые и сдвиговые деформации, а также получили значительное развитие раздвиговые деформации в направлении, поперечном к общему сжатию пояса, приведшие к формированию своеобразных рифтогенных структур коллизионного типа, вулканоактивных разломов и трещин, простирающихся параллельно основному направлению горизонтального сжатия.

Аравийский литосферный блок, обрамляющий западную часть кавказско-гималайского сектора Средиземноморского пояса с юга, ограничен с запада крупнейшей субмеридиональной Левантинской зоной позднекайнозойских левосдвиговых дислокаций (см. главу 7), вдоль которой этот блок только за плиоцен-четвертичное время переместился к северу относительно Африканского блока на 35—40 км (общее же перемещение составило более

100 км). На своем северном продолжении, в южной части Средиземноморского пояса единая сдвиговая зона распадается на несколько более мелких сдвиговых зон.

На востоке кавказско-гималайский сектор ограничивается системой субмеридиональных правых сдвигов с крупноамплитудными плиоцен-четвертичными горизонтальными смещениями, параллельных долготным участкам долин Меконга и Янцзы.

В свою очередь, кавказско-гималайский сектор Средиземноморского пояса подразделяется на два подсектора, граничащих на юге соответственно с Аравийской и Индостанской литосферными глыбами. Западные участки каждого из них — Северо-Аравийский и Пенджабский — наиболее выдвинуты к северу и относительно сближены с южным краем Евразийской глыбы, а прилегающие к ним сегменты Средиземноморского пояса — соответственно кавказский и памиро-кашмирский — подвергались на позднеорогенной стадии относительно наибольшему горизонтальному сжатию; во внутренних же зонах смежных с ними сегментов происходило латеральное перемещение вещества литосферы в стороны тех участков Средиземноморского пояса, которые испытывали относительно меньшее сжатие: в анатолийском сегменте — к западу, в иранском — к востоку-юго-востоку, в афгано-пакистанском — к западу-юго-западу и гималайско-тибетском — к востоку-юго-востоку. Возникновению области ослабленного сжатия (т. е. относительного растяжения) в юго-восточной части иранского сегмента и смежной с ним юго-западной части афгано-пакистанского благоприятствовало также то обстоятельство, что векторы относительного перемещения Аравийской и Индостанской литосферных глыб на позднеорогенной стадии (направленные соответственно почти меридионально и к северо-северо-востоку) не совсем совпадают и образуют друг с другом раскрывающийся к северо-северо-востоку острый угол. Примечательно, что к этой области приурочены крупнейшие районы плиоцен-четвертичного вулканизма Среднего Востока — Лутский, Базманский, Тафтанский, Кох-и-Султанский и Южно-Афганский.

Кавказский сегмент на позднеорогенной стадии альпийского цикла, начавшейся здесь около 10 млн. лет назад, в позднем сармате, характеризовался резким усилением тектонических деформаций, а также наземного вулканизма по сравнению с раннеорогенной стадией [58]. Новейшие тектонические движения проявились в этом сегменте в формах интенсивного роста продольных сводово-глыбовых сооружений (мегантклинориев Большого Кавказа, Малого Кавказа с его западным и восточным продолжениями в смежных районах Турции и Ирана и Армянского или Восточного Тавра), глубокого погружения краевых (Терско-Каспийский и др.) и межгорных прогибов (Куринский и др.). В этих молассовых прогибах и отчасти в периферических зонах мегантклинориев в самом конце миоцена и в конце плиоцена — начале плейстоцена проявились две фазы складчато-надвиговых дислокаций, вызванных, очевидно, импульсами общего горизонтального

сжатия кавказского сегмента. Кроме того, на протяжении позднеорогенной стадии на территории кавказского сегмента имели место мощные проявления субаэрального вулканизма, значительно превосходящие по своей интенсивности и общему объему продуктов извержений (около 37 тыс. км³) все остальные сегменты Средиземноморского пояса *. Наиболее значительные извержения происходили в позднем миоцене, примерно вдвое меньшие по общему объему вулканитов — в позднем плиоцене и сравнительно небольшие, хотя и неоднократные, — в плейстоцене и голоцене [63]. Главная доля вулканитов приурочена к области Армянского нагорья, охватывающей большую часть Малого Кавказа и смежные районы Восточной Турции, и значительно меньшая — к различным продольным зонам сооружения Большого Кавказа. В то же время подавляющая часть новейших вулканических образований Армянского нагорья и все вулканиты Закавказской межгорной зоны, Большого Кавказа и Предкавказья приурочены к субмеридиональной полосе Транскавказского поперечного поднятия, которая пересекает все продольные тектонические зоны кавказского сегмента и вместе с тем лежит на непосредственном северном продолжении Африкано-Аравийского рифтового пояса, играя роль его своеобразного северного окончания [60, 63].

На раннеорогенной стадии развития кавказского сегмента (поздний эоцен — начало позднего миоцена), когда в пределах многих альпийских геосинклинальных прогибов происходили интенсивные складчато-надвиговые деформации, а в ряде зон Малого Кавказа — становление интрузивных тел преимущественно гранитоидного состава, структуры рифтового типа не формировались или, во всяком случае, пока не установлены. Ничтожны по суммарному объему и локальны по распространению и проявления раннеорогенного вулканизма, известные в некоторых районах Малого Кавказа.

Роль проявлений рифтообразования на позднеорогенной стадии развития кавказского сегмента пока недостаточно выяснена, поскольку ряд рифтогенных структур может быть скрыт под покровами субаэральных вулканитов позднемиоценового и плиоценового возраста. Однако несомненно, что многие из активных на новейшей стадии узких грабенов, ступенчатых сбросов и линейных зон повышенной проницаемости, контролирующих размещение вулканических центров, имеющих «антикавказские», т. е. субмеридиональное, северо-северо-восточное и северо-восточное простирания, представляют собой структуры рифтового типа. Они возникли или активизировались в конце миоцена, плиоцене и антропогене в условиях продолжавшегося на позднеорогенной стадии общего горизонтального сжатия литосферы кавказского

* Суммарный объем продуктов вулканизма во всем Средиземноморском поясе на раннеорогенной стадии оценивается в 40—45 тыс. км³, а на позднеорогенной — в 80 тыс. км³ (из них 46 % приходится на кавказский сегмент), а на протяжении всего орогенного этапа альпийского цикла — в 120—125 тыс. км³ [60].

сегмента в субмеридиональном (северо-северо-восточном) направлении и сопряженного с ним очень слабого относительного расширения в поперечном к нему (западно-северо-западном — восточно-юго-восточном) направлении, которое проявилось главным образом в широкой полосе Транскавказского поперечного поднятия, испытавшей на позднеорогенной стадии общее пологосводное воздымание. Многие из новейших поперечных структур, связанных с растяжением, хорошо известны [58]. К ним принадлежат, в частности, долготно вытянутые скрытые разломы и зоны глубоких трещин растяжения, контролировавшие вулканические извержения и увенчанные цепями позднемиоценовых, плейстоценовых и голоценовых вулканов Малого Кавказа — на Гегамском, Джавахетском валообразных вулканических нагорьях, в Абул-Самсарском хребте и др. К югу от двух последних вулканоактивных зон располагаются огромные позднеплиоцен-четвертичные вулканические сооружения Арагац, Арарат, Тендурек, возможно, контролируемые единой зоной глубинного разлома, на большей части своего протяжения замаскированной новейшими вулканитами и осадками. Параллельно Гегамскому вулкано-контролирующему разлому вдоль восточного края одноименного сводового поднятия располагается ряд прекрасно выраженных в рельефе четвертичных односторонних грабенов и горстов, разделенных меридиональными сбросами, а к востоку от них — треугольная в плане внутригорная грабен-синклинальная впадина Большого Севана, переходящая к северо-западу в плиоцен-четвертичный грабен Малого Севана [58].

В отличие от этих зон вулканоактивных разломов, Кельбаджарская раздвиговая зона северо-северо-восточного простираения, пересекающая Севанский синклиниорий в осевой части Малого Кавказа, к юго-востоку от оз. Севан хорошо обнажена, так как первоначально перекрывавшие ее мощные верхнемиоценовые вулканические образования в долине верховьев р. Тертер были уничтожены глубокой эрозией этой реки. Э. Ш. Шихалибеги и Г. И. Аллахвердиевым (1968 г.) и Г. Л. Аслановым (1973 г.) здесь обнаружена Кельбаджарская мульда северо-восточного простираения, выполненная сильно дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями эоцена (до 3 км) и несогласно перекрывающими их полого залегающими толщами пирокластолитов и лав липаритового, дацитового и андезитового состава позднемиоценового и, возможно, частично раннеплиоценового возраста (до 1—1,5 км). К осевой части Кельбаджарской мульды, в основном образовавшейся, по-видимому, в конце эоцена—олигоцена, приурочен наложенный ступенчатый вулкано-тектонический Верхнетертерский грабен северо-северо-восточного простираения длиной более 30 км, шириной до 10—15 км и относительной глубиной в его осевой зоне до 1,5 км, ограниченный и осложненный круто падающими сбросами. Формирование грабена, несомненно, происходило одновременно с позднемиоценовыми извержениями, так как наиболее просевшая осевая зона грабена густо пронизана бесчисленными

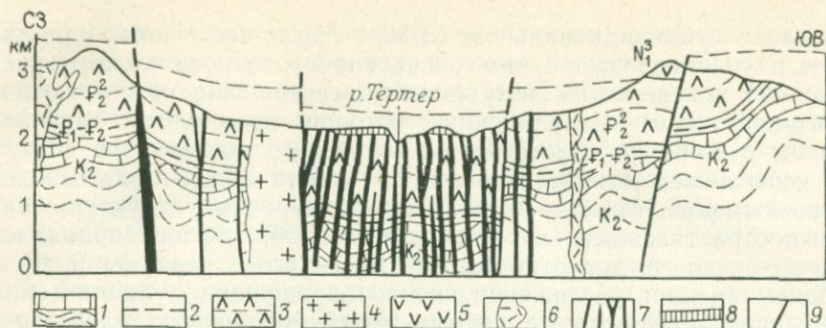


Рис. 42. Геологический разрез Верхнетертерского грабена на Малом Кавказе. По Г. И. Аллахвердиеву (1968 г.), с изменениями

1 — верхний мел; 2 — палеоцен — нижний эоцен; 3 — средний эоцен; 4 — гипабиссальные интрузии верхнего эоцена; 5—7 — верхний миоцен (5 — наземная вулканогенная серия, 6 — экструзии липаритов, 7 — дайки липаритов, дацитов, андезитов); 8 — плейстоценовые андезито-базальты; 9 — сбросы. Вертикальный масштаб увеличен

вертикальными и круто падающими липаритовыми и дацитовыми дайками того же, что и сбросы северо-северо-восточного простиранья, по-видимому, являвшимися подводящими каналами для извержений (рис. 42). Мощность отдельных даек колеблется от 0,5 до 10 м, а плотность их размещения настолько велика, что на некоторых участках грабена они преобладают по суммарной мощности над вмещающими породами. Таким образом, общая амплитуда раздвига только в осевой 5-километровой зоне Верхнетертерского грабена, заполненной дайками кислых вулканитов, составляет, вероятно, не менее 1—2 км. Подвижки по сбросам, ограничивающим и пересекающим грабен, возможно, продолжались вплоть до антропогена. К оси его приурочено русло р. Тертер, заполненное мощным потоком плейстоценовых андезитобазальтовых лав. Здесь же находятся многочисленные углекислые минеральные источники, в том числе мощные источники термоминеральных вод карлововарского типа, послужившие базой для создания бальнеологического курорта Истису. На юго-западном продолжении этой зоны разломов расположены аналогичные источники курорта Джермук. Примечательно, что Верхнетертерский грабен не продолжается к северо-востоку за пределы Севанской зоны, предохраняясь разломом сдвигового типа северо-западного простиранья.

Можно предполагать, что неотектонические грабены, подобные Верхнетертерскому, скрываются под новейшим вулканическим чехлом многих районов Армянского нагорья. В частности, к аналогичному ему молодому грабену также северо-северо-восточного простиранья, частично замаскированному потоками, покровами и экструзивными телами позднелиценных и четвертичных лав, по-видимому, приурочена долина р. Раздан к западу от оз. Севан.

В северо-восточной, Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа, не охваченной неоген-четвертичным вулканизмом, также из-

вестны поперечные впадины и грабены северо-северо-восточного и северо-восточного простираения, возникшие или подновленные на позднеорогенной стадии, например, лежащий на северо-восточном продолжении Разданского Агстевский грабен и Нижнеарксинская впадина. Примечательно, что последняя лежит строго на северо-восточном продолжении Пальмирской авлакогеосинклинальной зоны и, как предполагают некоторые исследователи (В. П. Поникаров и др.), контролируется единой с ней Пальмиро-Апшеронской зоной глубинного разлома.

Крупная зона Казбек-Цхинвальского глубинного разлома протяженностью более 300 км, пересекающая северную часть Малого Кавказа, Закавказскую межгорную депрессию, Большой Кавказ и южную часть Терского краевого прогиба от Ахалцихе на юго-западе до Грозного на северо-восток, была обнаружена автором [58] и впоследствии подтверждена при анализе космических изображений Кавказа. На ряде участков к этой зоне приурочены вулканические центры неогенового, плейстоценового и голоценового возраста, а также отдельные участки речных долин Куры и Терека. Приуроченный к ней отрезок долины р. Терек между поселками Коби и Казбеги обнаруживает явно аномальные для пересекаемой им высокогорной части Кавказа геоморфологические особенности — значительную ширину поймы, очень пологий уклон продольного профиля русла и огромную мощность (до 400—500 м) погребенных под ним плейстоценовых и голоценовых речных, озерных и флювиогляциальных отложений. К днищу и бортам долины Терека на этом участке приурочены крупный плейстоценовый вулкан Кабарджин, испытавший вулканотектоническое проседание, и ряд мелких эффузивных и эксплозивных центров четвертичных извержений [63]. Все сказанное позволяет предполагать, что данный участок долины Терека представляет собой узкий (щелевидный) плейстоценовый грабен, имеющий вулканотектоническую природу. Приуроченность центров мощных четвертичных извержений к долинам крупных рек на северном склоне Центрального Кавказа установлена также в долинах Баксана и Чегема.

Западнее Казбек-Цхинвальского разлома, в осевой зоне Транскавказского поперечного поднятия на северном склоне Центрального Кавказа находится небольшая Верхнечегемская брахисинклинальная впадина с осью северо-северо-восточного простираения, ограниченная ступенчатыми субмеридиональными и субширотными сбросами в домезозойском фундаменте. Верхнечегемская впадина возникла в позднем плиоцене в процессе мощного извержения липаритовых туфолов, сопровождавшегося глубоким (до 2—2,5 км) вулканотектоническим проседанием ее фундамента. Вулканотектонические впадины того же возраста выявлены также к западу (под вулканом Эльбрус) и к северу от Верхнечегемской (Нижнечегемская впадина). От массива Эльбрус в сторону Минераловодской поперечной перемычки простирается зона развития глубоких трещин растяжения северо-северо-восточного про-

стирания, контролирующая размещение позднемиоценовых лакколитов Пятигорья и пути подъема к поверхности глубинной углекислоты в Минераловодском районе. К этой зоне приурочен узкий Ессентукский микрограбен северо-северо-восточного простирания, с которым связано крупное одноименное месторождение минеральных вод.

Полоса Транскавказского поперечного поднятия характеризуется повышенной величиной теплового потока, приуроченностью к ней значительного долготно вытянутого регионального максимума изостатических аномалий и области относительно разуплотненной верхней мантии; это позволяет предполагать существование под ней развивающегося обширного глубинного астенолита, представляющего северное окончание грандиозной субмеридиональной зоны мантийного диапиризма, контролировавшей развитие Африкано-Аравийского рифтового пояса [60]. Под отдельными участками этой зоны в пределах сооружения Большого Кавказа установлены участки пониженных скоростей и разуплотнения вещества внутри коры, которые могут указывать на наличие анатектических магматических очагов, в частности, под Эльбрусской вулканической областью, характеризующейся извержениями продуктов липаритового и дацитового состава. Такие участки существуют, вероятно, и на Малом Кавказе (например, под вулканическим массивом Арагац, где неоднократно происходили извержения игнимбритов). Вместе с тем, в полосе Транскавказского поднятия на Малом Кавказе (на Ахалкалакском нагорье и Приереванском районе) в начале позднего плицена приоткрывались глубокие субмеридиональные трещины, рассекавшие всю кору и обеспечивавшие доступ к поверхности недифференцированным долеритовым базальтам, поднимавшимся из магматических очагов в верхней мантии.

В целом проявления горизонтального растяжения (в субширотном и западно-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении) на протяжении позднеорогенной стадии играли в кавказском сегменте подчиненную роль по сравнению с проявлениями сводово-глыбового коробления коры и складчато-надвиговыми деформациями в депрессионных зонах, обусловленными продолжающимся общим субмеридиональным сжатием, но генетически были тесно связаны с ними.

Иранский сегмент Средиземноморского альпийского пояса по своей позиции на восточном фланге одного из участков наиболее интенсивной коллизии литосферных глыб Евразии и Гондваны и общему сужению этого пояса в направлении подобного участка несколько напоминает рассматриваемые дальше афганский и гималайско-тибетский сегменты (рис. 43). Вместе с тем значительное своеобразие общей структуры иранского сегмента и кинематике позднекайнозойских тектонических движений в нем придает наличие в его восточной части обширного долготно вытянутого «жесткого» Лутского срединного массива, играющего как бы роль «распорки», препятствующей сильному сближению

Аравийской и Евразийской плит. Явные позднеорогенные структуры рифтового типа в иранском сегменте пока не выявлены, однако на ряде участков можно предполагать сдвиговый и сдвиго-раздвиговой характер новейших деформаций, а формирование ряда вулканических сооружений, вероятно, происходило в обстановке некоторого растяжения.

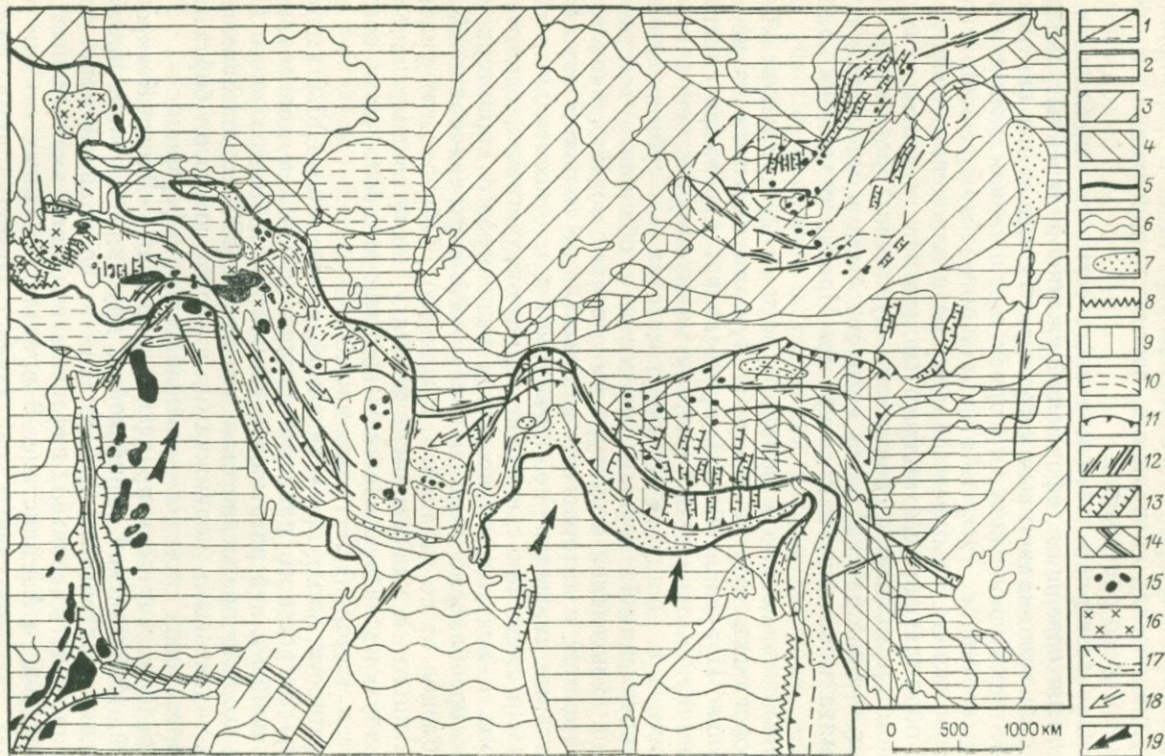
Южная и северная части иранского сегмента выражены зонами развития новейших деформаций сжатия и линейных складчатых и складчато-надвиговых структур. На юге — это внутренняя зона Месопотамского краевого прогиба и широкая внешняя зона Загроса, на севере — веерообразное в поперечном сечении складчатое сооружение Эльбурса, надвинутое в плиоцене к северу и к югу на обрамляющие его молассовые прогибы, и лежащее на его восточном продолжении сооружение Туркмено-Хоросанских гор, северная — Копетдагская зона которого была в миоцене и плиоцене смята и надвинута к северу на Предкопетдагский краевой прогиб.

Расположенная между зоной Загроса на юге, Эльбурса-Туркмено-Хоросанских гор на севере и Лутским массивом на востоке Центрально-Иранская область представляет в рельефе сочетание различно ориентированных (вытянутых преимущественно в юго-восточном, а к западу от Лутского массива — в субмеридиональном направлениях) горных массивов и обширных бессточных котловин. В новейшей структуре им отвечает мозаика блоков, которые в неогене и антропогене испытывали не только контрастные вертикальные движения, но, по-видимому, и относительные горизонтальные смещения сдвигового, сдвиго-надвигового, сдвиго-раздвигового, а местами, возможно, и раздвигового характера, при которых преобладало перемещение всей внутреннеиранской системы блоков от ее западного, суженного (Тебризского) участка, прилегающего к кавказскому сегменту, испытывавшему наиболее интенсивную коллизию, в общем восточно-юго-восточном направлении, т. е. в сторону Лутского массива.

В частности, вдоль прямолинейной, вытянутой на 1500 км зоны Главного Загросского разлома и параллельных и диагональных по отношению к ней разрывов в южной части Центрального Ирана происходили правосдвиговые смещения [226], сочетавшиеся со взбросо-надвиговыми подвижками, а вдоль южного борта Эльбурс-Хоросанской системы — левосдвиговые деформации.

В пределах внутреннеиранских депрессий — Деште-Кевирской, Кумской, Исфаганской, Урийской и других, возможно, преобладали сдвиго-раздвиговые деформации и, по крайней мере, часть их представляет, вероятно, рифтовые впадины, аналогичные Бамианской зоне в Афганистане. В пределах смежных с ними поднятых участков сдвиги сочетались с деформациями сжатия.

Структура фанерозойских отложений в пределах поднятий и особенно впадин Центрального Ирана существенно осложнена также присутствием в их разрезе мощных соленосных толщ вендского, мезозойского, палеогенового и миоценового возраста, кото-



рое обусловило дисгармонию в деформациях различных стратиграфических комплексов и проявилось в формировании многочисленных диапировых структур. Крупнейшие вулканические массивы позднемиоценового и плиоцен-четвертичного возраста в северо-западной части Ирана — Савалан и Сахенд вместе с сателлитами последнего, по-видимому, приурочены к зоне растяжения северо-восточного простирания, параллельной ряду отмеченных выше молодых грабенообразных зон Малого Кавказа.

Другие районы новейшего вулканизма Центрального и Юго-Восточного Ирана, расположенные близ г. Биджар, южнее г. Иезд и Базманский — приурочены к продольным зонам новейших поднятий, в основном наследующим палеогеновый вулканоплутонический пояс Урмия — Дохтар, и контролируются рассекающими их поперечными и диагональными сдвиго-раздвиговыми нарушениями. С позиций концепции тектоники плит новейший вулканизм Ирана связан с продолжающейся коллизией плит, и в частности, субдукцией Аравийской плиты.

Многочисленные вулканические покровы и центры извержений неогенового и четвертичного возраста располагаются в северной части Лутского массива, тяготеют к пересекающим его крутым разломам и трещинам северо-западного и северо-восточного простирания.

Тектоническое развитие афгано-пакистанского сегмента на орогенном этапе альпийского цикла протекало в условиях преобладающего горизонтального сжатия земной коры, очевидно, связанного со сближением Евразийского континентального блока (литосферной плиты) с Аравийским и Индостанским. Как и в двух более западных сегментах, оно не закончилось на раннеорогенной стадии и продолжалось в позднеорогенной. С этим связано широкое развитие плиоцен-антропогеновых складчато-надвиговых деформаций в юго-восточных зонах рассматриваемого сегмента — внешней зоне Белуджистанской, или Сулейман-Киртарской

Рис. 43. Кинематика тектонических движений на позднеорогенной стадии развития центральной и восточной частей альпийского Средиземноморского пояса и смежных тектонических областей Азии и положение позднекайнозойских раздвиговых и раздвиго-сдвиговых рифтовых зон

1 — древние платформы и области их перикратонных опусканий; 2 — метаплатформенные области; 3 — области Урало-Монгольского, Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов, в основном закончившие геосинклинальное развитие в конце палеозоя; 4 — то же, в мезозое (области древне- и позднелиммерийской складчатости), включая средние массивы; 5 — альпийский Средиземноморский эпигеосинклинальный орогенный пояс; 6 — океанические впадины; 7 — краевые прогибы и внутренние впадины в альпийском поясе и глубокие позднекайнозойские континентальные впадины вне его; 8 — глубоководные желоба; 9 — области интенсивного позднекайнозойского воздымания (горообразования); 10 — зоны горизонтального сжатия и складкообразования; 11 — активные разломы надвигового типа; 12 — то же, сдвигового и сдвиго-раздвигового типа; 13 — зоны растяжения (грабены) и сбросы на континентальной коре; 14 — зоны активного спрединга и внутриокеанические рифтовые пояса; 15 — районы проявлений позднекайнозойского вулканизма; 16 — активно развивающиеся мантийные диапиры в Средиземноморском поясе; 17 — контуры Монголо-Байкальской области аномальной верхней мантии и ее апикальной части; 18 — направления горизонтального перемещения блоков коры; 19 — основные направления перемещения Аравийской и Индостанской плит относительно Евразийской, контролирующее сжатие в Средиземноморском поясе и в некоторых зонах Евразийской литосферной плиты

складчатой системы и прилегающих к ней с юго-востока краевых прогибах. Вместе с тем, в позднекайнозойском структурном плане этого сегмента четко выделяются два субсегмента, отличных по кинематике новейших движений, которые прилегают на юге соответственно к Аравийскому и Индостанскому литосферным блокам. Их разделяет крупнейшая Чаман-Мукурская зона разломов северо-северо-восточного простираения, развивавшаяся в поздем кайнозое как левосторонний сдвиг с общей амплитудой до 200 км, в том числе до 50 км в течение последних 2 млн. лет [139]*. Этот сдвиг обусловлен большей скоростью относительного перемещения к северу Индостанского литосферного блока по сравнению с восточной частью Аравийского, благодаря чему западная часть афгано-пакистанского сегмента испытывала в орогенном этапе альпийского цикла значительно меньшее сжатие, чем его восточная часть, включающая Сулейман-Киртарскую складчатую систему, Катавазский тыльный прогиб и Кабульский блок.

В западной части афгано-пакистанского сегмента плиоцен-четвертичные деформации сжатия проявились лишь в самой южной, Макранской зоне, тогда как в более северных районах формировались обширные наложенные впадины (Хамун-и-Машкел, Сейстан) и глыбовые и сводово-глыбовые поднятия — Часайское, Центрально-Афганское, Банди-Туркестанское, в пределах которых или между которыми формировались отдельные грабенообразные структуры и даже целые системы грабенов.

Наиболее крупная Бамианская (Герат-Бамианская) система позднекайнозойских грабенов [89] приурочена к зоне субширотного Гиндукушского или Герирудского глубинного разлома, разделяющего Центрально-Афганский и Банди-Туркестанский мегаблоки (рис. 44). Согласно представлениям И. М. Сборщикова и др. [85, 86, 87], В. И. Дронова и Ш. Абдуллы [25], в зоне разлома в неоген-четвертичное время происходили правосторонние сдвиговые смещения, что доказывается особенностями структурного рисунка разрывов, оперяющих Главный Гиндукушский разлом, и характером смещений в плане речных русел в зоне последнего. Ограниченный Гиндукушским правым сдвигом с севера и Чаманским левым сдвигом с юго-востока Центрально-Афганский мегаблок испытал, таким образом, относительное горизонтальное перемещение в западно-юго-западном направлении, как бы «выжимаясь» в сторону меньшего сжатия в связи с интенсивным сближением Индостанской и Евразийской литосферных плит.

Бамианская система грабенов простирается с запада на восток более чем на 1000 км и представляет своеобразную позднеороген-

* Юго-западным продолжением Чаманского сдвига в северо-западной части Индийского океана служит зона крупного трансформного разлома Оуэн, отделяющего самый западный участок Аравийско-Индийского внутриокеанического рифтового хребта (хр. Шаба) от его центрального участка, отличающегося значительно большей скоростью спрединга в неоген-четвертичное время.

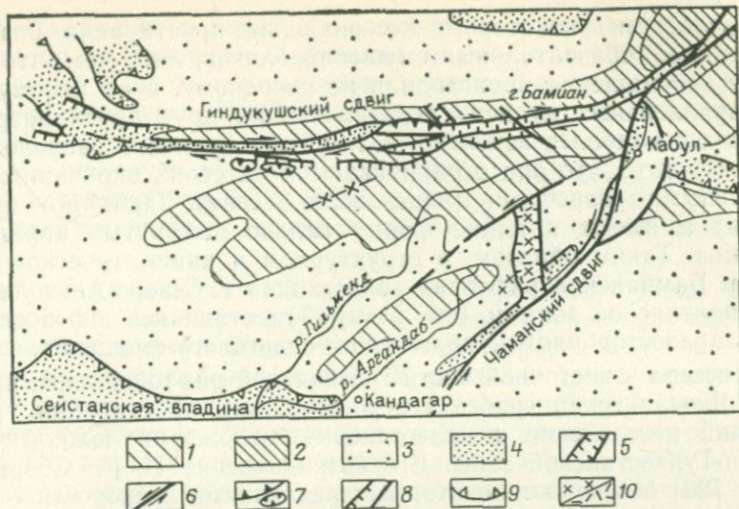


Рис. 44. Рифтовые зоны в новейшей структуре Афганистана. Составил автор по материалам В. И. Славина, А. И. Демина, И. М. Сборщикова и др.

1 — районы максимальных поднятий (свыше 5 км); 2 — то же, интенсивных (свыше 3 км); 3 — то же, умеренных и слабых (менее 3 км); 4 — районы относительных и абсолютных опусканий; 5 — грабены; 6 — сдвиги; 7 — надвиги и покровы; 8 — сбросы и разломы без расчленения; 9 — впадины; 10 — плиоцен-четвертичные вулканы и эффузивы

ную рифтовую зону, выраженную цепочкой кулисно расположенных узких (от 5 до 15—20 км), но протяженных (от 50—100 км до нескольких сотен километров) глубоких щелевидных межгорных впадин, к днищам которых приурочены продольные долины рек Герируд, Бамиан и др. Впадины выполнены толщами континентальных молассового типа отложений (пестроцветные песчаники, конгломераты, глины, прослои туфов и лав базальтового и андезитового состава, в низах разреза — песчанистые известняки), главным образом миоценового, а также плиоцен-четвертичного возраста общей мощностью до 1,5—2 км. Окружающие хребты круто поднимаются над поверхностью дна впадин до 2—2,5 км, и относительная глубина их погружения достигает, таким образом, 3,5—4 км. Грабены ограничены прямолинейными крутыми разломами типа сбросо-сдвигов, к которым приурочены минеральные и термальные источники. На некоторых участках Бамианской системы, в частности в верховьях р. Герируд, грабены прерываются, и здесь вдоль зоны Гиндукушского разлома прослеживаются чешуйчатые надвиги со смещением масс к северу, в строении которых наряду с мезозойскими отложениями участвуют неогеновые конгломераты, первоначально, вероятно, также выполнявшие узкие грабены.

Возникновение Бамианской системы грабенов связано со сдвиговыми подвижками в зоне Гиндукушского глубинного разлома, неоднократно происходившими в неогене — антропогене, и объясняется либо приоткрытием щелевидных полостей в сдвиговых зо-

нах вследствие некоторого несовпадения простираения разрывов с вектором горизонтальных смещений блоков, либо тем, что сдвиговые перемещения происходили не по одному, а по целому ряду субпараллельных кулисно подставляющих друг друга разрывов; последнее наиболее вероятно, если учесть кулисное расположение грабенов и то, что они ограничиваются на своих окончаниях диагональными разрывами (чаще всего — северо-западного простираения) и имеют в плане форму сильно вытянутых параллелограммов. Таким образом, в структурном и кинематическом отношении Бамианская рифтовая зона сходна с Северо-Анатолийской и Левантинской зонами (см. главу 7), отличаясь от последней лишь правосторонним направлением сдвигового смещения.

С севера к восточной части Бамианской рифтовой зоны примыкает Яковлангский грабен северо-западного простираения, рассекающий мезозойские и палеогеновые отложения южной части Банди-Туркестанской зоны. Его возникновение И. М. Сборщиков и др. [86] объясняют некоторыми различиями в скорости относительных сдвиговых смещений участков этой зоны, расположенных западнее и восточнее Яковлангского грабена.

Наличие чешуйчатых надвигов, нарушающих залегание неогеновых молассовых отложений на некоторых участках зоны Гиндукушского разлома, по-видимому, может указывать на то, что сдвиго-раздвиговые перемещения в этой зоне местами временно сменялись сдвиго-надвиговыми или надвиговыми деформациями в условиях сжатия (что напоминает аналогичные явления сжатия на среднем, Ливанском участке Левантинской зоны).

Другой новейшей структурой рифтового типа в рассматриваемом сегменте Альпийского пояса является субмеридиональный грабен Дешти-Навар [89], наложенный на восточную часть Центрально-Афганского мегаблока, а именно — на образующий его юго-восточную часть Аргандабский блок. Этот грабен длиной до 120 км и шириной до 30—35 км ограничен с запада и с востока нормальными сбросами, косо срезающими вытянутые в северо-восточном направлении поздне меловые складчатые структуры Аргандабской зоны, а с севера и с юга — разломами северо-восточного простираения сбросо-надвигового типа. В частности, с юга его ограничивает крупнейшая Чаманская левосдвиговая зона, значительные смещения по которой, как уже говорилось, происходили в антропогене. Грабен заполнен позднеплиоценовыми ($2,7-2,8 \pm 0,3$ млн. лет) субаэральными лавами и пирокластитами липарито-дацитового, дацитового и андезитового состава мощностью более 0,5 км, слагающими более 50 вулканических аппаратов. В центре грабена находится оз. Дешти-Навар. Грабен возник в результате горизонтального растяжения, которому подверглась южная часть Центрально-Афганского мегаблока в процессе его относительного смещения в западно-юго-западном направлении в плиоцен-четвертичное время. По своей структурной позиции и кинематике новейших движений Центрально-Афганский мегаблок

напоминает расположенный к востоку от памиро-кашмирского сегмента более обширный Тибетский мегаблок, в пределах которого недавно были выявлены многочисленные субмеридиональные рифтовые структуры. Поэтому можно предполагать, что грабен Дешти-Навар представляет не единственную субмеридиональную новейшую структуру растяжения в Центрально-Афганском блоке, и что при дальнейших более детальных исследованиях в его пределах будут выявлены и другие подобные ей рифтоподобные структуры.

Памиро-кашмирский сегмент Альпийского пояса представляет собой систему выпуклых к северу крутых дуг, огибающих северный выступ Индостанского литосферного блока — так называемый Пенджабский клин *. В пределах этого сегмента в орогенном этапе альпийского цикла в наибольшей мере проявлялся эффект сближения Индостанского и Евразийского литосферных блоков. Он выражается в активном развитии ряда субширотных надвигов (и поддвигов) со смещением приповерхностных масс преимущественно к югу в южных зонах и преимущественно к северу в северных зонах сегмента. Таким образом, позднекайнозойская структура памиро-кашмирского сегмента имеет в поперечном сечении веерообразный характер, обусловленный, очевидно, горизонтальным меридиональным сжатием его литосферы и выжиманием вещества коры, а местами и верхов мантии (например, в зоне Главного мантийного надвига Кокхистана) в виде ряда падающих к северу и к югу чешуй. В ядрах многих поднятий располагаются крупные батолиты гранитоидов, наиболее молодые из которых, в частности в Каракоруме, северной части Хазары и Юго-Западном Памире, имеют олигоценный и миоценовый возраст.

С запада и с востока системы надвиговых альпийских структур памиро-кашмирского сегмента ограничены зонами кинематически сопряженных с ними крупных сдвигов — левосторонней Афгано-Памирской зоной (северное продолжение Чаман-Мукурской зоны) северо-северо-восточного простираения, сдвигом Сароби на западе и Памиро-Каракорумской правосторонней зоной северо-северо-западного простираения на востоке.

В плиоцен-четвертичное время почти вся территория рассматриваемого сегмента, за исключением Потварского краевого прогиба и Пешаварской наложенной мульды в южной части Хазарского сооружения, испытала исключительно интенсивное воздымание, благодаря чему высоты рельефа на большей части его площади превышают 4 км, а местами достигают 7—8 км.

Позднекайнозойские структуры рифтового типа в памиро-кашмирском сегменте неизвестны. Возникновение Пешаварской нало-

* Самые южные зоны памиро-кашмирского сегмента — краевое поднятие Соляного кража, Потварский краевой прогиб и южный фланг Хазарского складчатого сооружения — обладают дугообразной выпуклостью, обращенной к югу.

женной впадины, выполненной четвертичными осадками, в южной части Хазарского сооружения скорее всего можно связать с тем, что последнее было шарьировано в плиоцене по пологому надвигу Марри на Потварский краевой прогиб, и что под Пешаварской впадиной и обрамляющей ее с юга самой южной зоной Хазарского сооружения — Кара-Читта — погребена северная часть Потварского краевого прогиба.

Гималайско-тибетский сегмент Альпийского пояса, как и памиро-кашмирский, относится к области коллизии Индостанского и Евразийского литосферных блоков, происходившей как на ранне-, так и на позднеорогенной стадии альпийского цикла. Фронт надвигания или, точнее, поддвигания к северо-северо-востоку Индостанского блока простирается вдоль всего южного края этого сегмента (т. е. сооружения Гималаев) — от Пенджабского выступа («клина») Индостанской платформы на западе до Ассамского — на востоке. Поэтому, казалось бы, естественно ожидать встретить в гималайско-тибетском сегменте такое же господство складчато-надвиговых позднекайнозойских структур, непосредственно обусловленных горизонтальным сжатием его литосферы в субмеридиональном (или северо-северо-восточном) направлении, как и в памиро-кашмирском. В действительности же подобные структуры распространены главным образом лишь в южных зонах гималайско-тибетского сегмента — в Предгималайском краевом прогибе, выполненном смятыми в складки и срезанными надвигами континентальными молассами серий Марри и Сивалик миоценового, плиоценового и частично плейстоценового возраста и в надвинутых на этот прогиб в виде нескольких чешуй южных зонах Гималайского сооружения (Низких Гималаев). Значительная часть этих деформаций связывается с сиваликской фазой орогенических движений (поздний плиоцен — средний плейстоцен).

В более северной зоне — Высоких Гималаев — после становления огромных среднемиоценовых батолитов гранитоидов и надвигания этой зоны на Низкие Гималаи (или вернее — поддвига последних под Высокие Гималаи) по поверхности Главного центрального надвига в конце миоцена явные деформации сжатия прекратились, и в плиоцене — антропогене, т. е. на позднеорогенной стадии, происходило общее грандиозное воздымание зоны Высоких Гималаев, современные высоты которой достигают 7—8 км и даже почти 9 км (г. Джомолунгма). В миоцене же завершилось формирование складчато-покровной структуры самой северной зоны Гималайского сооружения — зоны Инда — Цангпо (в частности, развитие в ней ретрошарьяжей со смещением масс к северу) и становление гранитных плутонов. В конце миоцена надвигами было нарушено залегание олигоценно-миоценовых конгломератов в этой зоне. На позднеорогенной стадии — в плиоцене и антропогене в северных зонах Гималайского сооружения, а также в пределах прилегающего к нему с севера Тибетского плато

или Тибетского массива (s. l.) * не только происходило общее значительное воздымание (современные высоты Тибетского плато достигают 5—6 и даже 7 км), но и имели место деформации растяжения, ориентированного в общем субширотном направлении, приведшие к формированию многочисленных сбросов и ряда рифтовых зон субмеридионального простирания, а также левосдвиговые перемещения по ряду субширотных разломов на северной и северо-восточной окраинах Тибета и правосдвиговые — по Каракорумскому разлому, ограничивающему Тибетское плато с юго-запада. Эта общая схема новейших тектонических деформаций Гималайско-Тибетского региона была впервые намечена П. Мольнаром и П. Таппонье [200, 201, 223] на основе анализа космических изображений и фокальных механизмов 14 землетрясений в пределах Тибетского плато и была подтверждена и конкретизирована последующими исследованиями китайских, французских, американских и индийских ученых.

Своеобразие новейшей тектоники гималайско-тибетского сегмента, резко отличающее его от памиро-кашмирского сегмента, связано с тем, что в пределах первого из них между сближающимися литосферными глыбами Индостана и Евразии присутствует расширяющаяся к востоку область Тибета, в пределах которой происходит частичная трансформация общего горизонтального сжатия в северо-северо-восточном направлении в перемещение литосферных масс к востоку.

Предварительные результаты новейших совместных геолого-геофизических исследований французских и китайских ученых в Южном Тибете и Гималаях отражены в материалах Международного симпозиума, состоявшегося в Ченду (КНР) [175] и опубликованы в 1984 г. в виде серии статей в журнале «Nature». Согласно этим данным, начиная с конца миоцена (?) или с плиоцена в пределах Южного Тибета господствовали деформации субширотного растяжения, причем первоначально преобладало растяжение в направлении 60—80°, а позднее — в направлении 100—130°. В сутурной зоне Цангпо на границе Гималаев и Тибета надвиговые деформации сменились в плиоцене правосторонними сдвиговыми смещениями в направлении восток-юго-восток 110° [199]. Новейшие правосдвиговые смещения по разломам с простиранием 120—140° были отмечены и севернее этой зоны, в пределах Южного Тибета [125]. Сдвиги сочетались с многочисленными нормальными сбросами, которые вытянуты в общем северо-северо-восточном направлении (5—15°), но коленчато изгибаются по простиранию. Сбросы ограничивают, по крайней мере, семь рифтовых зон [126] длиной до нескольких сотен километров и шириной от не-

* Тибетский массив (s. l.), выступающий в неогене и антропогене в качестве единого в орографическом и тектоническом отношении блока, состоит из двух срединных массивов с докембрийским фундаментом — Южно- и Северо-Тибетского, которые отделяются от сооружения Гималаев, друг от друга и от герцинского сооружения Куялуна на севере соответственно раннеальпийской, поздне-киммерийской и раннекиммерийской складчатыми зонами.

скольких десятков километров до 5—10 км [205], которые были активными на протяжении последних 2—4 млн. лет. Субмеридиональные рифтовые зоны простираются приблизительно параллельно одна другой на расстоянии 150—180 км друг от друга. Грабены этих рифтовых зон хорошо выражены в рельефе, к ним обычно приурочиваются широкие ледниковые долины. Мощность верхнеплиоценовых и четвертичных ледниковых, озерных и флювиальных отложений в грабенах достигает нескольких сотен метров. Суммарные амплитуды вертикальных сбросов на флангах отдельных рифтовых зон достигают 2—3 км. Многие из сбросов очень молоды: они смещают ледниковые и даже послеледниковые формы рельефа и несут признаки сейсмодислокаций. Общее горизонтальное растяжение в направлении 100—115° в отдельных грабенах оценивается в 2—3 км [126]; во всей же Южно-Тибетской рифтовой системе, т. е. между 82 и 92° в. д., оно, по-видимому, превышает 15—20 км, а средняя скорость растяжения составляет около 1 см/год. Некоторые из рифтовых зон, например относительно наиболее изученная Янбаянская зона, проходящая северо-западнее и западнее Лхасы, продолжают из Южного Тибета к югу в пределы северной зоны Гималаев; однако при пересечении ими зоны Цангпо они испытывают скачкообразное относительное смещение к западу на 10—20 км, что указывает на правосторонние субширотные деформации в этой зоне, происходившие уже после заложения грабенов.

Помимо эшелонированных правосторонних сдвигов в зоне Цангпо и в прилегающей к ней с севера южной части Тибетского плато, новейшие правосторонние сдвиги, как уже говорилось, были установлены на его юго-западной границе (в зоне Каракорумского разлома), а левосторонние — на его северо-восточной окраине (по зонам субширотных Куньлуньского разлома и более южного разлома Канминь), а также по зоне Алтынтагского разлома, отделяющего Западный Куньлунь и Наньшань от южного края Таримского массива и Китайско-Корейской платформы. В восточной части зоны Алтынтагского разлома, имеющей юго-юго-восточное простираание, отмечается надвигание к северо-северо-востоку. Таким образом, в целом Тибетский массив (s. 1) вместе с Куньлунем и Наньшанем на севере представляет в новейшем структурном плане обширный литосферный блок, который испытывает общее горизонтальное смещение относительно его южной (Индостанский блок) и северной «рамы» (Таримский массив и Китайско-Корейская платформа), как бы отжимаясь к востоку от Памиро-Кашмирского участка наибольшего сближения Индостана и Северной Евразии. При этом внутренние части этого выклинивающегося к западу и к востоку массива смещаются на восток с большей скоростью, чем его краевые южные зоны, а также северная, линзовидная в плане зона Куньлуна — Цайдама — Наньшаня. Вместе с тем, Тибетский блок растягивается в субширотном направлении посредством ряда субмеридиональных грабенов и сбросов и таким образом относительное перемещение к востоку оказывается наибольшим в восточной части Тибета. Это общее смещение и растяжение литосферы

Тибета сочеталось с его сжатием в поперечном к его простираению северо-северо-восточном направлении. Как уже отмечалось, оно выражено в надвиговых деформациях в восточной части Алтынтагского разлома и смежных с ним надвиговых зонах [159] на северо-восточной окраине Тибета и интенсивных складчато-надвиговых деформациях кайнозойских, в том числе четвертичных континентальных отложений в Цайдамской впадине на северной периферии рассматриваемой области [130], а во внутренних ее частях оно, очевидно, носило рассредоточенный, скрытый характер.

Эта картина напоминает новейшие деформации Центрально-Афганского блока, представляющего как бы уменьшенное в несколько раз зеркальное отражение Тибетского блока. В частности, краевые Алтынтагский и Каракорумский сдвиги играют роль соответственно аналогичную таковым Гиндукушского и Чаманского сдвигов, а субмеридиональным грабенам Тибета соответствует Дашти-Наварский грабен.

На основании анализа фокальных механизмов землетрясений Тибетского плато установлено сочетание сбросовых и сдвиговых смещений с субширотными осями растяжения при полном отсутствии надвигов в сейсмических очагах [202]. Большинство очагов располагается в верхней части коры на глубинах менее 15 км (в основном между 5 и 10 км), но отмечаются также единичные очаги в верхах мантии.

Величина теплового потока в коре южной части Тибета весьма значительна; по данным многочисленных измерений, выполненных в пресноводных озерах, она составляет от 146 до 96 мВт·м⁻² [165]. По мнению Ж. Франшето и других исследователей, резкие колебания величины теплового потока указывают на наличие тепловых аномалий в коре на глубинах менее 25 км, возможно, связанных с недавним становлением крупных интрузивных тел. Данные глубинного магнитно-теллурического зондирования, проведенного на Тибетском плато, позволяют предполагать наличие зон частичного плавления вещества внутри коры [209]. В рифтовых зонах имеются многочисленные источники минеральных и термальных вод и геотермические поля, наиболее обширное из которых обнаружено в пределах Янбаянского рифта на Юго-Восточном Тибете [209].

На Тибетском плато, главным образом в пределах Северо-Тибетского срединного массива и расположенной к северу от него древнекиммерийской складчатой системы Сунпань — Гандзи, а также в некоторых районах Южного Тибета установлены многочисленные проявления новейшего наземного вулканизма, выраженные рядом обширных лавовых плато, выявленных на космических снимках [205], и несколькими десятками современных вулканических центров [114]. Некоторые из последних группируются в субмеридиональные цепочки, очевидно, приуроченные к разломам. Позднекайнозойские вулканические образования Тибета еще очень слабо изучены. Судя по разрозненным данным, здесь имеются плиоцен-четвертичные вулканы, извергавшие как известково-щелочные, так

и щелочно-базальтовые лавы. На восточном борту Янбянского рифта северо-западнее Лхасы установлены лавы анальцимовых базанитов и трахитов [154]. Мощность коры в пределах Тибетского плато по сейсмологическим данным определяется в 65—80 км [232], а согласно результатам сейсмических экспериментов, проведенных Французско-китайской экспедицией, она достигает в юго-восточной части Тибета 70 км, уменьшаясь к югу, в сторону Высоких Гималаев, до 55 км [176]. Довольно резкие изменения мощности коры, установленные на сейсмическом профиле, пересекающем Юго-Восточный Тибет и северные зоны Гималаев западнее Лхасы, не нашли пока однозначного объяснения. Одни исследователи связывают их с обдукцией мощных чешуй континентальной литосферы, достигающих поверхности М, другие — с влиянием крупных субширотных сдвигов.

Приведенные данные о высоком тепловом потоке, геотермальных полях, очагах частичного плавления в коре, проявлениях плиоцен-четвертичного вулканизма и аномально большой мощности земной коры в пределах Тибета позволяют предполагать, что охарактеризованное выше дифференцированное горизонтальное смещение и расширение литосферы Тибетской области в восточном направлении, при котором наибольшее перемещение испытывали в ее поперечном разрезе внутренние зоны, а в продольном — (широтном) разрезе — восточные участки Тибетской области, было связано с аномально высоким тепловым режимом в литосфере Тибета и значительной пластичностью нижней части ее коры. В обстановке продолжающегося косо го сближения Индостанской и Евразийской литосферных плит это приводило к расплющиванию и к «расползанию» литосферы Тибетской области (осуществлявшемуся главным образом путем пластического течения в верхах мантии и нижней части коры и преимущественно хрупких раздвиговых, сдвиговых и надвиговых деформаций в верхней части коры), при котором в целом происходило ее сокращение в субмеридиональном направлении, отжимание и удлинение в субширотном, восточно-юго-восточном направлении (в сторону относительно меньшего давления), а также общее утолщение и соответственно — значительный подъем ее поверхности.

Глава 7

РИФТОПОДОБНЫЕ И РИФТОВЫЕ СТРУКТУРЫ МЕТАПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ, ПРИМЫКАЮЩИХ К СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМУ ПОЯСУ

Средиземноморский подвижный пояс, подобно Урало-Монгольскому и Северо-Атлантическому, на ряде участков своей северной и южной границ не сочленяется непосредственно с древними платформами или другими подвижными поясами, а отделяется от них метаплатформенными областями. Так, к северу от Средиземномор-

ского пояса выделяются уже рассмотренная нами Среднеевропейская, а также Мезийско-Добруджинская и Донецко-Южно-Туранская метаплатформенные области, отделяющие его соответственно от юго-западной, южной и юго-восточной частей Восточно-Европейской платформы. Кроме того, первая из этих областей частично отделяет Средиземноморский пояс от Северо-Атлантического, а последняя — от Урало-Монгольского (см. рис. 1).

С юга к Средиземноморскому поясу примыкают Южно-Атласко-Мальтийская и Северо-Аравийская метаплатформенные области, граничащие на юге соответственно с Африканской и Аравийской древними платформами. Между этими метаплатформенными областями лежит Восточно-Средиземноморская глубоководная впадина с ее северным аппендиксом — Апулийско-Адриатической плитой, которая обычно рассматривается в качестве перикратонной впадины (или пелагогенной области, по Я. П. Маловицкому [55]), образовавшейся на северной окраине Африканской платформы. Не исключено, однако, что эта обширная депрессия также возникла на месте метаплатформенной области с мощным плитным чехлом, под которым погребены отдельные авлакогеосинклинальные зоны, отделяющие ее от северного края Африканской платформы.

Рассмотрим рифтообразные структуры метаплатформенных областей северного, а затем южного обрамления Средиземноморского пояса.

МЕЗИЙСКО-ДОБРУДЖИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Небольшая Мезийско-Добруджинская метаплатформенная область примыкает на северо-востоке, в районе низовий Дуная к южному краю Восточно-Европейской древней платформы, а с севера, запада и юга окаймляется дугообразно изогнутыми альпийскими складчатыми сооружениями Восточных и Южных Карпат (с примыкающим к ним краевым прогибом), Карпато-Балканид и Балканид, принадлежащими к Средиземноморскому геосинклинальному поясу. На востоке, в пределах шельфа северо-западной части Черного моря она смыкается с западной частью Скифской эпипалеозойской плиты, занимающей равнинную часть Крыма, а на юго-востоке на нее наложен северо-западный край Черноморской глубоководной впадины (рис. 45).

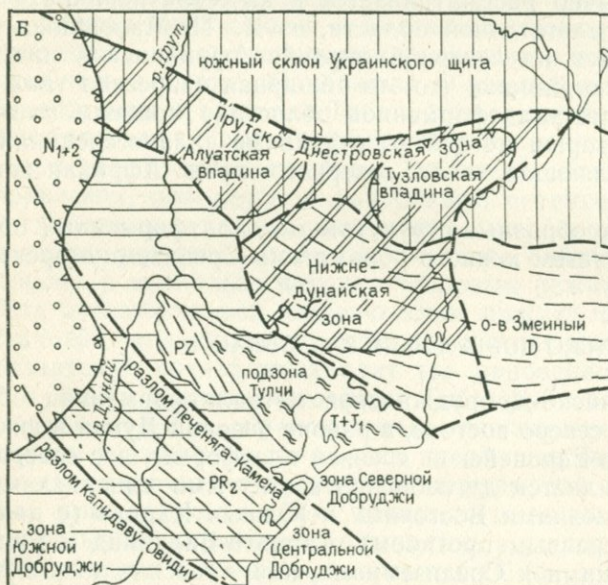
В строении Мезийско-Добруджинской области четко выделяются два главных структурных элемента — Мезийский метаплатформенный массив, занимающий большую часть ее площади, и сравнительно узкая Добруджинская авлакогеосинклинальная складчатая зона северо-западного — юго-восточного простиранья, отделяющая ее на северо-востоке от Восточно-Европейской платформы.

Мезийский метаплатформенный массив обычно описывается как Мезийская плита, или Мезийский параплакос, по Р. Г. Гарецкому [13]. Возраст фундамента этого массива является спорным. Некоторые исследователи, в частности Р. Г. Гарецкий, считают его гер-



Рис. 45. Добруджинская авлакогеосинклинальная зона:

А — тектоническое положение, Б — схема тектонического районирования, В — схема этапов ее развития



В

Мезийский массив	зона	подзона	Преддобруджинский прогиб	
зона Южной Добруджи	Центральной Добруджи	зона Северной Добруджи	Нижнедунайская зона	Прутско-Днестровская зона
фанерозойский чехол	меловой чехол			
	—	—	мощный комплекс J ₂₊₃	—
	—	J ₁	—	—
	—	T ₁₋₃	P-T ₁	T перикри-тонный прогиб
?	верхнерифейский комплекс	V(?) - PZ ₁₊₂	V - PZ ₁₋₂	V
архейско - раннепротерозойский фундамент				

цинским, исходя из широкого распространения в пределах этого массива дислоцированного комплекса палеозойских отложений (от ордовика до перми) общей мощностью до 2,5—5 км, который несогласно перекрывается мезо-кайнозойским чехлом, мощность которого местами также доходит до 5 км.

Многие румынские и советские исследователи, однако, учитывая в целом довольно пологое залегание палеозойских отложений (наклон слоев редко превышает 20°), которые становятся более резко деформированными главным образом лишь в краевых частях Мезийского массива, их существенно осадочный состав и мелководное, частично континентальное (верхний палеозой) происхождение и почти полное отсутствие в них проявлений метаморфизма, рассматривают палеозойский комплекс как нижний ярус чехла этого массива и предполагают байкальский возраст его фундамента [7, 106]. Последнее мнение основывается главным образом на широком распространении рифейского эпизонально метаморфизованного, сильно дислоцированного комплекса «зеленых сланцев» в непосредственно примыкающей к Мезийскому массиву с северо-востока зоне Центральной Добруджи и допущении, что аналогичный комплекс должен подстилать и весь Мезийский массив. Это предположение, однако, нельзя считать доказанным, поскольку комплекс зеленых сланцев и близкая к нему по возрасту так называемая «диабаз-филлитондная формация» были установлены соответственно лишь на северо-восточных и юго-западных краях Мезийского массива, тогда как в его внутренних частях можно допустить существование более древнего фундамента. В пользу этого свидетельствует обнаружение в северо-восточной части Мезийского массива к югу от разлома Капидаву — Овидиу, отделяющего его от Центрально-Добруджинской зоны, кристаллических сланцев и джеспилитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и падающих под углами $70-90^\circ$, которые были вскрыты несколькими скважинами под юрским чехлом. Возраст метаморфизма этих образований, напоминающих породы крижовской серии Украинского щита, раннепротерозойский (1, 7—1,85 млрд. лет). Учитывая эти данные, представляется возможным и даже вероятным, что фундамент Мезийского массива или, во всяком случае, его внутренних частей является дорифейским и соответствует по возрасту архейско-раннепротерозойскому фундаменту Восточно-Европейской платформы. Румынские геологи И. Гавэт, Ш. Айриней и другие исследователи предполагают даже, что центральная часть Мезийского массива имеет архейский фундамент, а краевые — байкальский. Некоторую дислоцированность палеозойских, а также триасовых отложений чехла Мезийского массива, особенно в его краевых частях, можно связать с отражением в нем значительно более интенсивных деформаций в обрамляющих его складчатых сооружениях Средиземноморского пояса.

Первоначально Мезийский массив, по-видимому, распространялся далеко за пределы его современных контуров, в особенности к юго-востоку и к северу. Можно предполагать, что внутренняя

часть глубоководной Черноморской впадины располагается на юго-восточном продолжении Мезийского массива, претерпевшем в позднем кайнозое (начиная с олигоцена) глубокое некомпенсированное погружение, сопровождавшееся изменением физических свойств его фундамента, в значительной мере приобретшего сейсмические характеристики так называемого базальтового слоя, и что возможным дальнейшим продолжением этой зоны к востоку является Грузинский срединный массив в Закавказье. Северная часть Мезийского массива, по-видимому, скрыта под надвинутыми на него по системам пологих надвигов и тектонических покровов мезозойскими и кайнозойскими складчатыми зонами Южных и Восточных Карпат, а также молассовыми комплексами Предкарпатского краевого прогиба.

Добруджинская авлакогеосинклинальная складчатая зона северо-западного простираения по почти общепринятому мнению является продолжением складчатой зоны Польского Среднегорья или Свентокшиской зоны и вместе с ней приурочена к протяженной прямолинейной зоне Добруджа-Североморского линеймента [16], ограничивающей Восточно-Европейскую платформу с юго-запада. Разделяющий Добруджу и Свентокшиские горы участок этой зоны скрыт под надвинутыми на него с юго-запада покровами кайнозойского складчатого сооружения Восточных Карпат и внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба. Общая амплитуда этого тектонического перекрытия недостаточно ясна, однако вполне возможно, что в целом Мезийско-Добруджинская и Среднеевропейская метаплатформенные области являлись ранее частями единой обширной метаплатформенной области, примыкающей с юго-запада к Восточно-Европейской платформе; непосредственная связь между ними была, вероятно, нарушена в процессе поздне-мезозойских и окончательно прервана в результате позднекайнозойских складчатопокровных деформаций в Карпатской геосинклинальной системе, сопровождавшихся значительным надвиганием ее структур к северу, северо-востоку и востоку.

Тектоническое строение Добруджинской авлакогеосинклинальной зоны доступно непосредственному наблюдению главным образом в пределах возвышенности Добруджа, занимающей водораздел между Черным морем и низовьями Дуная, тогда как далее к северо-западу и юго-востоку оно маскируется чехлом поздне-мезозойских и кайнозойских отложений Нижнедунайской низменности и Черноморского шельфа. Ширина Добруджинской зоны оценивается в пределах 100—150 км (в зависимости от варианта проведения ее границы с дорифейской Восточно-Европейской платформой). В поперечном разрезе Добруджинской зоны (s. l.) выделяются несколько частных продольных зон (с юго-запада на северо-восток).

1. Зона Центральной Добруджи, сложенная сильно дислоцированными слабо метаморфизованными так называемыми зелеными сланцами рифея — хлоритовыми филлитами, серицит-хлоритовыми сланцами и граувакками (более 5 км); возраст их метаморфиз-

ма — 520—590 млн. лет. В северо-восточной части зоны из-под них местами выступают более глубоко метаморфизованные (в амфиболитовой фации) слюдяные сланцы, возможно, дорифейского возраста. С юго-запада эта зона, имеющая ширину около 50 км, ограничена крутым разломом Капидава — Овидиу, а с северо-востока — разломом Печеняга — Камена.

2. Зона Северной Добруджи шириной также около 50 км сложена смятыми в линейные складки, осложненные продольными разломами, палеозойскими и частично нижнемезозойскими осадочными образованиями. Прикрытый чехлом северо-западный участок этой зоны в низовьях р. Прут — погребенный Нижнепрутский выступ попадает в пределы СССР. В этой зоне на рифейском (?) сланцевом основании залегает филлитово-кварцитовая толща (1,5 км), возраст которой оценивается по-разному: как ордовикский или более широко — в рамках венда — кембрия — ордовика. Выше следуют глинистые, граптолитовые сланцы силура (до 1,4 км), сменяющиеся кверху кварцевыми песчаниками, сланцами и известняками нижнего девона (0,4 км), известняками, аргиллитами и кремнистыми породами среднего и верхнего девона (0,3 км). На разных горизонтах палеозоя с угловым несогласием залегает так называемая карапелитовая серия — конгломераты, граувакки и филлиты с прослоями известняков и кислых эффузивов (1,5 км). Возраст этой серии недостаточно ясен. Одни исследователи относят ее к раннему карбону, а другие — к среднему (?) — позднему карбону и даже перми, считая ее орогенной формацией. Общая мощность палеозоя в Северной Добрудже достигает, а возможно, и превышает 5 км. Все палеозойские отложения в этой зоне были смяты в эпоху герцинской складчатости и прорваны небольшими интрузиями среднего и кислого состава.

В северо-восточной части Северо-Добруджинской зоны — подзоне Тулча (шириной до 30 км) палеозойские образования резко несогласно перекрываются красноцветными конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями и известняками нижнего триаса, известняками среднего триаса и глинисто-карбонатными отложениями с прослоями диабазов и кварцевых порфиров нижней части верхнего триаса общей мощностью 0,4—0,6 км. Эти мелководные отложения квазиплатформенного типа сменяются выше терригенной флишевой налбандской серией норийского возраста мощностью более 1 км, сильно напоминающей таврическую серию Горного Крыма, на которую, в свою очередь, несогласно налегает терригенная флишеидная толща лейаса (0,3 км). Нижнемезозойские отложения в подзоне Тулча подверглись довольно сильным складчатым деформациям в предъюрское и допозднелюрское время. Складчатое основание Северной Добруджи несогласно перекрывается в западной и юго-западной частях этой зоны почти недеформированным чехлом карбонатных верхнеюрских и нижнемеловых отложений.

3. К северу от южной протоки дельты Дуная (Георгиевского гирла) располагается Нижнедунайская зона, выклинивающаяся к

западу и расширяющаяся на востоке до 50—80 км, ограниченная с юга и с севера крутыми разломами в палеозойских и нижнемезозойских отложениях. Вопрос о возрасте фундамента этой зоны и соответственно — о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы дискуссионен [98]. Одни исследователи (А. Е. Шлезингер, Р. Г. Гарецкий, И. А. Гаркаленко, М. Г. Распопова и др.) проводят данную границу вдоль южного края Нижнедунайской зоны и считают возраст ее метаморфического фундамента дорифейским, другие (В. Е. Хаин, Ю. Г. Моргунов и др.) предполагают присутствие в ее основании складчатого рифея и намечают южную границу платформы вдоль северного края этой зоны (примерно по линии Кагул — Татарбунар). Вопрос остается пока открытым в связи с глубоким погружением подошвы палеозоя в Нижнедунайской зоне. Палеозойский комплекс в этой зоне, судя по выходам девона на ее восточном продолжении, на о-ве Змеиный, образует складки с наклонами крыльев до 30—40°, но в целом деформирован значительно слабее, чем в Северо-Добруджинской зоне.

4. Еще севернее располагается Днестровско-Прутская зона шириной до 100 км, северный край которой проходит через устье Днестровского лимана. По мнению большинства исследователей, эта зона обладает дорифейским фундаментом*. В этой зоне, как и в Нижнедунайской, распространен мощный комплекс слабодислоцированных палеозойских отложений, слагающий несколько глубоких брахиморфных впадин (Алуатская впадина с глубиной погружения подошвы палеозоя до 8—9 км и др.) и относительных поднятий. В целом палеозойские отложения этой зоны выполняют перикратонный прогиб на юго-западном краю Восточно-Европейской платформы. Комплекс ниже-среднепалеозойских отложений перекрывается здесь несогласно залегающими мощными (до 2—3 км) красноцветными молассами пермско-раннетриасового возраста, накопление которых было, очевидно связано с герцинским орогенезом в Северной Добрудже.

В свою очередь, слабо деформированные палеозойские и нижнетриасовые отложения Нижнедунайской и Днестровско-Прутской зон несогласно перекрываются очень полого залегающими мощными толщами среднеюрских терригенных (до 1—1,4 км) и верхнеюрских карбонатных отложений (до 1—2 км), выполняющих асимметричную депрессию с широким северным и узким южным крылом. Эта юрская депрессия рассматривается либо как структура платформенного типа (Молдавская впадина), либо как недоразвитый Преддобруджинский краевой прогиб, возникший к северу от древнекиммерийской складчатой зоны Северной Добруджи. В этом случае среднеюрские отложения Преддобруджинского прогиба интерпретируются в качестве молассового комплекса. В поль-

* Однако В. Б. Соллогуб (1960 г.), Б. С. Слюсарев, В. С. Макареску (1965 г.) проводят границу платформы по северному краю Днестровско-Прутской зоны.

зу этой точки зрения говорят выявленные результатами бурения в южной части прогиба и на нижнепрутском участке Северо-Добруджинской зоны взбросы, надвиги и опрокинутые к северу складки, в которых участвуют как палеозойские, так и триасовые, средне- и верхнеюрские образования [91]. Эти структуры сжатия с общим смещением масс к северо-востоку возникли в предмеловое (или в предготеривское) время и таким образом свидетельствуют о проявлении в Добруджинской зоне (s. l.) не только древнекиммерийских, но и юнокиммерийских деформаций.

Кратко изложенные выше данные позволяют рассматривать Добруджинскую зону (s. l.) как заложенную в рифее узкую авлакогеосинклинальную зону, отделившую от Восточно-Европейской платформы Мезийский блок дорифейского (?) фундамента. На протяжении своего длительного развития вплоть до позднего мезозоя в этой зоне фазы растяжения и погружения неоднократно чередовались с фазами сжатия и поднятия. К аналогичному выводу пришли также А. В. Друмя, В. С. Макареску и В. И. Няга [26], рассматривающие Северную Добруджу и Преддобруджье как континентальный палеорифт, в котором за время формирования осадочного чехла устанавливаются по крайней мере три этапа рифтогенеза и растяжения, чередующихся с этапами плавного погружения и последующего сжатия.

Первый (байкальский) этап начался растяжением коры при заложении рифейского (позднерифейского?) прогиба, охватывавшего Центральную, Северную Добруджу и, возможно, также Нижнедунайскую зону, и завершился сжатием, складчатостью и метаморфизацией рифейских отложений в предвендское (?) время.

Второй (каледоно-герцинский) этап начался с регенерации в венде, кембрии или ордовике (?) глубокого палеозойского прогиба, ось которого располагалась в узкой Северо-Добруджинской зоне, а широкий северный фланг — в прилегающих к ней с севера зонах, и завершился сильными и, возможно, двукратными деформациями сжатия, поднятиями и внедрением щелочных гранитоидов в карбоне и перми (в эпохи накопления карапетитовой серии и пермских моласс).

Третий (киммерийский) этап начался слабым опусканием в раннем — среднем триасе, за которым последовали в позднем триасе растяжение, растрескивание коры, сопровождавшееся базальтовыми и риолитовыми извержениями, глубоким локальным проседанием подзоны Тулча и, наконец, двукратные деформации сжатия в начале юры и на рубеже юры и мела (перед готеривом), сперва локализовавшиеся в Северо-Добруджинской зоне, а позднее затронувшие и Преддобруджинский прогиб.

В последующее меловое и кайнозойское время Центрально- и Северо-Добруджинская зона характеризовались преобладанием поднятий, а Преддобруджье — преобладанием опусканий.

Помимо продольной зональности, Добруджинская авлакогеосинклинальная зона характеризуется также поперечной зональностью, выраженной в пересечении ее субмеридиональными длитель-

но развивавшимися глубинными разломами, делящими ее на несколько поперечных относительно приподнятых и опущенных сегментов. Один из этих разломов, проходящий вдоль долготного отрезка долины Дуная, ограничивает с запада выступы палеозойского и рифейского фундамента Северной и Центральной Добруджи. Другой разлом, проходящий через устье Дуная, отделяет относительно опущенный Нижнедунайский блок от его приподнятого восточного продолжения (Килийско-Змеинового блока). За следующим — Одесским — поперечным разломом происходит значительное погружение к востоку поверхности палеозойских образований, Добруджинская зона начинает расширяться, переходя по простиранию в Скифскую эпипалеозойскую плиту, а еще несколько восточнее к югу от последней появляется мезозойское эпигеосинклинальное складчатое сооружение Горного Крыма.

ДОНЕЦКО-ЮЖНО-ТУРАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Донецко-Устьюртско-Южно-Туранская область простирается в общем восточно-юго-восточном направлении от Восточной Украины через закаспийские пустыни до Северного Памира на 2300 км в виде полосы изменчивой ширины (от 150 до 1000 км). В западной своей части она примыкает с юга и юго-востока к Восточно-Европейской платформе, отделяя ее от Средиземноморского подвижного пояса, а в восточной — отделяет последний от Урало-Монгольского пояса. На 300-километровом участке, где принадлежащие этим поясам горные сооружения Памира и Южного Тянь-Шаня тесно сближаются, рассматриваемая метаплатформенная область выклинивается, но восточнее эти подвижные пояса вновь расходятся, разделяясь Таримским докембрийским массивом. Этот древний массив лежит на прямом продолжении рассматриваемой метаплатформенной области и, возможно, непосредственно соединяется с нею под надвигами Северного Памира. Вместе с тем он представляет собой самый западный полуизолированный блок Китайско-Корейской платформы. Обычно территорию Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области, почти целиком покрытую мезо-кайнозойским чехлом (кроме Донецкой складчатой зоны), рассматривают как юго-западную часть Туранской плиты с относительно более молодым (в основном герцинским) складчатым фундаментом, либо ее северный участок — Северо-Устьюртский блок, в основании которого предполагается наличие докембрийского фундамента, включают в состав Восточно-Европейской платформы, а ее большую юго-восточную часть выделяют в качестве Южно-Туранской плиты. Однако в последние годы установлено, что в фундаменте области резко преобладают обширные блоки (массивы), сложенные докембрийскими, причем хотя бы частично добайкальскими метаморфическими образованиями, чехол которых начинается с палеозойских отложений. От Восточно-Европейской платформы и друг от друга эти массивы отделяются узкими палеозойскими и раннемезозойскими складчатыми зонами, цели-

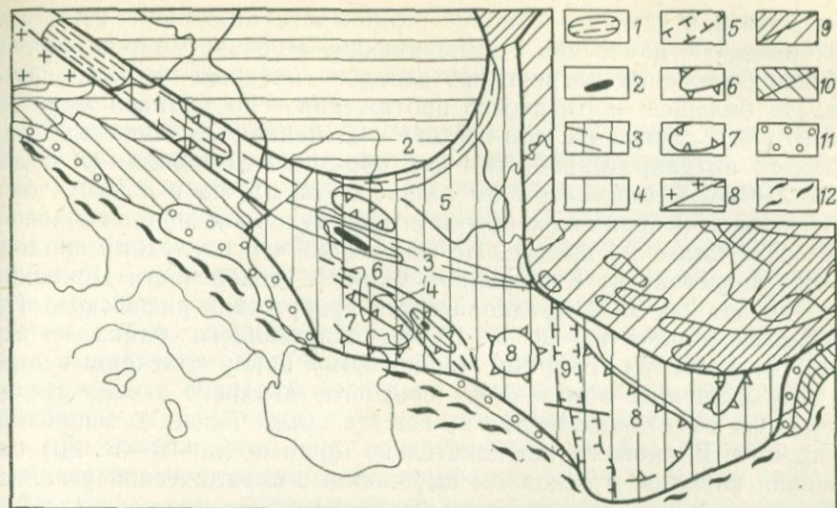


Рис. 46. Схематическая карта тектонического районирования Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области

1 — выступы герцинского основания авлакогеосинклинальных складчатых зон; 2 — то же, древнекайнозойского; 3 — авлакогеосинклинальные зоны под плитным чехлом; 4 — метаплатформенные массивы под фанерозойским плитным чехлом; 5 — погребенные позднепалеозойско-раннемезозойские грабени; 6 — поднятия в чехле; 7 — глубокие впадины в чехле; 8 — щиты и плиты Восточно-Европейской платформы; 9 — выступы складчатого фундамента и чехол Урало-Монгольского пояса; 10 — герцинское основание Средиземноморского пояса на поверхности и под мезо-кайнозойским чехлом; 11 — альпийские краевые прогибы; 12 — альпийские складчатые сооружения. Авлакогеосинклинальные складчатые зоны: 1 — Донецко-Промысловская, 2 — Южно-Эмбенская, 3 — Мангышлакская, 4 — Туаркырская; метаплатформенные массивы: 5 — Северо-Устьюртский, 6 — Южно-Мангышлакский, 7 — Карабогазский, 8 — Каракумо-Байсунский, 9 — Хивинский погребенный грабен

ком или в основном заложенными на коре континентального типа. Сказанное дает основание считать, что рассматриваемая область складывается из нескольких метаплатформенных массивов и линейных авлакогеосинклинальных складчатых зон. В покрывающем восточную часть этой области фанерозойском чехле выявлена долготная система грабенообразных впадин рифтового типа [20]. Мы выделяем в структурном плане Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области Донецкую, Южно-Эмбенскую, Мангышлакскую, Туаркырскую авлакогеосинклинальные зоны, Северо-Устьюртский, Южно-Мангышлакский, Карабогазский и самый обширный Каракумо-Байсунский метаплатформенные массивы, а также пересекающую последний Арало-Мургабскую рифтовую зону (Хивинский грабен) — рис. 46.

Донецкая авлакогеосинклинальная складчатая зона, простирающаяся почти на тысячу километров до средней части Северного Каспия на юго-востоке, представляет собой восточное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена, рассекающего южную часть Восточно-Европейской платформы. От последнего она отличается значительно более глубоким погружением добайкальского

фундамента и тем, что в конце герцинского цикла она испытала тектоническую инверсию, а выполняющие ее очень мощные палеозойские отложения подверглись довольно интенсивной складчатости. На большей части своего протяжения — по крайней мере до долготы г. Сальска на юго-востоке — Донецкая складчатая зона является интракратонной, так как обрамляется областями с добайкальским фундаментом не только с севера, но и с юга, где с ней граничат Украинский щит и его погруженное продолжение — Ростовско-Сальский выступ. Не исключено, что последний продолжается к востоку до Каспийского моря. В осевой части Донецкой зоны по данным ГСЗ предполагается присутствие рифейского (?) комплекса мощностью до 8—10 км, отвечающего байкальскому циклу ее развития. Второму, герцинскому циклу отвечают вулканогенно-осадочные образования среднего—верхнего девона (мощностью 0,5 км), обнажающие на южном крыле Донецкого прогиба в районе г. Волноваха, исключительно мощные (до 15—18 км) отложения карбона, в основном выраженные паралической угленосной формацией, и нижнепермские лагунные отложения (до 2—3 км). Этот комплекс слагает палеозойскую линейную складчатую зону шириной около 150 км, обнажающуюся на протяжении 300 км — «открытый Донбасс». К западу она затухает, а на востоке скрывается под платформенным мезо-кайнозойским чехлом. Погребенное восточное продолжение Донбасса известно под названием Донецко-Промысловской складчатой зоны, или «погребенного кряжа Карпинского».

Основу структуры Донецкого сооружения составляют относительно узкая симметричная прямолинейная Главная антиклиналь и смежные с ней более широкие корытообразные синклинали. Они сложены различными горизонтами карбона, а на западной окраине Донбасса, где складчатая структура испытывает общее погружение, разрез завершают нижнепермские отложения, выполняющие Артемовскую и Кальмиусскую мульды. Наклоны слоев на крыльях главных складок составляют несколько десятков градусов, а их ширина измеряется километрами или первыми десятками километров. Они осложняются взбросо-надвигами небольшой амплитуды. Южную краевую подзону образуют несколько узких, ограниченных нормальными крутыми сбросами (в том числе анти-тетическими) тектонических ступеней, в которых на добайкальский фундамент несогласно налегают девонские образования (очевидно, здесь сохранился фрагмент структуры, возникшей в процессе рифтогенеза в девоне). В северной краевой зоне развиты мелкие складки, срезанные пологими надвигами, по которым отложения карбона надвинуты к северу на каменноугольные, а также нижнепермские молассовые отложения очень узкого недоразвитого Преддонецкого краевого прогиба. В поддвинутых северных крыльях местами присутствуют также нижнетриасовые, верхнемеловые, а кое-где и палеогеновые платформенные отложения. Если в породах карбона амплитуда смещения по надвигам достигает первых тысяч метров, то в породах верхнего мела — лишь первых сотен

метров, а палеогена — первых десятков метров. Возможно, что корневые зоны этих падающих к югу разломов в период растяжения, в девоне, являлись нормальными сбросами, ограничивающими донецкую зону с севера.

Заложение Донецкой грабенообразной впадины типа авлакогена, по-видимому, произошло в рифее. Не исключено, что после растяжения и значительного погружения, в конце позднего протерозоя он подвергся некоторому сжатию. В девоне авлакоген испытал регенерацию. Наиболее ранние ее проявления выражены внедрением в раннем — начале среднего девона в зоне авлакогена мелких массивов и даек щелочных ультрамафитов и габброидов. Затем в конце среднего — позднем девоне ложе авлакогена испытало растяжение, неравномерное проседание и было раздроблено нормальными сбросами (частично наследовавшими более древние разломы) и трещинами, служившими магмоподводящими каналами при извержениях, образовавших щелочно-базальтовый — трахибазальтовый вулканогенный комплекс. Исключительно глубокое погружение, компенсировавшееся накоплением паралической формации, происходило в карбоне и закончилось в начале перми. Главные складчатые и надвиговые деформации сжатия произошли в середине перми, о чем свидетельствует угловое несогласие в основании верхнепермских платформенных отложений. Ряд перерывов и небольших несогласий в разрезе мезозоя на северо-западной окраине Донбасса указывает на повторные фазы тектонических подвижек, связанных с импульсами сжатия. Наиболее поздние из них, фиксируемые смещениями по надвигам на северной окраине Донбасса, происходили на рубеже мела и палеогена (в ларамийскую фазу) и даже в конце палеогена.

К востоку от низовий р. Северского Донца, где складчатый палеозой скрывается под чехлом кайнозойским, а далее к востоку — также меловых и юрских отложений, вплоть до средней части Северного Каспия кровля палеозойского основания Донецко-Промысловской складчатой зоны постепенно опускается в Западном Предкавказье до — 0,5 км, в Центральном — до — 1—1,5 км, а в Восточном Предкавказье и северо-западной части Каспия — до — 2—3 км. Здесь, как и в открытом Донбассе, развит вскрытый рядом скважин средне-верхнепалеозойский комплекс (до 10—15 км), подстилаемый гипотетическим рифейским (?) комплексом (до 10 км). Кровля добайкальского фундамента, по геофизическим данным, залегает на глубинах 25 км. Вдоль северного борта палеозойского сооружения намечается продолжение зоны Северо-Донецкого надвига, по которому оно надвинуто на узкий Преддонецкий краевой прогиб (на востоке его называют Каракульским), выполненный нижнепермской молассой. Горизонтальное смещение в этой надвиговой зоне, по оценке некоторых авторов (возможно, преувеличенной), достигает 50 км. С юга Донецко-Промысловское сооружение ограничено Манычской зоной разломов, к которой приурочены неглубокие надразломные впадины в позднепермско-мезо-кайнозойском чехле. На востоке, в средней части Северного Каспия Донец-

ко-Промысловское сооружение «утыкается» в почти поперечную к нему зону Аграханско-Гурьевского глубинного разлома северо-восточного простираения. К востоку от этого разлома на непосредственном продолжении Донецко-Промысловского сооружения расположен Северо-Устьюртский массив с докембрийским фундаментом. Он постепенно расширяется к востоку и имеет в плане форму треугольника со срезанными западной и северной вершинами. К востоку от Аграханско-Гурьевского разлома подошва палеозоя воздымается на 5—10 км, мощность палеозоя сокращается до нескольких километров, а свойственная Донецко-Промысловской зоне линейно-складчатая структура сменяется в Северо-Устьюртском массиве пологими субгоризонтальными дислокациями платформенного типа. Лишь на продолжениях Северо-Донецкой и Южно-Донецкой (Манычской) зон краевых разломов, т. е. вдоль северо-западного и юго-западного бортов Северо-Устьюртского массива, прослеживаются линейные зоны интенсивных деформаций — соответственно Южно-Эмбенская и Мангышлакская.

Дугообразная, выпуклая к юго-востоку Южно-Эмбенская авлакогеосинклинальная зона, разделяющая Прикаспийскую синеклизу и Северо-Устьюртский массив, представляет в структуре палеозойского комплекса узкое инверсионное поднятие, сложенное смятым в складки средним палеозоем и ограниченное глубокими продольными разломами. Ширина зоны составляет первые десятки километров, а в юго-западном направлении она, возможно, переходит в тектонический шов. Кровля докембрийского фундамента в ней относительно опущена. Ей отвечают гравитационный и магнитный максимумы. Возможно, в этой зоне присутствуют также рифейские и нижнепалеозойские образования, но бурением вскрыты мощные сильно дислоцированные сланцево-граувакковые отложения верхнего девона — нижнего карбона, сходные с зилаирской формацией, выполняющей одноименный синклиорий в западной миеосинклинальной мегазоне Урала. По-видимому, Южно-Эмбенская зона представляет вырождающееся и отклоняющееся к юго-западу южное продолжение этого внешнего прогиба Уральской геосинклинальной области. На северо-западе складчатый средний палеозой Южно-Эмбенской зоны граничит по разломам с платформенными отложениями карбона и перми юго-восточной окраины Прикаспийской впадины, полого наклоненными к северо-западу, и на юго-востоке — также с полого залегающими, платформенного типа палеозойскими и триасовыми отложениями Северо-Устьюртского массива. В среднем палеозое Южно-Эмбенская зона, по-видимому, представляла узкий глубокий интракратонный грабенообразный прогиб — авлакогеосинклиналь. В позднем палеозое он испытал интенсивную складчатость и поднятие, тогда как в обрамляющих областях продолжалось опускание. В позднемезозойское и кайнозойское время Южно-Эмбенская зона себя не проявляла; отложения этого возраста плащеобразно перекрывают ее палеозойское основание вместе со смежными с ней зонами, очень полого погружаясь к юго-востоку.

Возраст докембрийского метаморфического фундамента обширного Северо-Устьюртского метаплатформенного массива, вскрытого лишь единичными скважинами, недостаточно выяснен: он может быть допозднепротерозойским, либо позднепротерозойским. Более вероятно, что массив представляет осколок добайкальской Восточно-Европейской платформы, отсеченный от ее основного тела Южно-Эмбенской авлакогеосинклинальной зоной, и, вероятно, переработанный в байкальском цикле. Однако пока нельзя исключать, что Северо-Устьюртский блок является массивом ранней (байкальской) консолидации, возникшим на участке слияния двух геосинклинальных поясов, прилежащем к углу древней платформы. На севере под чехол Северо-Устьюртского массива погружаются нижнепротерозойские гнейсы Мугоджарского горст-антиклинория Южного Урала, представляющего остаточный блок древней континентальной коры, сохранившийся при заложении Уральской геосинклинальной области, а также более западные зоны Урала (Магнитогорский синклинорий, антиклинорий Уралтау). Эти зоны либо выгораются и затухают в южном направлении, либо обрываются на юге поперечным или диагональным разломом, подобно тому как Аграханско-Гурьевский разлом ограничивает на востоке Донецко-Промысловскую складчатую зону.

Фундамент массива разбит на ряд более мелких блоков субширотными и отчасти субмеридиональными разломами, многие из которых проникают в нижнюю часть фанерозойского чехла, общая мощность которого варьирует от 3 до 12 км. В чехле по сейсмическим данным и бурения различаются три основных комплекса: 1) палеозойский (допермский), наименее выдержанный и наиболее деформированный, 2) верхнепермско-триасовый и 3) юрско-кайнозойский, наиболее выдержанный и наименее дислоцированный. Западные, южные и восточные периферические участки массива относительно приподняты, а наиболее погружена (до 8—12 км) его внутренняя часть (Северо-Устьюртско-Челкарский прогиб), что в целом придает структуре чехла характер сложно построенной глубокой синеклизы. На востоке Северо-Устьюртский массив отделяется от южного продолжения самых восточных зон Урала (лежащих восточнее Мугоджарского горст-антиклинория) субмеридиональной Куландинской зоной разломов, проходящей через западную часть Аральского моря.

С юго-запада массив обрамляет раннемезозойская Мангышлакская складчатая зона, простирающаяся в восточно-юго-восточном направлении на 750 км от восточного побережья Каспия до низовий Амударьи; она образовалась в конце триаса на месте одноименного узкого (60—80 км), ограниченного глубинными разломами авлакогеосинклинального прогиба, заложеного на восточном продолжении Южно-Донецкой (Маньчжурской) зоны разломов.

В строении Мангышлакской зоны принимают участие три комплекса отложений. Нижний, вскрытый бурением в восточной части зоны, представлен эпизонально метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями — хлорито-серицитовыми сланцами,

песчаниками, конгломератами, мраморизованными известняками и доломитами и условно относится к нижнему (?) или среднему палеозою. Второй комплекс, вероятно, залегающий на первом с перерывом и несогласием, выражен очень мощным (до 8—15 км), в основном терригенными отложениями верхней перми и всех трех отделов триаса — полимиктовыми песчаниками, алевритами, аргиллитами, а в верхнетриасовой части разреза — также черными углистыми известняками и редкими прослоями туфов и лав основного состава. Верхнепермские отложения представлены преимущественно красноцветной континентальной молассовой формацией, ниже- и среднетриасовые — пестроцветной молассой преимущественно морского происхождения, а верхнетриасовые — сероцветными морскими терригенно-карбонатными отложениями. В целом разрез комплекса свидетельствует о постепенном углублении бассейна, представившего собой вначале межгорную впадину, которая впоследствии превратилась в прогиб, заполнявшийся осадками миогеосинклинального типа. К северу и югу, в пределах смежных Северо-Устьюртского и Южно-Мангышлакского блоков мощность верхнепермско-триасового комплекса уменьшается до первых километров, и, очевидно, существенно сокращается полнота его разреза. Сильные деформации сжатия, которые Мангышлакская зона испытала на рубеже триаса и юры, привели к формированию в пермо-триасовом комплексе серии довольно сильно сжатых асимметричных линейных складок северо-западного — юго-восточного простирания длиной в десятки километров и шириной до нескольких километров, осложненных более мелкими складками; складки расположены кулисно, под острым углом к общему простиранию этой зоны, что позволяет предполагать участие в их формировании левосдвиговых смещений. Складки осложнены крупными продольными разрывами типа крутых надвигов и сдвигов. В отличие от доверхнепалеозойского основания, глубокий пермо-триасовый прогиб и область проявления предъюрской складчатости в пермо-триасовом комплексе не прослеживаются до восточного конца Мангышлакской зоны, а замыкаются в 150—200 км западнее низовий Амудары.

Третий комплекс, залегающий на первых двух в пределах Мангышлакской зоны с резким угловым несогласием, начинается с нижней юры и включает отложения всех отделов юры, мела и палеогена, общей мощностью в несколько километров. Они, в свою очередь, подверглись пологоскладчатым деформациям перед средним миоценом и повторно — в конце миоцена или плиоцене, образовав в пределах Мангышлакской зоны крупную пологую ундулирующую антиклиналь — так называемую Каратаускую мегантиклиналь (в ядре которой обнажается пермо-триасовый комплекс), осложненную более мелкими брахиморфными складками и продольными и диагональными крутыми разрывами.

В восточной части Мангышлакской зоны ориентировка третичных складок отклоняется от ее общего простирания к юго-востоку. Таким образом, можно предполагать, что Мангышлакская авлако-

геосинклинальная зона, как узкий и протяженный линейный прогиб, обособилась от смежных блоков в раннем (?) или, скорее (учитывая данные по Донецкому прогибу), — в среднем палеозое. Судя по отличиям в степени метаморфизма пород, среднепалеозойский (?) комплекс подвергся складчатым деформациям в допозднепермское время, возможно, одновременно с Донецким прогибом. В поздней перми возобновилось очень глубокое погружение Мангышлакского прогиба, ограниченного крупными разломами сбросового типа, протекавшее, по-видимому, в условиях некоторого растяжения коры (о чем, в частности, говорят небольшие проявления базальтового вулканизма). В конце триаса, т. е. в древне-киммерийскую эпоху складчатости эта зона подверглась сильному сжатию, сопровождавшемуся левосдвиговыми подвижками, что привело к возникновению в пределах пермо-триасового комплекса системы сжатых эшелонированных складок и сдвига-надвигов, довольно интенсивному поднятию и денудации.

В течение юры — палеогена Мангышлакская зона испытывала относительное поднятие на фоне общего погружения западной части Туранской плиты, но в миоцене и плиоцене вновь подверглась складчатым деформациям (значительно более слабым, чем перед юрой), по-видимому, являвшимся отголосками мощных деформаций сжатия в соседнем Средиземноморском геосинклинальном поясе.

К югу от Мангышлакской складчатой зоны располагается Южно-Мангышлакская зона, представляющая относительно стабильный блок — метаплатформенный массив, по характеру своего разреза, структуры и тектонического развития более или менее сходный с Северо-Устюртским массивом, но значительно более узкий (100—150 км).

Полого залегающий на предположительно докембрийском метаморфическом фундаменте, прорванном среднепалеозойскими гранитными интрузиями, верхнепалеозойско-триасовый комплекс в западной части этой зоны имеет мощность 2—4 км, а в восточной сокращается до 1—2 км и местами, может быть, вообще выклинивается. Юрско-палеогеновый плитный комплекс общей мощностью до 4—5 км залегает относительно спокойно, образуя плоский субширотный прогиб, разделенный невысокой седловиной на две «ванны» — собственно Южно-Мангышлакскую на западе и Ассаке-Ауданскую на востоке. На юго-востоке Южно-Мангышлакский блок примыкает к северо-западной части обширного Каракум-Байсунского метаплатформенного массива. Характер их сочленения недостаточно ясен.

К юго-западу от Южно-Мангышлакского и к западу от Каракум-Байсунского массива расположена Туаркырская авлакогеосинклинальная зона, в свою очередь граничащая на юго-западе по крупному региональному разлому с Карабогазским метаплатформенным массивом. Эта зона шириной 50—100 км и длиной более 500 км прослеживается в магнитном и гравитационном полях от восточного побережья Каспия к северу от зал. Кара-Богаз-

Гол в восточно-юго-восточном и юго-восточном направлениях до Предкопетдагского прогиба в виде дуги, слабо выпуклой к северо-востоку. Подобно Мангышлакской зоне, в Туаркырской зоне присутствует метаморфизованный среднепалеозойский комплекс, выраженный в его выходах в ядре Туаркырской мегаантиклинали кремнистыми сланцами и кварцитами, прорванными телами габброидов и, по-видимому, несогласно перекрывающий его пермo-триасовый красноцветный молассовый комплекс мощностью 4—5 км, представленный в ядре той же структуры верхнепермскими и нижнетриасовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными прослоями аргиллитов, туфов, лав, а в верхней части разреза — нижнетриасовых известняков. Пермo-триасовый комплекс, как и в Мангышлакской зоне, дислоцирован значительно сильнее несогласно перекрывающих его юрских отложений, что свидетельствует о фазе складчатых деформаций на рубеже триаса и юры. Западно-северо-западное продолжение зоны складчатости пермo-триасового комплекса прослежено по данным бурения и сейсморазведки до Каспийского моря и в восточной части Среднего Каспия [75].

В плитном, юрско-кайнозойском комплексе, как и в Мангышлакской зоне, наиболее деформированы отложения юры, мела и палеогена, общей мощностью до 3—4 км, которые слагают Туаркырскую систему крупных пологих линейных и брахиморфных складок — мегантиклиналей и мегасинклиналей длиной до первых сотен километров и шириной в десятки километров. Наиболее крупная и изученная из мегантиклиналей — Туаркырская с пологим северо-восточным ($10-15^\circ$) и более крутым ($15-30^\circ$), осложненным продольными разломами в фундаменте юго-западным крылом. В основном эта система складок образовалась перед средним миоценом, но несогласно залегающие маломощные средне-верхне-миоценовые отложения, в свою очередь, подверглись перед поздним плиоценом очень пологим унаследованным складчатым деформациям.

Карабогазский метаплатформенный массив, занимающий район одноименного залива и Красноводского полуострова, продолжается на северо-запад в область Среднего Каспия. В его пределах пермo-триасовый комплекс отсутствует, и плитный чехол с сильно сокращенным разрезом (с частичным отсутствием юры и неогена) мощностью 1—2 км очень полого залегает на докембрийском (?) метаморфическом фундаменте, повторно метаморфизованном и переработанном в процессе становления массивов средне- и позднepалеозoйских гранитоидов.

В структуре плитного комплекса Карабогазский массив выражен очень пологим сводом, в апикальной части которого поверхность фундамента залегает на глубинах менее 1 км.

Юго-восточную часть Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области занимает обширный Каракумо-Байсунский метаплатформенный массив, простирающийся от Центральных Каракумов на западе до Афгано-Таджикской впадины на востоке.

Фундамент массива, во всяком случае в его восточной части, образован глубокометаморфизованными нижнедокембрийскими комплексами, которые обнажаются на его северном краю в Южном Гиссаре (Каратегине и Байсуне) и в ядрах Кугитангского поднятия, отделяющего Афгано-Таджикскую межгорную впадину от Южно-Туранской плиты.

В западной части массива, в Центрально-Каракумском своде под мезозойским плитным чехлом бурением вскрыты средне-позднепалеозойские гранитоиды и кислые вулканы, а также эпизодически метаморфизованные песчано-сланцевые толщи среднепалеозойского (?) возраста, представляющие, по всей вероятности, дислоцированный чехол Каракумо-Байсунского массива. Среднюю часть массива между хр. Султануиздаг на севере и междуречьем Теджена и Мургаба на юге рассекают четко выраженные субмеридиональные зоны линейных магнитных аномалий, а также резких градиентов аномального гравитационного поля, интерпретируемые как длительно развивавшиеся зоны разломов в фундаменте, приуроченные к полосе так называемого Урало-Оманского линеамента [4, 19]. Ограниченная этими разломами субмеридиональная полоса характеризуется наибольшим погружением кровли фундамента. Не исключено, что в пределах этой полосы погребена узкая палеозойская (герцинская?) авлакогесинклинальная складчатая Хивинская зона, разделяющая рассматриваемый массив на два блока — Центрально-Каракумский и Восточно-Каракум-Байсунский, хотя прямых доказательств ее существования пока нет.

В южной и восточной частях Каракумо-Байсунского массива распространен пермо-триасовый комплекс, а возможно и более древние палеозойские образования, слагающие нижнюю часть его чехла. Наибольшей мощности (до 4—6) достигают они в субмеридиональной полосе Урало-Оманского линеамента, где выполняют глубокий Хивинский грабен [19]. Согласно Ш. Д. Давлятову и др. [20], последний состоит из двух сегментов (звеньев), разделенных субширотным Репетекским разломом; при этом южное, Мургаб-Тедженское звено, в котором фундамент наиболее глубоко опущен (до 10—16 км), в плане несколько смещено к востоку относительно более северного Восточно-Заунгузского звена, где фундамент залегает на глубине 8—13 км.

За северной границей Каракумо-Байсунского массива, проходящей по зоне Мангышлакско-Южно-Гиссарского глубинного разлома, намечается еще одно относительно наиболее погруженное звено той же субмеридиональной зоны грабенов, также смещенное к западу относительно Восточно-Заунгузского звена, — Аральский грабен, погребенный под средней частью Аральского моря. Аральский грабен непосредственно прилегает с востока к Северо-Устьюртскому массиву и приурочен к южному продолжению Аятской синклинойной зоны герцинид Урала. Этот факт является одним из основных для предположения о том, что и под более южными звеньями Арало-Мургабской зоны пермо-триасовых грабенов могут

быть также погребены герцинские складчатые зоны. Ширина этих грабенов составляет от 40—50 до 100 км (в южной части Теджено-Мургабского звена).

В отличие от Мангышлакской и Туаркырской авлакогеосинклинальных зон, также выполненных мощными пермо-триасовыми отложениями, в Восточно-Заунгузском и Теджен-Мургабском грабенах не отмечены проявления раннекиммерийской складчатости на рубеже триаса и юры, что, возможно, связано с различиями в протистирании этих зон (западно-северо-западное в первых и долготное в последних).

После начала формирования в рассматриваемой метаплатформенной области плитного комплекса в течение юрского периода Хивинская субмеридиональная зона продолжала испытывать относительно наиболее глубокое (до 2—3 км) погружение. Признаки оживления разломов, контролирующих грабены Арало-Мургабской рифтовой зоны [20], отмечаются в эоцене, когда в ее самой южной части, в Бадхызе, происходили мощные извержения андезито-базальтов и андезитов, а также в позднем плиоцене, когда в пределах ее северного (Аральского) звена, в районе п-ова Муйнак на южном побережье Аральского моря возник узкий (7—10 км), но относительно глубокий Кипчак-Дарьинский меридиональный грабен длиной 60 км, выполненный верхнеакчагыльскими отложениями мощностью до 0,6 км [20].

Изложенные выше данные о строении Донецко-Южно-Туранской метаплатформенной области позволяют предполагать, что под большей частью ее территории погребен древний, дорифейский метаморфический фундамент, более или менее сильно переработанный тектоно-магматическими процессами в позднем протерозое и палеозое. В рифее он испытал некоторое растяжение и деструкцию, приведшую к возникновению в его пределах отдельных линейных грабенообразных прогибов — авлакогенов или авлакогеосинклиналей (?); один из них — Донецкий — глубоко вдавался на западе в Восточно-Европейскую платформу, а на востоке пересекал рассматриваемую область в районе Мангышлака. В раннем или, скорее, среднем палеозое, по-видимому, после довольно длительной паузы эти зоны были регенерированы и развивались как узкие глубокие авлакогеосинклинальные прогибы. Выполняющие их преимущественно осадочные, карбонатно-терригенные образования в раннем карбоне или начале перми (в Донецкой зоне) подверглись сжатию, были смяты в линейные складки, метаморфизованы и прорваны интрузиями. Некоторые из разделяющих их метаплатформенных массивов или значительные их части (Карабогазский, западная часть Каракумского массива) в среднем — начале позднего палеозоя испытали термальное возбуждение и стали ареной кислого (наземного?) вулканизма и гранитообразования, тогда как другие массивы или их участки испытывали в палеозое слабое или умеренное погружение и покрывались чехлом (Северо-Устьюртский массив). В поздней перми — триасе некоторые из авлакогеосинклинальных зон, имеющие субширотное

или северо-западное простирание, параллельное границе со Средиземноморским поясом, вновь были регенерированы и, пережив глубокое, но сравнительно непродолжительное проседание (в условиях растяжения), на рубеже триаса и юры снова подверглись сильному сжатию в сочетании со сдвигом (Мангышлакская, Туаркырская зоны). Позднетриасовая фаза сжатия в этих зонах была почти одновременной с аналогичными предъюрскими (Кавказ) или раннеюрскими (Северный Афганистан) деформациями в северной части Средиземноморского пояса. Напротив, в субмеридиональной Хивинской пермо-триасовой грабенообразной зоне раннекимерийская фаза складчатости не проявилась, и она продолжала унаследованное погружение в течение юры, а в эоцене в ее южной части, вдоль зоны субмеридионального Тедженского (Герирудского) разлома произошли извержения андезито-базальтов и андезитов.

Юрско-палеогеновый плитный чехол, покрывавший почти всю территорию рассматриваемой метаплатформенной области (за исключением западной части Донецкой зоны), в начале миоцена и перед плиоценом местами подвергся полого-складчатым деформациям: они проявились снова в Мангышлакской и Туаркырской зонах, параллельных границе со Средиземноморским подвижным поясом, и явились отражением сильного сжатия последнего на раннеорогенной стадии альпийского цикла его геосинклинального развития.

ЮЖНО-АТЛАСКО-МАЛЬТИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Полосовидная Южно-Атласко-Мальтийская метаплатформенная область располагается на северной окраине Африканского континента и в пределах мелководного Африкано-Сицилийского порога, разделяющего глубоководные впадины западного и восточного Средиземноморья. На юге по зоне субширотного глубинного Северо-Сахарского разлома она граничит с древней Африканской платформой. Ее метаморфический фундамент, в отличие от древних платформ Лавразийской группы, состоит из нескольких крупных дорифейских ядер (кратонов) и спаявших их воедино складчатых зон и зон тектоно-термальной переработки раннерифейского, среднерифейского и позднерифейско-вендского возраста. В частности, к самой западной части рассматриваемой метаплатформенной области примыкает с юга складчатая система Антиатласа, формирование которой, согласно Ю. А. Шуберу и А. Фор-Мюре, закончилось около 1 млрд. лет назад, т. е. к концу среднего рифея (в гринвильскую эпоху), а формирование плитного чехла, в нижних горизонтах которого присутствуют кислые наземные вулканы, началось в позднем рифее — венде [104, 105]. Другие исследователи относят заключительные деформации Западного Антиатласа к панафриканской (байкальской) эпохе. В конце палеозоя, в эпоху герцинской складчатости этот чехол был несколько деформирован и в нем возникли крупные брахиморфные и субизометричные поднятия и разделяющие их прогибы.

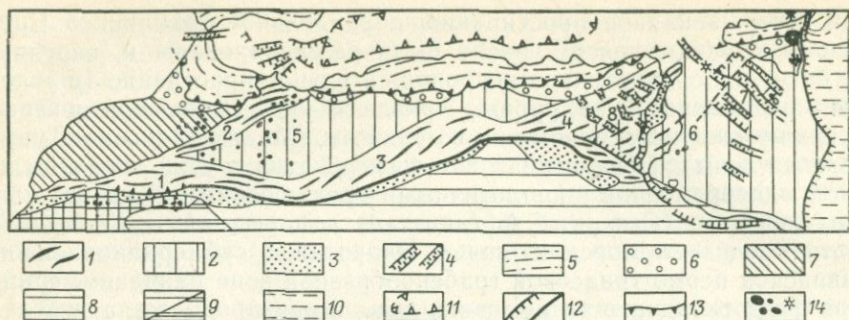


Рис. 47. Схематическая карта тектонического районирования Южно-Атласско-Мальтийской метаплатформенной области

1—4 — метакристаллическая область (1 — мезо-кайнозойские авлакогеносинклинальные складчатые зоны, 2 — метакристаллические массивы с фанерозойским чехлом, 3 — краевые прогибы и внутренние впадины, выполненные неоген-четвертичными отложениями, 4 — плиоцен-четвертичные грабены); 5—7 — Средиземноморский пояс: 5 — кайнозойские складчатопокровные сооружения, 6 — краевые прогибы, 7 — палеозойские складчатые зоны (Марокканской Месеты); 8—10 — Африканская платформа: 8 — поднятия фундамента (Антиатлас), 9 — Сахарская плита и авлакоген Угарта, 10 — Восточно-Средиземноморская перикратонная область; 11 — впадина с корой субкеанического типа, возникшая в миоцене; 12 — крупные сбросы; 13 — надвиги и покровы; 14 — плиоцен-четвертичные базальты и вулканические центры. Цифры на карте: 1 — Высокий Атлас, 2 — Средний Атлас, 3 — Сахарский Атлас, 4 — Тунисский Атлас, 5 — массив Высоких плато, 6 — Тассерин-Мальтийский массив, 7 — Пантеллерийская рифтовая система, 8 — Тунисская рифтовая система

На севере Южно-Атласско-Мальтийская область граничит со складчатыми сооружениями Средиземноморского подвижного пояса, на западном участке — с герцинидами Марокканской Месеты, а восточнее — с надвинутыми на нее альпийскими складчатыми сооружениями Эр-Рифа, Телль-Атласа и Северной Сицилии. На западе рассматриваемая область выклинивается в связи со сближением палеозойд Марокканской Месеты и рифейд Антиатласа, а на востоке ограничивается субмеридиональной зоной Мессинско-Миссуратского разлома, которая отделяет ее от лежащей на ее непосредственном продолжении глубоководной области Восточного Средиземноморья (рис. 47).

Своеобразная промежуточная тектоническая позиция и переходный характер строения и развития между Африкано-Аравийской платформой и Средиземноморским подвижным поясом, свойственные Южно-Атласско-Мальтийской, а также сходной с ней Северо-Аравийской метаплатформенной областям, отмечались многими исследователями [109]. Автор ранее рассматривал эту область как сочетание периферических массивов и эпиплатформенных складчатых зон, которые разделяют эти массивы и отделяют их от Африканской платформы [63]. Ю. Я. Кузнецов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов [47] относят эту область к особой категории тектонических элементов, разделяющих платформы и складчатые пояса, и предлагают называть маргиналиями. Свойственные маргиналиям узкие линейные складчатые зоны эти авторы, вслед за А. А. Богдановым, впервые высказавшим в 1961 г. предположение об авлакогенной природе Пальмирской складчатой

зоны, рассматривают в качестве авлакогенов, а смежные с ними жесткие массивы, также обязательно входящие в состав маргиналей, первоначально называемые ими табулярными мегаблоками, а позднее предложили именовать микроплитами [93]. Если учесть значительную деформированность южно-атласских авлакогенов, возникших в результате инверсии и линейной складчатости в зонах глубоких альпийских прогибов, то станет очевидным, что рассматриваемые зоны отвечают понятию «сложный авлакоген» по терминологии Н. С. Шатского [116], или авлакогеосинклинальная складчатая зона по принятой нами терминологии. Ряд исследователей [121, 195 и др.] квалифицируют складчатые зоны Высокого, Среднего, Сахарского, Тунисского Атласа как типичные интракратонные или интраконтинентальные складчатые зоны, а И. Штетт и П. Вюрстер [219] считают, что сооружение Высокого Атласа возникло на месте узкого, но сложно построенного интракратонного грабена или рифта в результате его тектонической инверсии. Термин «микроплита» (если производить его от «плиты» в классическом понимании этого термина, означающего участок платформы, перекрытый чехлом) нельзя признать вполне подходящим, так некоторые из микроплит, например, Марокканской Месеты, почти лишены плитного чехла. Вместе с тем, выделяемые под этим названием тектонические блоки вполне соответствуют метаплатформенным массивам, а в целом северная «маргинальная часть Африкано-Аравийского континента» отвечает в нашем понимании двум метаплатформенным областям (Южно-Атласско-Мальтийской и Северо-Аравийской) и разделяющей их Восточно-Средиземноморской области перикратонного погружения на северной окраине Африканской платформы.

В структурном плане Южно-Атласско-Мальтийской метаплатформенной области четко выделяются два метаплатформенных массива — Высоких плато или Оранской Месеты на западе и Кассерин-Мальтийский, большая часть которого располагается в пределах акватории мелководного Африкано-Сицилийского порога Средиземного моря, — на востоке. Первый из этих массивов отделяется на юге и юго-востоке от Африканской платформы авлакогеосинклинальными складчатыми зонами Высокого и Сахарского Атласа, на северо-западе и севере от герцинид Марокканской Месеты — авлакогеосинклинальной складчатой зоной Среднего Атласа. Все эти зоны выражены в рельефе в виде одноименных высоко- и среднегорных хребтов. Второй массив отделяется на северо-западе (от восточного окончания сооружения Телль-Атласа) авлакогеосинклинальной складчатой зоной Тунисского Атласа, а на юго-западе (от Африканской платформы) — аналогичной, но более узкой зоной Гафса.

Вопрос о возрасте фундамента метаплатформенных массивов Высоких плато и Кассерин-Мальтийского недостаточно ясен, поскольку он обнажается лишь в северо-западной части первого из этих массивов, где устанавливается палеозойский, герцинский возраст складчатого основания, аналогичный таковому расположен-

ного западнее складчатого сооружения в Марокканской Месеты, возникшего на месте герцинской мио- или мезогеоинклинальной системы. Герцинские структуры вскрываются местами также в ядрах складчатых зон Высокого и Среднего Атласа. На этом основании предполагалось, что герцинский складчатый фундамент присутствует под всей Южно-Атласско-Мальтийской областью. В последнее время, однако, складывается представление о том, что герцинский геосинклинальный комплекс присутствует лишь в самой западной и северо-западной частях Южно-Атласской области [7, 106]. В пользу этого говорит, в частности, то, что палеозойские складчатые структуры Марокканской Месеты и прилегающих к ней с востока зон простираются в северо-восточном направлении, а затем, возможно, круто поворачивают к северо-западу, продолжаясь в виде герцинских сооружений Иберийского полуострова. К юго-востоку и востоку от герцинид Марокко, т. е. на территории большей части массива Высоких плато, скорее всего, могут располагаться позднедокембрийские складчатые зоны, которые служат северо-восточным продолжением складчатой системы, окончательно сформировавшейся к концу среднего или позднего рифея. Докембрийский фундамент этих зон, по-видимому, перекрывался чехлом верхнерифейско-вендских вулканогенно-осадочных образований и палеозойских мелководных отложений. Восточнее, в пределах Кассерин-Мальтийского массива, где фундамент глубоко погружен, можно предполагать существование северного продолжения долгой Атакоро-Хоггарской среднерифейской складчатой системы, возможно, продолжавшейся далее к северу от Западной Скандинавии (Норгидо-Нигериды, по В. Е. Хаину, 1969 г.). Во всяком случае, докембрийский возраст фундамента этого массива не вызывает сомнений.

Массив Высоких плато имеет форму сильно сжатого ромба или параллелограмма. Поверхность его домезозойского фундамента лишь местами поднимается выше уровня моря, а на подавляющей части его площади опущена до 1—3 км, но местами, главным образом в позднеальпийских орогенных впадинах, до 4—6 км. Полого залегающий мезо-кайнозойский чехол массива начинается с грубообломочных отложений верхней перми — нижнего триаса, перекрываемых эвапоритовыми и песчано-глинистыми отложениями среднего — верхнего триаса, а местами также верхнетриасовыми базальтами. Выше следуют существенно карбонатные отложения юры и карбонатно-терригенные толщи мела и палеогена, а также преимущественно молассовые и молассовидные отложения неоген-четвертичного возраста. На приподнятых участках массива многие горизонты чехла выпадают из разреза.

Кассерин-Мальтийский массив имеет грубо треугольную, расширяющуюся к востоку форму. Фундамент его залегает значительно глубже и в целом, по-видимому, погружается к востоку от 5 до 6—10 км. Мезо-кайнозойский чехол Кассерин-Мальтийского массива, а также прилегающей к нему с северо-запада зоны Тунисского Атласа был в плиоцен-четвертичное время разбит много-

численными сбросами, обособившими ряд грабен и горстов преимущественно северо-западного простирания. Они образуют Пантеллерийскую рифтовую систему и ряд более мелких рифтовых структур к западу от нее; мы рассмотрим их после авлакогеосинклинальных складчатых зон Южно-Атласской области, которые охарактеризуем на примере наиболее изученной из них зоны Высокого Атласа [104, 195, 219].

Зона Высокого Атласа, выраженная в рельефе высокогорным (до 4165 м) хребтом, простирается в субширотном направлении на 800 км при ширине от 50 до 100—120 км. Она представляет собой альпийское складчатое сооружение, симметричное в поперечном сечении, в основном сложенное смятыми в умеренно сжатые линейные складки триасовыми, юрскими, а на его крыльях — отчасти также меловыми отложениями. На обоих флангах слагающие его образования по системам взбросов и надвигов надвинуты соответственно на Восточный Антиатлас и на край Африканской платформы на юге и на герциниды Марокканской Месеты и массив Высоких плато на севере (рис. 48). В ядрах некоторых антиклинальных структур из-под мезозоя наряду с докембрийскими образованиями выступает и палеозойский складчатый комплекс. Присутствие его, в особенности в восточной части Высокого Атласа и западной части Сахарского Атласа при допущении допалеозойского возраста фундамента южной и восточной частей массива Высоких плато, возможно, указывает на то, что эта зона как авлакогеосинклинальный прогиб была заложена еще в палеозое, претерпела в конце герцинского цикла инверсию и подверглась регенерации в мезозое. Эта регенерация прогиба в зоне Высокого Атласа началась в раннем триасе (или в конце перми?), когда в нем стали накапливаться континентальные красноцветные конгломераты и песчаники, обломочный материал которых сносился с обрамлявших его приподнятых областей Антиатласа и Марокканской Месеты.

В среднем и позднем триасе в этой зоне отлагаются гипсосодержащие отложения. Резкая изменчивость мощности триаса вдоль и вкрест простирания зоны Высокого Атласа (от 0,5—1 до 2—3 км и даже до 6 км!), по-видимому, отражает расчленение ее ложа сбросами субширотного и северо-восточного простирания (унаследованными от структуры фундамента) на ряд дифференцированно погружавшихся блоков, осложнявших строение формирующейся рифтоподобной впадины (рис. 49). В позднем триасе и начале юры эти разломы явились каналами для подъема к поверхности толент-базальтовой магмы, излияния которой происходили, по-видимому, на большей части площади зоны Высокого Атласа. Горизонтальное растяжение коры в общем северо-северо-западном — юго-юго-восточном направлении в эту эпоху, вероятно, было наибольшим, и разломы, ограничивавшие и рассекавшие фундамент грабенообразного прогиба Высокого Атласа, достигали верхней мантии. Одновременно мощные базальтовые излияния происходили в зоне Среднего Атласа, а также в западной прибрежной части Марок-

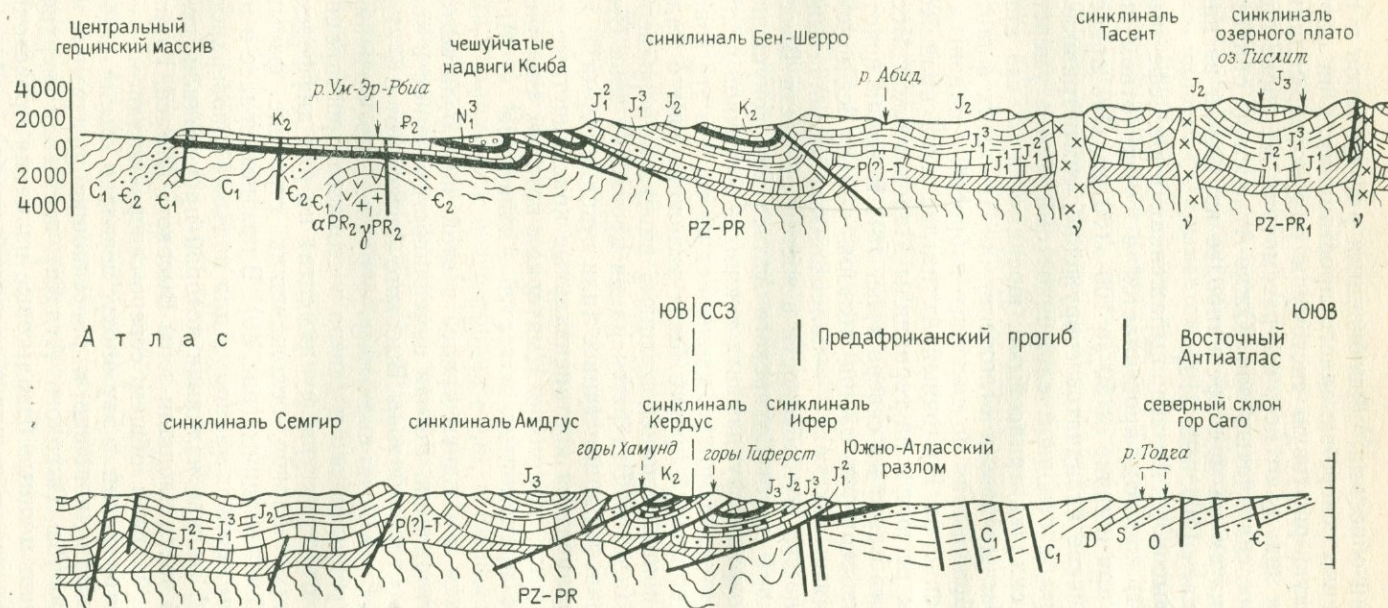
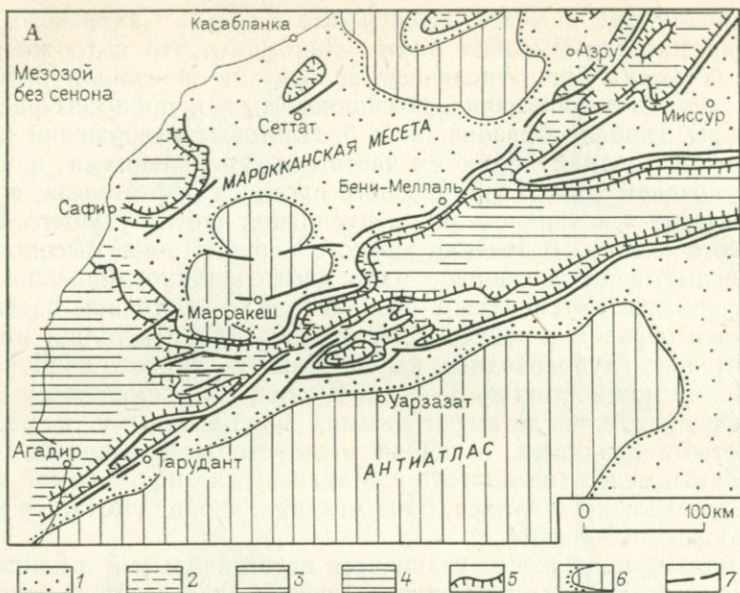


Рис. 48. Геологический разрез складчатой зоны Высокого Атласа. По А. Фор-Мюре и Ж. Шуберу (1973 г.)

канской Месеты, а менее интенсивные — в зоне Сахарского Атласа и на массиве Высоких плато. Напомним, что в то же время были заложены многочисленные грабены и произошли базальтовые излияния в Аппалачах. Очевидно, что эти процессы растяжения коры, грабенообразования и базальтовые извержения по обе стороны Атлантики являются частными проявлениями начавшегося в позднем триасе грандиозного процесса рифтогенеза, приведшего в итоге к возникновению центральной части будущего Атлантического океана. В течение юрского периода зона Высокого Атласа испытывала устойчивое мало дифференцированное погружение. Наиболее интенсивным было оно в ее восточной части, где (главным образом в лейасе и доггере) накопились толщи морских относительно глубоководных карбонатных и глинисто-карбонатных отложений мощностью до 3—4 км. К западу они сменяются мелководными, в том числе рифогенными, эвапоритовыми и песчано-глинистыми осадками, а общая мощность юры сокращается до 1—0,5 км и менее (на долготе г. Маракеш), и лишь в самой западной части Высокого Атласа, близ Агадира, вновь отмечается углубление юрского прогиба.

В мальме погружение становится неустойчивым и в конце юры прерывается. К этому времени, по мнению ряда авторов, относятся первые проявления деформаций сжатия и связанных с ними поднятий в зонах Высокого и Среднего Атласа; согласно М. Маттауэру, П. Таппонье и Ф. Прусту [195] они происходили в условиях горизонтального сжатия в северо-северо-восточном — юго-юго-западном направлении и сопровождались левосторонними смещениями по зонам разломов, разделявших блоки Марокканской Месеты, Высоких плато и Антиатласа. К этой же эпохе было приурочено внедрение многочисленных небольших базитовых интрузий с возрастом от 150—160 до 120—130 млн. лет. Однако Э. Лавиль и Кр. Арман [184] доказали недавно, что формирование этих субвулканических массивов происходило длительно, с ааленского до барремского века в анорогенной обстановке, одновременно с осадконакоплением, и сопровождалось формированием над ними куполовидных вздутий в юрском чехле и последующим кальдерообразованием. Породы же интрузивного комплекса представляют дифференцированную щелочную серию, включающую (в порядке внедрения) оливиновые троктолиты, монцодиориты, сиениты, лейкогаббро, ферродиориты, анортозиты, кварцевые ферросиениты, а также комагматичные породы интрузивных массивов дайки и потоки щелочных базальтов и гавайитов. Деформированность вмещающих отложений связана с процессом внедрения субвулканических тел, и предполагать существование предмеловых или раннемеловых деформаций сжатия в зоне Высокого Атласа, по мнению этих исследователей, нет оснований.

Тектоническое развитие Высокого Атласа в меловое время недостаточно ясно. Согласно А. Фор-Мюре и Ж. Шуберу, начиная с поздней юры погружение продолжалось лишь в узких краевых зонах, где накапливались относительно маломощные морские гли-



нисто-карбонатные, а в восточной части Высокого Атласа в раннем мелу — красноцветные терригенные осадки. Бóльшая же внутренняя зона уже с раннего мела была приподнята и временами подвергалась денудации. И. Штетс и П. Вюрстер, напротив, предполагают, что по крайней мере в западной части области Высокого Атласа в течение раннего мела, сеномана и турона продолжалось довольно глубокое (до 1—1,5 км) погружение, и в нее со стороны Атлантики проникал морской залив; современное отсутствие нижнемеловых и сеноман-туронских отложений в широкой приосевой зоне Высокого Атласа является вторичным и связано с последующей инверсией, поднятием и разрывом этой зоны, которые начались в сеноне и продолжались в палеогене. Одновременно с поднятием в зоне Высокого Атласа в позднем мелу началось или усилилось погружение на ряде участков ее жесткого обрамления (Марокканская Месета, Высокие плато, север Сахарской плиты). В палеоцене и эоцене почти вся зона Высокого Атласа была приподнята, а по краям ее местами отлагались морские осадки. Регрессия на рубеже эоцена и олигоцена, по-видимому, была синхронной первому пароксизму горизонтального субмеридионального сжатия в зоне Высокого Атласа (пиренейская фаза). В дальнейшем деформации сжатия повторялись в олигоцене и миоцене, причем «главный орогенетический пароксизм», согласно Ж. Шуберу и А. Фор-Мюре, имел место в предпонтическое время (т. е. перед поздним миоценом). Сжатие и воздымание сооружения Высокого Атласа сопровождалось возникновением по обоим его краям узких и прерывисто развитых краевых прогибов, заполнявшихся миоценовыми

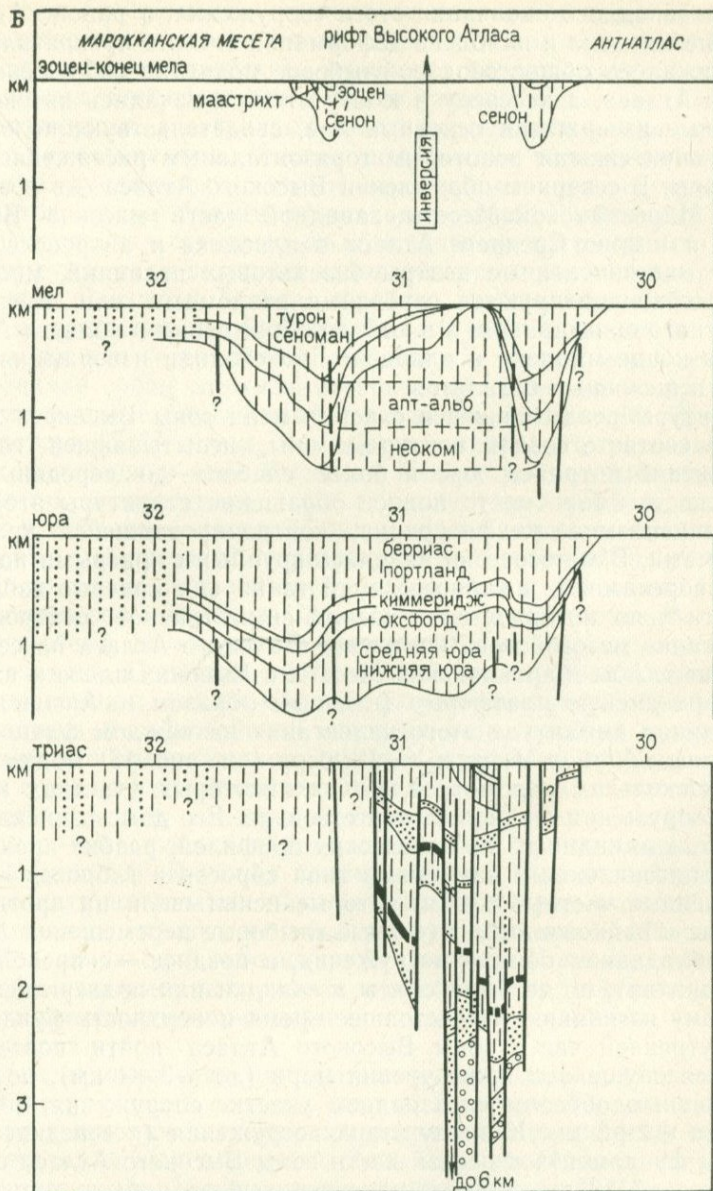


Рис. 49. Суммарные мощности триаса — турона (А) и схематические диаграмматические разрезы мезозойских отложений Высокого Атласа между 9° и $10^{\circ} 30'$ з. д. (Б). По И. Штетсу и Р. Вюрстеру (1982 г.)
 А — погружение: 1 — слабое ($<0,5$ км), 2 — среднее ($0,5-1$ км), 3 — сильное ($1-3$ км), 4 — максимальное (>3 км); 5 — границы зон с разной интенсивностью погружения; 6 — область поднятия; 7 — сингенетичные разломы

молассами. Наиболее глубокий из них (до 6 км) расположен к югу от западного окончания этого сооружения, в районе Агадира. В конце миоцена и плиоцене деформации сжатия прекратились, но продолжалось общее сводово-глыбовое поднятие сооружения Высокого Атласа, а к северу и к югу от него начались интенсивные наземные извержения основных лав, свидетельствующие о смене обстановки сжатия некоторым горизонтальным растяжением земной коры. В северном обрамлении Высокого Атласа — в восточной части Марокканской Месеты, западной части массива Высоких плато и в зоне Среднего Атласа в плиоцене и антропогене возникли многочисленные центры базальтовых излияний, многие из которых контролируются глубокими разломами или трещинами долготного простираения, а в южном обрамлении в области Антиатласа в конце миоцена и плиоцене происходили извержения фоновитов и щелочных базальтов.

Контуры воздымавшейся с конца мела зоны Высокого Атласа строго соответствовали контурам зоны, испытывавшей глубокое погружение в триасе, юре и более слабое — до середины мела [219], т. е. имело место полное обращение структуры этой зоны с сохранением ее конфигурации, контролировавшейся краевыми разломами. В мезозое они являлись крупными краевыми нормальными сбросами, а в кайнозое «работали» как краевые взбросы и надвиги*, по которым происходило симметричное центробежное надвигание мезозойского комплекса Высокого Атласа на север на жесткие глыбы Марокканской Месеты и Высоких плато и на юг — на Африканскую платформу (главным образом на Антиатлас)**. Суммарная амплитуда этого надвигания на каждом фланге, судя по данным А. Фор-Мюре и Ю. Шубера (см. рис. 48) может достигать нескольких километров, но на некоторых участках южного края сооружения оно вовсе отсутствовало. Его домезозойский фундамент, как видно из геологических профилей, разбит продольными и диагональными разломами типа сбросов и взбросов на многочисленные частные блоки, которые испытывали на протяжении мезозоя и кайнозоя относительные глыбовые перемещения (сперва с преобладанием общего погружения, а позднее — с преобладанием поднятия), но не были смяты в складки или подверглись лишь пологому изгибанию. В настоящее время поверхность фундамента во внутренней части зоны Высокого Атласа почти повсеместно остается опущенной ниже уровня моря (до —3—4 км), но местами, главным образом на западном участке сооружения, поднимается до +2+3 км. К концу этапа погружения (к середине мела) кровля фундамента в осевой части зоны Высокого Атласа опускалась до —7—8 км, а в постинверсионный этап была приподнята не менее чем на 4—5 км. Мезозойские отложения в зоне Высокого

* Некоторые исследователи [155] исходя из кулисного расположения складок Высокого Атласа считают, что подвижки по его краевым разломам имели также правосдвиговую компоненту.

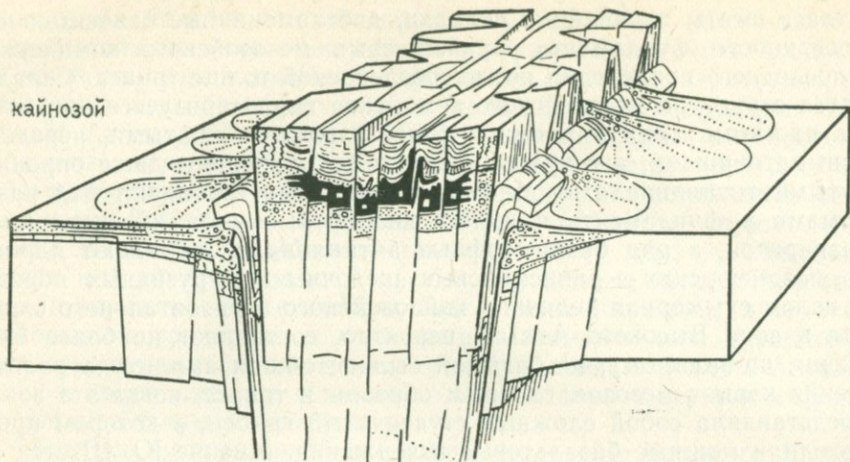
** Эти надвиги очень похожи на краевые надвиги на северной окраине Донецкого складчатого сооружения.

Атласа смяты в линейные складки, дисгармоничные относительно поверхности фундамента, причем срыв мезозойского комплекса с последнего происходил по гипсосоленосной толще триаса. Складчатая структура мезозойского комплекса характеризуется широкими плоскими синклиналями и более узкими и сжатыми, нередко асимметричными, а в краевых частях сооружения — даже опрокинутыми антиклиналями. Многие антиклинали возникают над разломами в фундаменте и имеют диапировые ядра из триасовых эвапоритов, а ряд брахиморфных антиклиналей обладают ядром из позднеюрских — раннемеловых щелочных интрузивных пород. В целом суммарная величина кайнозойского горизонтального сжатия в зоне Высокого Атласа, вероятно, составляет не более 5—10 км; по-видимому, не большей была и общая амплитуда растяжения коры в мезозое, главным образом в триасе, когда эта зона представляла собой сложный ступенчатый грабен, в котором происходили мощные базальтовые извержения. Мнение Ю. Штетса и Р. Вюрстера [219] о том, что общая амплитуда горизонтального растяжения коры в зоне Высокого Атласа на мезозойском этапе погружения не достигала 1 км, а амплитуда послеинверсионного сжатия в кайнозое — даже 0,5 км, как нам кажется, сильно занижает реальный масштаб горизонтальных движений в этой зоне. Однако предложенная этими исследователями, тектоническая интерпретация зоны Высокого Атласа в качестве сложного ступенчатого грабена, возникшего в триасе в связи с процессом зарождения впадины Центральной Атлантики на его начальной стадии на юго-восточном фланге области рассеянного рифтообразования, и последующей кайнозойской инверсии этого грабена с подъемом его днища и с превращением краевых сбросов во взбросо-надвиги в связи с позднеальпийским сжатием и орогенезом в прилегающем к Высокому Атласу с севера Средиземноморском геосинклинальном поясе — эта концепция представляется принципиально правильной (рис. 50). В нашем понимании зона Высокого Атласа может рассматриваться как один из типичных примеров авлакогеосинклинальных складчатых зон, наряду с Донецкой, Мангышлакской, Новоземельской зонами, от которых она, однако, отличается меньшей амплитудой погружения и последующих деформаций сжатия и соответственно меньшими проявлениями кливажа, метаморфизма пород и пр.

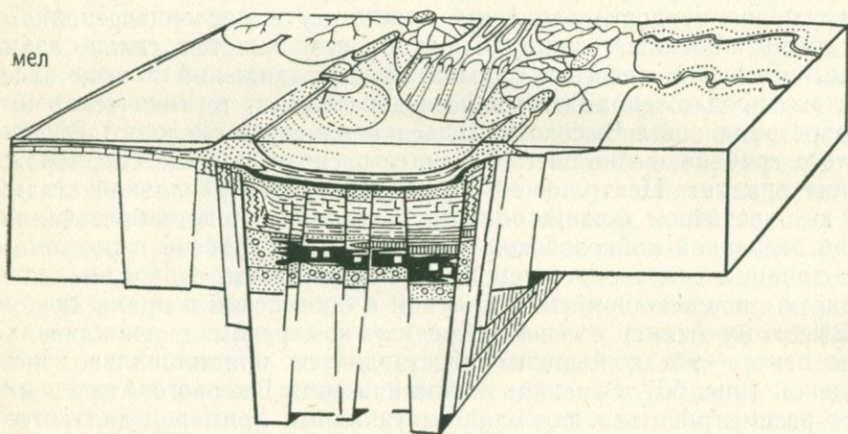
Других авлакогеосинклинальных складчатых зон Южно-Атласской области, в целом сходных с зоной Высокого Атласа по своему строению и истории развития, мы коснемся очень кратко, отметив лишь некоторые их особенности. Зона Среднего Атласа, «зажатая» между массивами Высоких плато и Марокканской Месеты, является как бы уменьшенной копией зоны Высокого Атласа (длина ее до 500 км, ширина 30—50 км, высота до 3,3 км), очень близкой к ней по разрезу мезозоя, морфологии и возрасту структурных форм и истории формирования.

Зона Сахарского Атласа протяженностью около 1000 км, шириной около 100 км и высотой до 1,5—2 км, лежащая между се-

кайнозой



мел



верным краем Африканской платформы и метаплатформенным массивом Высоких плато, служит восточным продолжением зоны Высокого Атласа. Амплитуда погружения этой зоны в триасе неясна (триасовые отложения очень слабо обнажены), но в течение юры и мела она значительно превосходила погружение в зоне Высокого Атласа (до 5—7 км в юре и до 3—5 км в мелу), а в восточной части Сахарского Атласа опускание продолжалось в палеоцене и эоцене. Первые фазы деформаций сжатия, фиксируемые несогласиями в разрезе, имели место в предсеноманское и сенонское время. Однако наиболее интенсивные деформации, приведшие к формированию современной складчатой структуры Сахарского Атласа, происходили, как и в Высоком Атласе, перед олигоценом и в миоцене. В итоге возникла складчатая зона, состоящая из широких плоскодонных синклиналей и узких гребневидных подраз-

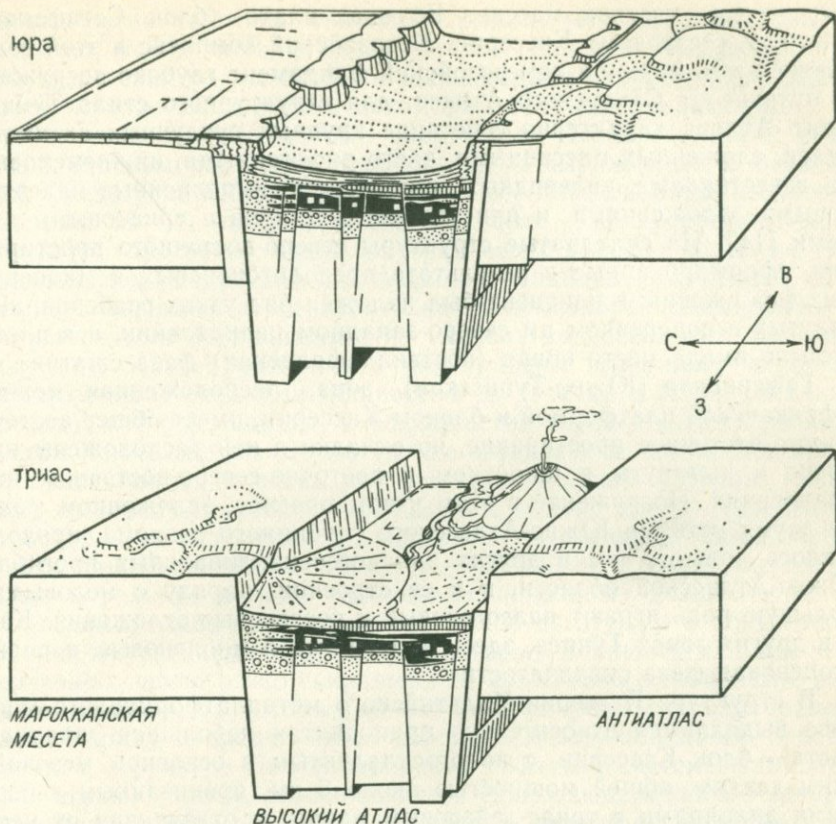


Рис. 50. Блок-диаграммы развития зоны Высокого Атласа как мезозойской рифтовой структуры. По И. Штетсу и Р. Вюрстеру (1982 г.)

ломных антиклиналей, вытянутых на многие десятки и даже первые сотни километров. На их сводах и крыльях вдоль разрывов нередко внедряются триасовые гипсы и ангидриты [17]. Кайнозойская инверсия в зоне Сахарского Атласа выражена слабее, чем в Высоком Атласе, абсолютное поднятие менее значительно, а домезозойский фундамент Сахарского Атласа (кроме самого западного участка) остается погруженным в его осевой зоне до 5—8 км ниже уровня моря. Тем не менее, позднекайнозойское складкообразование и воздымание сооружения Сахарского Атласа сопровождалось возникновением вдоль обоих его флангов асимметричных краевых прогибов, в которых домезозойский фундамент опущен до —5 км. На востоке зона Сахарского Атласа расщепляется на две ветви, разделенные треугольным Кассеринским блоком Кассерин-Мальтийского массива (так называемым «островом» Кассерин).

Зона Тунисского Атласа, представляющая северо-восточное продолжение Сахарского Атласа, возникла между северо-восточ-

ным узким участком массива Высоких плато (блок Сетифского плато) и «островом» Кассерин. Мезозойский комплекс в этой зоне также очень мощен и домезозойский фундамент глубоко погружен. В отличие от Сахарского Атласа, для структурного стиля Тунисского Атласа характерно сочетание крупных сундучных антиклиналей, сложенных массивными, часто рифогенными, нижнемеловыми известняками, килевидных синклиналей, выполненных палеогеновыми отложениями, и присутствие диапиров с триасовыми ядрами [14]. На складчатые структуры северо-восточного простирания, сформированные в результате предолигоценых и миоценовых фаз сжатия, в плиocene был наложен ряд узких грабенов, вытянутых в поперечном им северо-западном направлении, а в плейстоцене имела место новая (поствилафранская) фаза сжатия.

Гафсинская (Южно-Тунисская) зона, расположенная между Африканской платформой и блоком Кассерин, имеет общее восточно-юго-восточное простирание, но складки в ней расположены кулисно и вытянуты в широтном и восточно-северо-восточном направлениях. Погружение в этом узком прогибе, заложенном между двумя ветвями Южно-Атласского глубинного разлома, продолжалось дольше, чем в других авлакогеосинклинальных прогибах Южно-Атласской области, и в ее строении, наряду с меловыми, большую роль играют палеогеновые и неогеновые отложения. Как и в других зонах Туниса, здесь проявились и миоценовые, и плейстоценовая фаза складчатости.

В структуре Кассерин-Мальтийского метаплатформенного массива выделяются относительно приподнятая небольшая западная часть — блок Кассерин, с пологоскладчатым в основном мезозойским чехлом, общей мощностью около 5 км, пронизанным гипсовыми диапирами с триас-лейасовым ядром, и отделенная от него субмеридиональной зоной глубинного Восточно-Тунисского разлома относительно опущенная обширная восточная часть, с более мощным (до 6—10 км?) мезо-кайнозойским и палеозойским (?) чехлом; она включает самую восточную низменную часть Туниса — Сахель, относительно мелководную область Африкано-Сицилийского порога Средиземного моря и южную часть Сицилии — поднятие Рагуза. С севера этот массив ограничен надвинутыми на него с севера альпийскими покровно-складчатыми сооружениями Северной Сицилии, формирование которых закончилось в позднем миоцене, и обрамляющим их миоценовым краевым прогибом Кальтаниссетта. Характер сочленения восточной части этого массива с Африканской платформой недостаточно ясен и граница между ними проводится условно.

В плиоцен-четвертичное время восточная часть Кассерин-Мальтийского метаплатформенного массива (и в меньшей степени — его западная часть, а также прилегающая к ней зона Тунисского Атласа) стали ареной рифтообразования, приведшего к возникновению Пантеллерийской рифтовой системы (рифтовой системы Сицилийско-Тунисского пролива) и сопряженных с ней рифтовых структур. Своеобразие этой зоны заключается в ее формировании в ус-

ловиях развития очень мощного плитного мезо-кайнозойского, а частично, может быть, и палеозойского (?) чехла. Возможно, что при заложении разломов были использованы структурные особенности глубоко залегающего докембрийского (?) фундамента.

Главными тектоническими элементами Пантеллерийской рифтовой системы являются грабены, четко выраженные в рельефе дна в виде удлиненных (до 100—200 км) плоскодонных депрессий шириной 15—40 км с крутыми склонами. Их грабенообразная структура прекрасно видна на сейсмоакустических разрезах, характеризующих строение дна Африкано-Сицилийского порога, сложенного мощными субгоризонтально залегающими неогеновыми и палеогеновыми отложениями, на глубину до нескольких километров (рис. 51). «Врезанные» в них грабены выполнены плиоцен-четвертичными осадками мощностью до 1—2 км и более (впадина Джела), которые, однако, в большинстве случаев далеко не полностью компенсируют относительное опускание их днищ. Эти осадки прислоняются к очень крутым тектоническим уступам (сбросам) на бортах грабенов [64]. Грабены обычно имеют ступенчатое строение. Они разделяются горстовыми поднятиями, также нередко ступенчатыми, общей шириной до 30—50 км и более, выраженными в рельефе в виде удлиненных подводных возвышенностей с плоскими, слабо выпуклыми или слабо вогнутыми в поперечном сечении внутренними частями, на которых мощность плиоцен-четвертичного чехла резко сокращена по сравнению с грабенами, или даже островов, на которых он отсутствует (Мальтийский архипелаг). Наряду с продольными сбросами северо-западного простирания, в структуре Пантеллерийской рифтовой системы заметную роль играют сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги поперечного — северо-восточного и восточно-северо-восточного простирания, по крайней мере, частично более древние по времени заложения, чем продольные разломы, что было установлено Ю. Х. Иллиэсом на Мальтийском горстовом поднятии [178].

В структурном плане рифтовой системы выделяются два крупных поперечных сегмента. Северо-западный сегмент выражен узким в своей северной части и более широким и глубоким в юго-восточной части протяженным Пантеллерийским грабеном, а также обрамляющими его сильно раздробленными поднятиями типа односторонних горстов. Пантеллерийский грабен осложнен небольшим внутренним поднятием, к которому приурочен полигенный вулканический массив о-ва Пантеллерия. Он сложен средне- и позднечетвертичными вулканитами типичной для континентальных рифтовых зон бимодальной субщелочной ассоциации (трахиты, пантеллериты и субщелочные базальты, гавайиты, муджиериты), по мнению Л. Чиветта и др. [150], образовавшейся в результате фракционирования родоначальной основной магмы мантийного происхождения.

С юго-востока Пантеллерийский грабен и смежные с ним поднятия, по-видимому, ограничены зоной поперечных разломов, (впрочем, не очень отчетливо выраженной), за которой структура

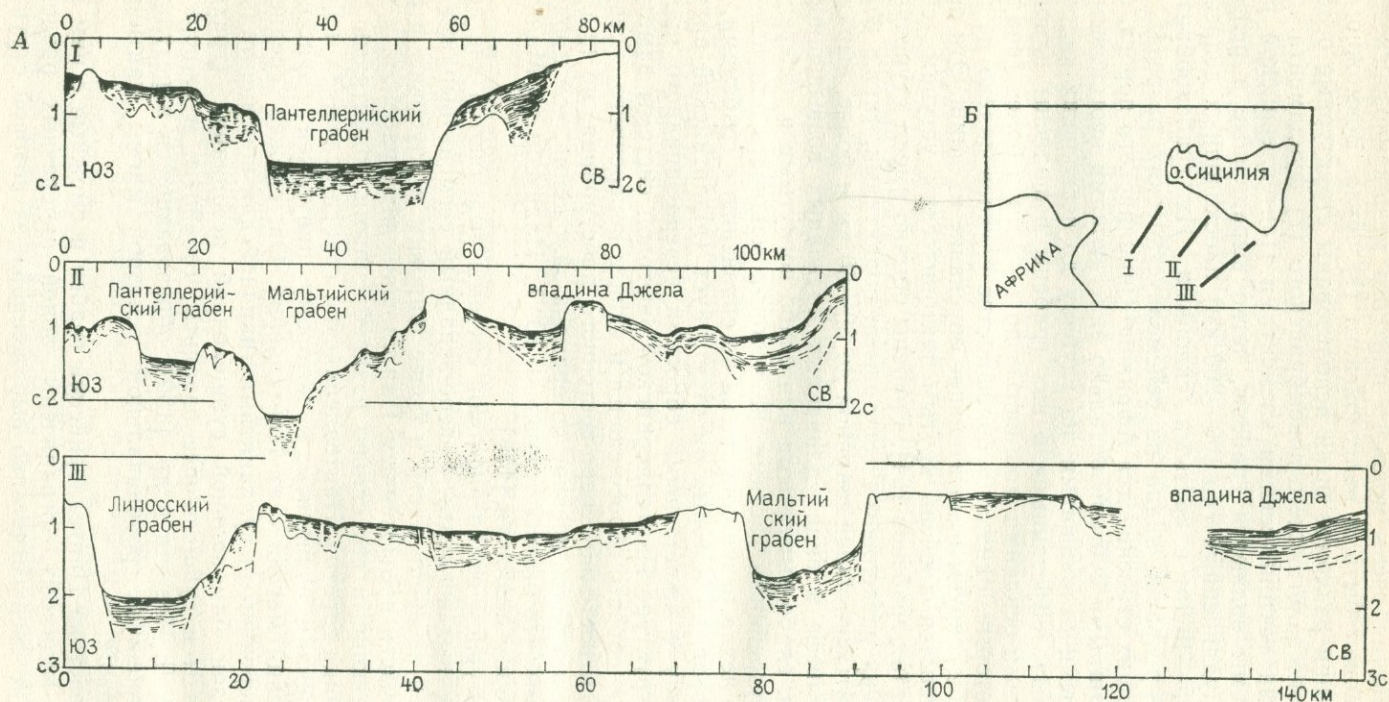


Рис. 51. Сейсмические разрезы плиоцен-четвертичных отложений Пантеллерийской рифтовой системы — А (I—III) и их положение в структурном плане — Б. По В. Н. Москаленко (1981 г.)

рифтовой системы изменяется и в целом усложняется. В юго-восточном сегменте с северо-востока на юго-запад между Южной Сицилией и Африкой располагаются следующие блоковые структуры северо-западного простираия: 1) ступенчатый грабен Джелла; 2) горст Мальтийского архипелага, разбитый на ряд поперечных блоков, с его северо-западным подводным продолжением, к которому приурочены подводные, в том числе активные вулканы, 3) Мальтийский грабен, кулисно примыкающий на северо-запад к юго-восточному окончанию Пантеллерийского, 4) широкий горст Каллипсо с несколько прогнутым сводом, 5) Лиозский грабен, к юго-западному борту которого приурочен одноименный вулканический остров, сложенный лиозитами — щелочными основными лавами, переходными между трахибазальтами и тефритами; на юго-восточном продолжении Лиозского грабена лежит другой грабен, и их общая протяженность достигает 350 км; 6) широкий (до 100 км) горст, разбитый мелкими продольными разломами на ряд небольших блоков, к одному из которых приурочен п-ов Лампедуза, 7) углубляющийся к юго-востоку ступенчатый грабен Джаррафа, дно которого нарушено соляными диапирами [143], с его юго-восточным продолжением, 8) горстовое поднятие, 9) Триполитанский грабен.

Общая длина Пантеллерийской рифтовой системы достигает 500 км, а ширина, сравнительно небольшая в северо-западной части, увеличивается к юго-востоку до 300—350 км. Соответственно в этом направлении возрастают количество наклонных сбросов и суммарная амплитуда горизонтальной составляющей плиоцен-четвертичных смещений по ним, а следовательно, и общая величина горизонтального растяжения; это позволяет предполагать, что Южно-Сицилийский (Рагузский) блок в процессе рифтообразования не только отдалялся от Африканской платформы, но и испытывал некоторое вращение относительно последней. Независимые подтверждения такого предположения дают палеомагнитные исследования, свидетельствующие о повороте блока Южной Сицилии относительно Африки против часовой стрелки на 15° в плиоцен-четвертичное время [138].

Выше уже упоминалось, что к западу от Пантеллерийской рифтовой системы расположена широкая область распространения узких (5—15 км) грабенов северо-западного, северо-северо-западного и западно-северо-западного простираия, наложенных на доплиоценовые складчатые структуры Тунисского Атласа и блока Кассерин. Тунисская рифтовая система отделена от Пантеллерийской областью Восточного Туниса и подводного сводового поднятия Керкунна к востоку от него, где проявления рифтогенеза отсутствуют. Интересно, что развитие ряда складок в пределах Туниса возобновилось в плейстоцене (поствиллафранкская фаза складчатости), уже после заложения поперечных к их простираию грабенов. Складывается впечатление, что эти взаимосвязанные структуры развивались в условиях существования почти неизменного по своей ориентировке на протяжении позднего миоцена, плиоцена и

антропогена поля напряжений с осью максимального сжатия, ориентированной в северо-западном — юго-восточном направлении, и с осью относительного максимального растяжения, простирающейся с юго-запада на северо-восток. В те фазы, когда усиливалось сжатие, происходили складчатые деформации, а в фазы, когда сжатие ослаблялось, усиливалось горизонтальное растяжение в юго-западном — северо-восточном направлении и активизировалось развитие поперечных к ним грабенов. Следует отметить, что и северная часть собственно Пантеллерийской рифтовой системы накладывается на миоценовые складчатые структуры, связывающие северо-восточную часть Туниса и северо-западную часть Сицилии, причем северное продолжение Пантеллерийского грабена — узкая Эгадская впадина — принимает здесь долготное, а затем и северо-восточное простираие и постепенно преобразуется из грабена в синклиналь.

Пантеллерийская рифтовая система характеризуется раздробленной и несколько утоненной (до 30 км, а может быть, и до 25—20 (?) км) и несколько переработанной инъекциями основного мантийного материала континентальной корой, причем большинству ее грабенов отвечают положительные гравияномалии Буге (до $+60 \cdot 10^{-5} + 90 \cdot 10^{-5}$ м/с²). По предположению Я. П. Маловицкого [55], в позднем миоцене в области Африкано-Сицилийского порога существовало огромное сводовое поднятие (палеосвод Лампеоне), фрагментом которого являются современные поднятия Керкена, Иблео (Рагуза), Адвентура и др.; в мессинском веке, а затем в плиоцене при заложении Пантеллерийской рифтовой системы оно было расколото и распалось на отдельные остаточные поднятия на его северо-восточных и юго-западных флангах.

Пантеллерийская и Тунисская плиоцен-четвертичные рифтовые системы в целом представляют одно из звеньев в грандиозном трансконтинентальном Рейнско-Ливийском рифтовом поясе, пересекающем Среднеевропейскую метаплатформенную область, Средиземноморский подвижный пояс и Африканскую платформу от Северного моря до Гвинейского залива.

Восточно-Средиземноморская впадина (s. l.), занимающая почти всю восточную половину Средиземного моря, отделяется от Африкано-Сицилийского порога крупнейшим субмеридиональным разломом (Миссуратский разлом, по Я. П. Маловицкому [55]). В северной половине он выражен в рельефе морского дна в виде очень крутого уступа высотой до 2—4 км (Сиракуза-Мальтийский эскарп), переходящего в самой северной части в новейший грабен Мессинского пролива, который, как и грабены Пантеллерийской и Тунисской рифтовых систем, наложен на миоценовые складчатонадвиговые структуры Сицилийско-Калабрийской дуги. К западному борту этого крупнейшего нарушения приурочен огромный полигенный четвертичный вулканический массив Этна, сложенный лавами базальтового, тефритового, трахиандезитового состава, а также район длительных (в мезозое и кайнозое) базальтовых и тефритовых подводных излияний Иблеа к югу от него.

С поверхности Сиракуза-Мальтийского эскарпа драгированием были подняты образцы морских отложений от верхнего триаса до миоцена, сходных со вскрытыми бурением мезо-кайнозойскими отложениями плато Рагуза [214], а на дне Ионического моря к востоку от него сейсмоакустическими исследованиями на глубинах 3,5—4 км и более обнаружены миоценовые (домессинские) барьерные [40] рифы. Эти факты свидетельствуют в пользу представлений А. Л. Яншина, А. Е. Шлезингера и др. [119] о возникновении современных глубоководных впадин Средиземноморья и, в частности, Ионической впадины, в результате обрушения их ложа до 2—4 км по ограничивающим их зонам сбросов и флексур в конце миоцена — начале плиоцена. Этот процесс, по-видимому, сопровождался изменением физических свойств консолидированной части коры глубоководных участков дна Восточного Средиземноморья, что позволило некоторым исследователям относить ее к субокеаническому типу. Однако многие исследователи склоняются к признанию континентальной структуры земной коры всего Восточного Средиземноморья [55, 65, 151, 152, 204, 207], или большей части его площади, кроме Ионического моря [193]. Общая мощность коры оценивается разными авторами в пределах 20—30 км, местами до 35 км, и лишь в центральной части впадины Ионического моря она по сейсмическим данным редуцирована до 14—15 км (при мощности осадочного слоя до 8—10 км). Резкое сокращение мощности консолидированной коры и исчезновение сейсмического и гранитного слоя в этой глубокой впадине, по-видимому, представляют явления, сходные с установленными во внутренних частях Черноморской и Прикаспийской впадин, и, очевидно, обусловлены общей, еще не вполне выясненной причиной.

Можно предполагать, что до позднего миоцена обширная Восточно-Средиземноморская область мало отличалась по своему строению и характеру развития от области Африкано-Сицилийского порога и, подобно Кассерин-Мальтийскому метаплатформенному массиву, могла представлять собой одно или несколько звеньев обширной Периафриканской метаплатформенной области, отделявшей Африкано-Аравийскую платформу от Средиземноморского подвижного пояса и включавшей Южно-Атласско-Мальтийскую и Северо-Аравийскую метаплатформенные подобласти. Возможно, что при последующих более детальных геолого-геофизических исследованиях в структурном плане ложа восточной части Средиземного моря будут выявлены отдельные жесткие блоки и разделяющие их линейные подвижные зоны типа авлакогенов или авлакогеосинклинальных прогибов. Одной из таких депрессий, пока не испытавших инверсии и складчатых деформаций, может являться линейно-вытянутая глубоководная Южно-Левантийская котловина (впадина Геродота), простирающаяся в юго-западном направлении от о-ва Кипр к самой восточной части Ливийского побережья Африки, в которой глубины дна превышают 3 км, а подошва фанерозойского осадочного комплекса опущена до максимальных для ложа Средиземного моря глубин в 12—16 км и более. Поверхность

Мохо в пределах Южно-Левантийской котловины относительно приподнята до —25—22 км [193] и, таким образом, мощность консолидированной части коры сокращена в ней до 8—10 км против 15—20 км в смежных районах Восточного Средиземноморья. По геофизическим данным установлен глубинный разлом, проходящий вдоль оси этой впадины и достигающий верхов мантии [64].

СЕВЕРО-АРАВИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта сравнительно небольшая область располагается в крайней северо-западной части Аравийского полуострова к северо-западу от южной части Левантинской рифтовой зоны и юго-восточного края Пальмирской складчатой зоны. Она включает в качестве главных структурных элементов Пальмирскую, Синджарскую и Северосинайскую авлакогеосинклинальные складчатые зоны северо-восточного простириания, Северо-Аравийский метаплатформенный массив, расположенный между этими зонами и южным краем Средиземноморского складчатого пояса (альпийскими складчатыми сооружениями Восточного, Армянского Тавра и западной частью Загроса), а также субмеридиональную Левантинскую рифтовую зону, которая разделяет этот массив и рассматриваемую область в целом на два блока — западный и восточный (рис. 52).

Пальмирская авлакогеосинклинальная складчатая зона простирается в северо-восточном направлении на 500 км при ширине от 100 км в средней части до первых десятков километров на своих юго-западных и северо-восточных окончаниях. Она возникла на месте глубокого линейного прогиба в рельефе поверхности докембрийского фундамента Аравийской платформы, глубина которого ныне доходит до —8—9 км, а первоначально, по-видимому, местами превышала 10 км. Представление об авлакогенной природе Пальмирской зоны было впервые высказано в 1961 г. А. А. Богдановым и получило развитие в работах В. П. Поникарова, В. В. Козлова, А. В. Разваляева, Е. Д. Сулиди-Кондратьева, А. К. Уфлянда и др. [88 и др.]. Однако Пальмирская складчатая зона должна рассматриваться в качестве типичного сложного авлакогена, по терминологии Н. С. Шатского [116], или авлакогеосинклинали — по принятой нами терминологии. Эта зона характеризуется крупным минимумом геомагнитного поля, отражающим глубокое погружение фундамента. Мезозойские (а возможно, и палеозойские) и палеогеновые морские существенно карбонатные отложения чехла вплоть до верхнего эоцена обладают в Пальмирской зоне относительно повышенными мощностями по сравнению с прилегающими районами (в среднем в 2—2,5 раза). На рубеже эоцена и олигоцена Пальмирская зона испытала инверсию, в ней возникли постепенно растущие поднятия, а на ее флангах и в остаточных внутренних прогибах в олигоцене, раннем и среднем миоцене накапливались песчано-глинистые отложения типа нижней молассы. С конца эоцена до позднего миоцена в ходе нескольких фаз сжатия была сформирована современная довольно простая антиклинальная

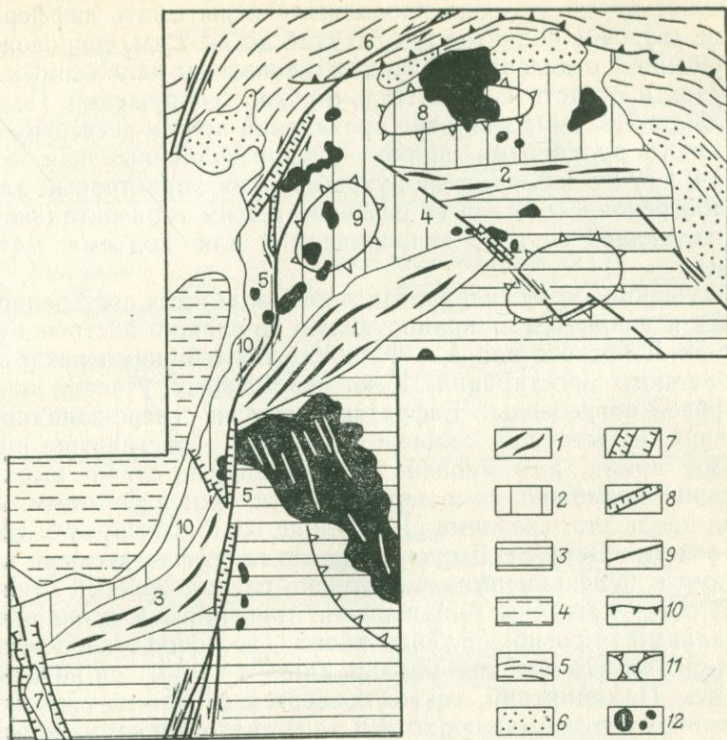


Рис. 52. Тектоническая схема Северо-Аравийской метаплатформенной области
 1 — авлакогеосинклинальные складчатые зоны; 2 — метаплатформенные массивы с фанерозойским чехлом; 3 — Аравийская и Африканская платформы; 4 — Восточно-Средиземноморская область перикратонного погружения; 5 — альпийские складчатые сооружения; 6 — альпийские краевые прогибы и внутренние впадины; 7 — позднекайнозойские грабены (континентальные рифты) и сбросы; 8 — сдвиго-раздвиговые зоны; 9 — сдвиги; 10 — надвиги и покровы; 11 — впадины и поднятия в плитном чехле, 12 — неоген-четвертичные базальты. Цифры на карте: 1 — Пальмирская авлакогеосинклинальная зона, 2 — то же, Синдjarская (Абд-эль-Азиз), 3 — то же, Северо-Синайская, 4 — Аль-Фуратская (Евфратская) сдвиговая зона, 5 — Левантинская сдвиго-раздвиговая зона, 6 — то же, Северо-Анатолийская, 7 — Суэцкий грабен, 8 — Диарбекирская антеклиза, 9 — Халебская антеклиза, 10 — Палестинско-Ливанский блок

структура Пальмирской складчатой зоны, выраженная чередованием гребневидных и сундучных антиклиналей и более широких открытых и плоскодонных синклиналей, осложненных рядом крутых (до вертикальных) продольных и диагональных разломов взбросового и взбросово-сдвигового типа. В южной части Пальмирской зоны развиты продольные линейные складки и разрывы, а в северной — брахиморфные складки, а также разрывы как продольного, так и диагональных (северо-северо-восточного и субширотного) простираний, по-видимому, отражающие различия в блоковой структуре фундамента южного и северного флангов этого сооружения. Вдоль обоих его бортов проходят крупные разрывы и флексуры, очевидно, контролируемые краевыми разломами в фундаменте Пальмирской авлакогеосинклинальной зоны. В плиоцен-чет-

вертикальное время эта зона продолжала испытывать дифференцированное сводовое поднятие амплитудой до 1—2 км, сопровождаемое погружением отдельных мелких остаточных и наложенных впадин на краях и отчасти внутри Пальмирского сооружения. Полное отсутствие в Пальмирской зоне проявлений неоген-четвертичного базальтового вулканизма, широко распространенных как к северу, так и к югу от нее, очевидно, указывает на характерный для всего постинверсионного этапа ее развития режим горизонтального сжатия, делающей ее кору непроницаемой для подъема мантийной магмы.

К северо-востоку складчатая зона Пальмирид постепенно погружается и упирается в экранирующую ее сложно построенную зону Дейр-Эс-Дзорского или Аль-Фуратского глубинного разлома северо-западного простириания. К юго-восточному участку последней приурочен погребенный Евфратский грабен северо-западного простириания, испытывавший сильное опускание и растяжение в позднемеловое время, а в миоцене подвергшийся слабо выраженной инверсии, возможно, сопровождавшейся праводвиговыми смещениями вдоль этого разлома [199] — рис. 53. К востоку от более северного участка Дейр-Эс-Дзорского разлома геофизическими исследованиями и бурением выявлен кулисно расположенный относительно Пальмирской зоны Синджарский трог [189] или авлакогеосинклинальный прогиб субширотного восточно-северо-восточного простириания. По подошве мезозоя (до —4—5 км) он не менее глубок, чем Пальмирский, также подвергся в неогене сжатию и инверсионному воздыманию, хотя и менее интенсивному, чем в Пальмиридах, и выражен на поверхности в виде крупного валообразного поднятия Абд-Эль-Азиз-Синджар протяженностью до 350 км, осложненного отдельными складками и приразломными мелкими блоками верхнепалеозойских пород.

На юго-западе Пальмирская складчатая зона ограничивается диагональной к ее простирианию Левантинской зоной разломов, которая на этом участке имеет северо-северо-восточное направление и представляет зону «чистого» левостороннего сдвига, без свойственной другим субмеридиональным участкам Левантинской зоны разломов раздвиговой компоненты. Юго-западным продолжением Пальмирид, по западную сторону последней, можно считать Северо-Синайскую складчатую зону, которая в плане как бы «смещена» относительно Пальмирской на 250 км к югу. Эта зона простирается от Левантинской зоны разломов (района грабена Мертвого моря) в юго-западном направлении на 500—600 км, постепенно затухая к юго-западу от дельты Нила, т. е. уже в пределах Африканской платформы. В своей западной части Северо-Синайская складчатая зона пересекается поперечными к ней разломами северного окончания Суэцкой рифтовой зоны и параллельным им Каирским грабеном.

В строении Северо-Синайской складчатой зоны, как и Пальмирской, принимают участие главным образом мезозойские и палеогеновые отложения, тогда как миоценовые отложения более слабо

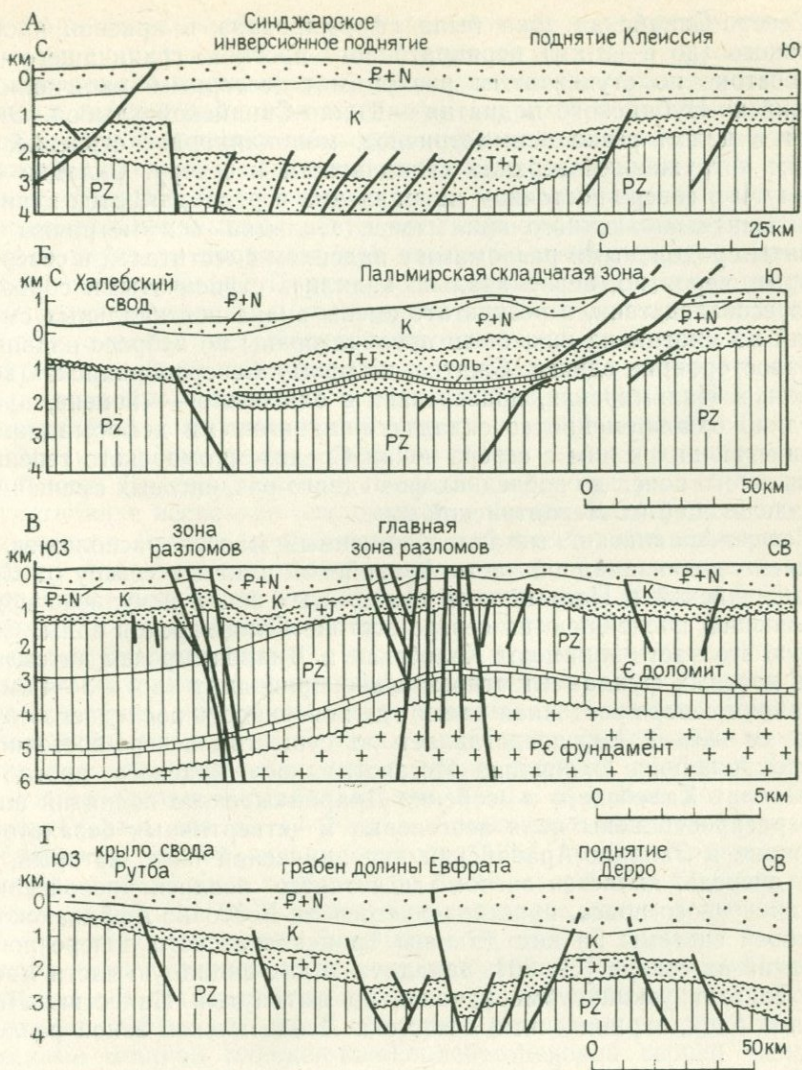


Рис. 53. Разрезы тектонических зон восточной части Северо-Аравийской мета-платформенной области. По П. Ловелок (1984 г.)

А — Синджарское инверсионное поднятие; Б — Пальмирская зона; В — зона разлома (сдвига) Аль-Фурат; Г — Евфратский грабен

деформированы, а плиоцен-четвертичные залегают на складчатых структурах несогласно и субгоризонтально. Формирование складчатой структуры этой зоны, как и Пальмирской, происходило в олигоцене — миоцене, одновременно с заложением поперечной к ней Суэцкой рифтовой зоны, подобно тому как в целом одновременно (или попеременно) развивались складки и поперечные к ним грабены в Тунисском Атласе.

Северо-Синайская зона была сформирована в краевой части глубокого (до 6—8 км) перикратонного прогиба, граничащего на юго-востоке по ступенчатым разломам с северным окончанием Аравийско-Нубийского поднятия — Южно-Синайской глыбой. Она имеет в целом резко асимметричное, моноклиновое строение, с общим погружением зеркала складчатости к северу. Складки ее вытянуты в северо-восточном направлении и располагаются кулисно относительно южного края зоны. Складки асимметричны и разбиты продольными разломами с падением сместителей к северу, которые, вероятно, первоначально являлись ступенчатыми сбросами, а впоследствии, в результате смены знака вертикальных смещений по многим из них, были преобразованы во взбросо-надвиги и правосторонние сдвиги. Сжатие, которому Северо-Синайская зона, как и Пальмирская, подверглась в олигоцене — миоцене, происходило одновременно со складчато-надвиговыми деформациями в прилегающих к ним с севера зонах Средиземноморского геосинклинального пояса до последних фаз сдвиго-раздвиговых смещений в разделяющей их Левантинской зоне.

Северо-Аравийский метаплатформенный массив расположен в крайней северо-западной части Аравийской плиты к северу от Северо-Синайской и Пальмирской складчатых зон и кулисно представляющей последнюю на северо-востоке Синджарской зоны. Северную его часть занимают Халебская и Диарбакырская антеклизы, в которых фундамент относительно приподнят (до —3—4 км), а крайняя северо-восточная часть, где поверхность последнего опущена до —6—8 км, представляет по существу северо-восточное центральнональное окончание Месопотамского краевого прогиба. В пределах Халебского и особенно Диарбакырского поднятий широко распространены поля неогеновых и четвертичных базальтов, входящие в Западно-Аравийский вулканический пояс, который, в свою очередь, является звеном гигантского позднекайнозойского вулканического пояса, простирающегося от Восточно-Африканской рифтовой системы на юге до зоны Транскавказского поперечного поднятия на севере [59, 60]. Западную и юго-западную части массива слагает узкий субмеридионально вытянутый Палестино-Ливанский блок, ограниченный с востока Левантинской зоной разломов.

Строение и развитие Левантинской зоны разломов, представляющей самый северный элемент Африкано-Аравийского рифтового пояса, было рассмотрено автором ранее [59], что позволяет ограничиться в отношении ее лишь краткими замечаниями. Данные геологических и геофизических исследований, проведенных в этой зоне в последние годы, обсуждавшиеся в конце 1979 г. на Международном симпозиуме «Рифт Мертвого моря», обобщены в специальном выпуске журнала «Tectonophysics» [225]. Эта зона протягивается в субмеридиональном северо-северо-восточном направлении более чем на 1000 км от северного окончания рифта Красного моря до южного края Средиземноморского подвижного пояса в Юго-Восточной Турции. Главное своеобразие этого сегмен-

та Африкаано-Аравийского рифтового пояса состоит в том, что в нем, в отличие от остальных его частей, основную роль играет не растяжение земной коры, которое проявляется здесь локально и измеряется километрами или максимум первыми десятками километров, а левосторонние сдвиговые перемещения, общая амплитуда которых, начиная с олигоцена или миоцена, достигает 100—110 км, из которых 35—40 км приходятся на плиоцен и антропоген и, которые, как показывают результаты геоморфологических наблюдений и изучения подвижек при землетрясениях, продолжаются до настоящего времени. Первые доплиоценовые фазы левосдвиговых смещений синхронны и генетически связаны с развитием Красноморского рифта как внутриконтинентальной рифтовой зоны, расширение которой сопровождалось утонением континентальной коры, тогда как плиоцен-четвертичная фаза соответствует разрыву последней и появлению осевого трога с корой океанического типа в Красноморском рифте, приобретающем характер межконтинентального. На тех участках Левантинской зоны разломов, где ее простирание несколько отклоняется к северо-востоку, как это имеет место в Ливане, перемещение в ней имеет чисто сдвиговый характер или даже сопровождается проявлениями сжатия и возникновением складчатых структур (антиклинали Ливана и Антилива-на и синклиналь долины Бекаа). На тех же участках, где эта зона имеет субмеридиональное простирание и выражена несколькими взаимопараллельными кулисно подставляющими друг друга левыми сдвигами, между последними возникают зияния, структурно выраженные в виде очень узких и глубоких ромбовидных или, точнее, параллелограммовидных в плане щелевых грабен. Примерами их являются грабен залива Акаба, шириной до 15—25 км с глубинами дна до 1—2 км и мощностью неоген-четвертичных осадков до нескольких километров [136], грабен Мертвого моря шириной до 15 км и глубиной до 8—10 км и более (?), небольшой очень узкий (10 км) грабен Тивериадского озера и грабен Эль-Габ на северном конце Левантинской зоны. В грабене Тивериадского озера плиоцен-четвертичные осадки залегают субгоризонтально, а в грабене Мертвого моря чрезвычайно сильно деформированы [235] — рис. 54 и образуют диапировые структуры, сложенные мощной плиоцен-нижнеплейстоценовой серией Седом, в значительной мере состоящей из каменной соли. В грабене Акаба по данным сейсмоакустических исследований плиоцен-четвертичные осадки нарушены продольными сбросами и взбросами и образуют ряд узких антиклинальных складок, возможно, обусловленных внедрением узких диапиров мантийного материала в осевой зоне рифта.

Мощность коры в Левантинской зоне несколько сокращена по сравнению с ее западным и особенно восточным обрамлением и измеряется 27 км в южной части грабена Акаба, 35 км в его северной части и 30 км в грабене Мертвого моря (включая 5-километровую переходную зону между корой и мантией [170]). Скорость продольных волн в ее кровле составляет 7,9 км/с и, таким

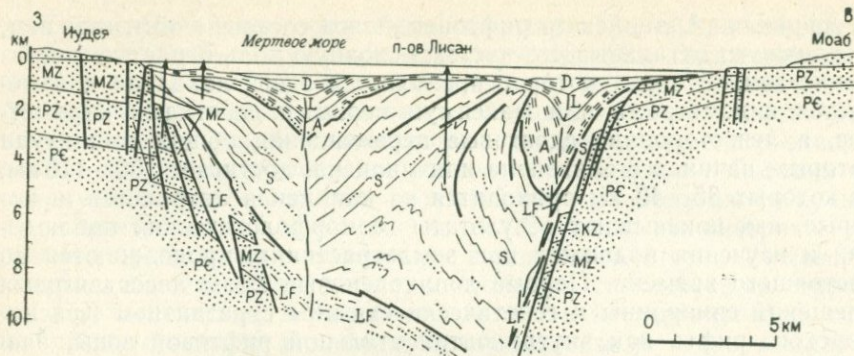


Рис. 54. Геологический разрез рифта Мертвого моря. По И. Заку и Р. Фрейнду (1981 г.)

D, L, A — эвапоритовые и обломочные формации (нижний плейстоцен — голоцен); S — соляная толща Седом (плиоцен — нижний плейстоцен); LF — мергельные отложения морского залива (плиоцен); KZ — кайнозой; MZ — мезозой; PZ — палеозой; PC — докембрийский фундамент

образом, типичная рифтовая «подушка» в основании коры отсутствует. Тепловой поток во впадинах Акаба и Тивериадской значителен и достигает соответственно 67 и 75 мВт·м⁻², тогда как во впадине Мертвого моря он оказался аномально низким (29—38 мВт·м⁻²), возможно, в связи с огромной мощностью быстро накапливающихся осадков [137].

Некоторые исследователи [129] предполагают, что зарождение или новейшая активизация Левантинской зоны разломов были обусловлены внедрением узкого мантийного диапира, сопровождавшимся некоторым горизонтальным расширением этой узкой зоны. Однако вне зависимости от справедливости этого предположения несомненно, что на протяжении большей части развития Левантинской зоны в неогене и антропогене главную роль в ее кинематике играли горизонтальные левосдвиговые перемещения. Их общая амплитуда, и в особенности амплитуда доплиоценовых подвижек в северной части зоны, снижается, в связи с тем, что часть ее «поглощалась» в миоцене деформациями сжатия в Пальмирской складчатой зоне. Тем не менее, возобновившееся в плиоцене и продолжавшееся в антропогене перемещение Аравийской литосферной плиты по Левантинской зоне относительно Африкано-Восточно-Средиземноморской плиты, как было показано в главе 6, очень сильно отразилось на кинематической обстановке в Средиземноморском подвижном поясе, которая к востоку от долготы Левантинского сдвига характеризовалась в плиоцене — антропогене преобладанием проявлений сжатия, а к западу от нее и практически во всей Средиземноморской области — широким развитием структур и вулканических явлений, обусловленных горизонтальным растяжением.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РИФТООБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ РИФТОВЫХ СТРУКТУР В СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ И СМЕЖНЫХ МЕТАПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

Приведенный выше региональный обзор проявлений рифтогенеза на позднекайнозойском орогенном этапе развития Средиземноморского подвижного пояса и смежных метаплаตฟอร์มных областей показывает, что структуры рифтового типа возникали и развивались в двух следующих основных кинематических и геодинамических обстановках.

1. В обстановке общего интенсивного, хотя и неравномерного во времени горизонтального сжатия Средиземноморского пояса, очевидно, связанного с относительным сближением Евразийского и Гондванских (Африканского, Аравийского, Индостанского) литосферных блоков. В западном секторе этого пояса, расположенном к северу от Африканского блока, такая обстановка существовала с конца среднего эоцена до начала позднего миоцена, т. е. только на раннеорогенной стадии, а в восточном его секторе, лежащем к северу от Аравийского и Индостанского блоков, — сохранялась до конца кайнозоя, т. е. и на позднеорогенной стадии.

2. В обстановке отсутствия существенного общего горизонтального сжатия или даже преобладания некоторого общего относительного расширения, осложняемого отдельными короткими импульсами сжатия (например, в начале или середине плиоцена, начале антропогена); эта обстановка была свойственна большей части территории западного сектора Средиземноморского пояса с начала или середины позднего миоцена, т. е. в течение позднеорогенной стадии. В обстановке преобладания общего горизонтального сжатия возникали рифтовые зоны двух главных кинематических типов — раздвигового и сдвиго-раздвигового.

Рифтовые зоны существенно раздвигового типа, как правило, были ориентированы в направлении, приблизительно совпадающем или близком к направлению общего горизонтального сжатия в Средиземноморском поясе в данную эпоху (хотя и могли несколько отклоняться от него, приспособляясь к существующему структурному рисунку соответствующих районов) и приблизительно поперечном к простиранию близких к рифтовым структурам по возрасту складчатых зон в этом поясе.

Типичные рифтовые зоны раздвигового типа чаще всего возникали в позднем кайнозое в пределах относительно жестких блоков Альпийского протоорогенного пояса (срединных массивов, зон докайнозойской складчатости), а также на некоторых участках его «рамы», таких, как область герцинид Западной Европы. Однако, как было показано в главах 2 и 3, новейший рифтогенез даже на таких сравнительно удаленных от Альпийского пояса территориях, как Северо-Монгольский участок Урало-Монгольского пояса, Бай-

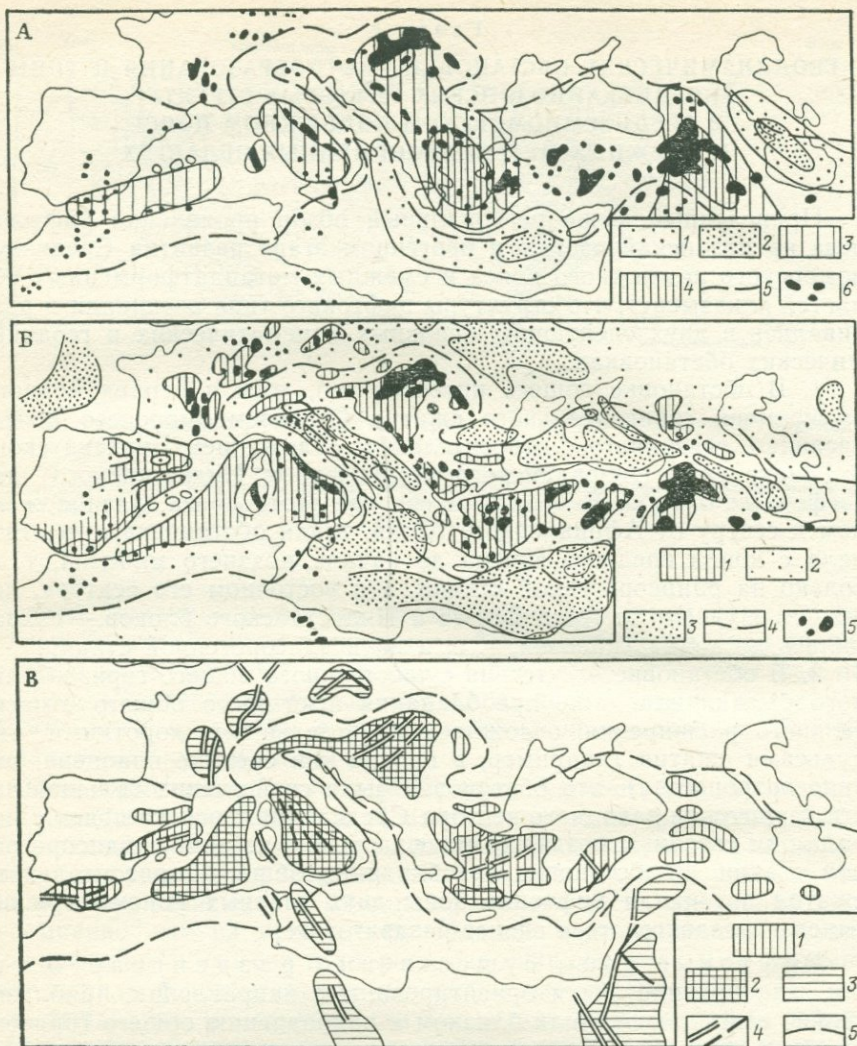


Рис. 55. Соотношения региональных изостатических гравияномалий, распределения теплового потока и позднекайнозойских областей мантийного диапиризма в Средиземноморском поясе и его «раме» с размещением зон растяжения и проявлений позднекайнозойского вулканизма

А — основные региональные изостатические аномалии (по М. Е. Артемьеву, 1971 г.): 1 — региональные минимумы средней интенсивности, 2 — то же, большой интенсивности, 3 — региональные максимумы средней интенсивности, 4 — то же, большой интенсивности, 5 — границы Средиземноморского пояса (с включением в него периферических массивов в смежных участках молодых платформ, испытавших альпийскую складчатость), 6 — районы проявлений позднекайнозойского вулканизма; Б — распределение теплового потока в Средиземноморском поясе и его северной «раме» (составил автор по карте теплового потока Европы [149]): 1 — районы с высокими значениями величины плотности теплового потока (>80 мВт·м⁻²), 2 — то же, со средними значениями (40–80 мВт·м⁻²), 3 — то же, с низкими значениями (<40 мВт·м⁻²), 4 — границы Средиземноморского пояса, 5 — районы проявлений позднекайнозойского орогенного вулканизма; В — размещение позднекайнозойских

кальская метаплатформенная область и некоторые районы Китайской платформы (рифтовая зона Фенвейг), также в значительной мере был порожден горизонтальным сжатием южной части Евразийской литосферной плиты в юго-юго-западном — северо-северо-восточном направлении при ее коллизии с Индостанской. Возникновению и развитию позднекайнозойских рифтовых зон на некоторых участках Средиземноморского подвижного пояса благоприятствовал ряд факторов. К важнейшим из них следует отнести:

а) существование к началу орогенного этапа на соответствующих участках как Альпийского геосинклинального пояса, так и его северного обрамления, мантийных диапиров (рис. 55). В условиях общего горизонтального сжатия Альпийского пояса и его северной «рамы» аномально разогретое и пластичное вещество верхней мантии и нижней части коры в пределах этих диапиров начинало выжиматься кверху и при этом отжиматься в стороны, а верхняя, относительно хрупкая часть коры соответственно испытывала пологосоводное или куполовидное воздымание (выпучивание), горизонтальное расширение и грибообразно расползалась в разных направлениях, надвигаясь на смежные с ними тектонические зоны и порождая в них центробежные относительно диапира складчатонадвиговые и шарьяжные деформации; над самими же диапирами в их растягивающейся коре возникали рифтовые зоны (грабены) или целые рифтовые системы (рис. 56). Примерами мантийных диапиров, к которым оказались приуроченными позднекайнозойские рифтовые структуры, в самом Альпийском поясе являются Сардино-Тирренский, Альборанский, Паннонский, Эгейский, Кавказский, Тибетский и др., в его северном обрамлении — Центрально-Французский, Верхнерейнский, Северо-Чешский, а на большом удалении от Альпийского пояса — Монголо-Байкальский;

б) наличие сдвиговой составляющей в относительных горизонтальных перемещениях литосферных блоков (плит и микроплит). Так, например, возникновение в начале миоцена расширяющегося к югу рифта с корой океанического типа в Алжиро-Прованском бассейне, к западу от Сардино-Корсиканского блока, по-видимому, было связано с его относительным смещением к востоку и вращением против часовой стрелки на 30° , которое, в свою очередь, возможно, было вызвано левосдвиговым смещением Западного Средиземноморья и Западной Европы относительно Африканского литосферного блока;

в) существование возникшего еще в мезозое в области Северного моря и постепенно разраставшегося в течение палеогена и миоцена по простиранию в южном направлении (Рейнская, Рон-

областей мантийного диапиризма и растяжения в Средиземноморском поясе и его «раме»: 1 — мантийные диапиры в Средиземноморском поясе, 2 — то же, наиболее продвинувшиеся в развитии, испытывавшие глубокое опускание с конца миоцена, с сильно утоненной, растянутой и переработанной континентальной корой, 3 — мантийные диапиры в пределах обрамляющих платформ, 4 — грабены и зоны разломов, 5 — границы Средиземноморского пояса

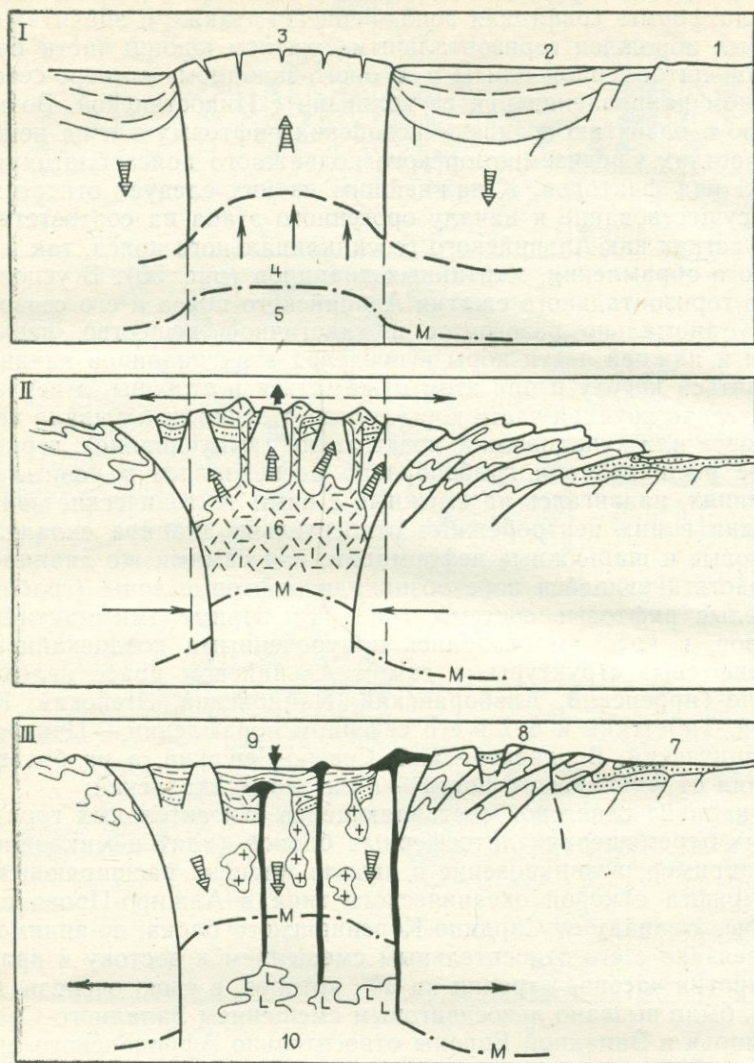


Рис. 56. Идеализированная схема тектонического развития и вулканизма областей мантийного диапиризма на позднекайнозойском орогенном этапе развития западной части альпийского Средиземноморского пояса

I — начальная стадия роста мантийного диапира (начало орогенного этапа); II — фаза общего сжатия (раннеорогенная стадия); III — фаза общего растяжения (позднеорогенная стадия). 1 — платформа; 2 — позднегеосинклинальный прогиб; 3 — срединный массив; 4 — высокий тепловой поток; 5 — подъем мантийного материала; 6 — частично расплавленный материал коры; 7 — краевой прогиб; 8 — эпигеосинклинальное складчато-покровное сооружение; 9 — глубокая внутренняя впадина с утоненной и раздробленной континентальной корой; 10 — частично расплавленный материал верхней мантии

ско-Лиманьская, Западно-Средиземноморская рифтовые системы) рифтового пояса, вытянутого в общем субмеридиональном или юго-юго-западном направлении, параллельного Северо-Атлантическому рифтовому поясу и, очевидно, генетически с ним связанного. Этот Рейнско-Ливийский рифтовый пояс по отношению к Северо-Атлантическому рифтовому поясу занимает такое же положение, какое Восточно-Африканская рифтовая система, также постепенно «прорастающая» в южном направлении, занимает относительно Аравийско-Индийского рифтового пояса Индийского океана.

Большинство рифтовых зон позднеэоценового, олигоценового и миоценового (до середины позднего миоцена) возраста в западной части Средиземноморского пояса имеет северо-северо-восточное или близкие к нему (субмеридиональное, северо-восточное) простирания (грабены Рейнской, Ронско-Лиманьской, Венгерской систем, Западного Средиземноморья, включая Сардинский грабен в его первоначальной позиции). Сосуществование, взаимопересечение и сложное взаимодействие Альпийского геосинклинально-орогенного пояса и Рейнско-Ливийского рифтового пояса, уходящего на юге в Африку, впервые отмечавшееся автором в 1972 г., должно учитываться при разработке общей теории тектонического развития земной коры.

Во времени фазы усиления рифтообразования и усиления общего сжатия в Альпийском поясе не совпадали, но, напротив, чередовались между собой. Рифтогенез начинался или активизировался между фазами горизонтального сжатия и ослабевал или прекращался во время этих фаз. Так, Венская грабенообразная впадина возникла вслед за раннемиоценовой фазой сжатия в Западных Карпатах и Восточных Альпах и была наложена на складчато-покровные структуры этих сооружений, грабены Камарг и Лионского залива образовались после пиренейской фазы сжатия в Пиренеях и Провансе на промежуточном между ними участке, а развитие грабенов Брес и Дофине прекратилось в начале плиоцена в фазу формирования складчатой структуры зоны Юрских гор и ее надвигания на эти впадины.

Рифтовые зоны сдвига-раздвигового типа обычно простираются в направлениях, диагональных или почти поперечных к направлению общего горизонтального сжатия. Они отличаются от относительно широких, с неровными, коленчато изгибающимися бортами раздвиговых рифтовых зон своей узостью (при нередко значительной протяженности) и прямолинейностью бортов, обычно представляющих собой сдвиги с относительно небольшой сбросовой составляющей и, за очень редкими исключениями (Бамянская зона), отсутствием проявлений вулканизма. Возникновение грабенов в подобных существенно сдвиговых зонах бывает связано либо с наличием в них нескольких кулисно подставляющих друг друга взаимопараллельных сдвигов, либо с некоторым несопадением простирания подобной зоны на отдельных ее участках с общим вектором сдвигового перемещения, благодаря чему в них возникают как бы «зияния». Подобные сдвига-раздвиговые зоны

имеются как в «раме» Альпийского пояса (Верхнерейнская рифтовая зона после раннего миоцена, Левантинская зона в неогене и антропогене, см. главу 7), так и внутри него. В последнем случае они чаще всего ограничивают с севера или с юга клиновидные в плане относительно жесткие блоки (срединные массивы), как бы отжимаемые в латеральных направлениях—к западу или к востоку—от тех поперечных участков Средиземноморского пояса, которые примыкают к северным выступам Гондванских платформ (Кавказский, Памиро-Кашмирский сегменты) и испытывали в орогенном этапе альпийского цикла сильное горизонтальное сжатие. Примерами подобных блоков являются Внутренне-Анатолийский, Центральнo-Афганский, Тибетский, а сдвиговых зон, к которым приурочены щелевидные грабены сдвига-раздвигового типа—Северо-Анатолийская (с Северо-Эгейским, Мрамороморским, Эрзинджанским и другими грабенами), Восточно-Анатолийская, Эджемичайская, Гиндукушская (с Бамианской цепочкой грабенов) и др. Внутри же ограниченных этими сдвиговыми зонами клиновидных или линзовидных в плане блоков, отжимаемых от Кавказского и Памиро-Кашмирского синтаксисов Альпийского пояса к западу и к востоку, как правило, наблюдаются субмеридиональные грабены раздвигового типа, возникновение которых связано с неравномерностью горизонтального перемещения разных участков этих блоков: таковы многочисленные грабены Тибета и северных зон Гималаев, грабен Деште-Навар в южной части Центральнo-Афганского блока (Аргандабской зоне), грабены Туз, Конья и другие во Внутренне-Анатолийском блоке и т. д. Как правило, эти грабены, так же как и те блоки, к которым они приурочиваются, характеризуются вулканической активностью, которая, как и очень высокий тепловой поток на таких блоках (Тибет), позволяет предполагать аномально повышенную пластичность верхней мантии и нижней части коры подобных зон, облегчающую латеральный отток их вещества. Соответственно в верхней хрупкой части коры появляются трещины отрыва, затем сбросы и грабены, ориентированные поперечно к общему направлению неравномерного оттока (отжимания) пластичного вещества верхней мантии и нижней части коры под подобными блоками.

В обстановке ослабления, а временами и отсутствия общего горизонтального сжатия, которая существовала, начиная с середины или конца позднего миоцена в западной части Средиземноморского пояса, возникали и развивались новые генерации рифтовых структур, отличающиеся в целом значительно большим разнообразием своей ориентировки по сравнению с таковыми на раннеорогенной стадии. В собственно альпийском поясе большинство рифтовых структур на позднеорогенной стадии приурочено к продолжавшим свое развитие, хотя и несколько «осевшим» после прекращения общего сжатия Альпийского пояса мантийным диапирам—Альборанскому, Тирренскому, Эгейскому. К каждому из них приурочены свои рифтовые системы, грабены которых в основном простираются в направлениях, поперечных к преобладающим направ-

лениям горизонтального расширения коры над этими мантийными диапирами. Так, в Альборанской области грабены простираются преимущественно в широтном и восточно-северо-восточном направлениях, в Южно-Эгейской области, где расширение поверхности в основном происходит в южном направлении, они вытянуты субширотно и несколько дугообразно изогнуты с выпуклостью к югу (рифт Критского моря, Коринфский и другие грабены), а в Тирренской области, поверхность которой расширялась к востоку и юго-востоку, грабены имеют долготное и восточно-юго-восточное простиранья. Для Эгейского и Тирренского мантийных диапиров сейсмическими исследованиями их глубинного строения, а также изучением размещения в их пределах очагов глубоких землетрясений и их фокальных механизмов установлены резкая асимметрия глубинной структуры этих диапиров и явления их надвигания (обдукции) на прилегающие к ним с юга участки Восточно-Средиземноморской перикратонной области или, напротив, пододвигания (субдукции) последних под Эгейский и Тирренский мантийные диапиры. Тот факт, что в первом районе поддвиг происходит в северо-северо-восточном направлении, а в соседнем с ним втором районе — в северо-западном, свидетельствует против того, что в обоих случаях мы имеем дело с активной субдукцией единой Африканской литосферной плиты под Тирренскую и Эгейскую микроплиты или, во всяком случае, только с последней, и позволяет считать активным фактором в их взаимодействии резко асимметричный рост этих мантийных диапиров с их расползанием и обдукцией соответственно к юго-востоку и юго-юго-западу.

В пределах многих молодых складчатых зон западной части Альпийского пояса типичные структуры рифтового типа (грабены, горсты и т. п.) на позднеорогенной стадии не возникали, но широкое распространение получили наложенные на них впадины разнообразных очертаний, по-видимому, также формировавшиеся в условиях некоторого горизонтального расширения. Последним было, вероятно, обусловлено также быстрое проседание на несколько километров в конце миоцена, плиоцене и антропогене ложа ряда котловин Средиземного, а также и Черного моря.

В отличие от территории собственно Альпийского протоорогенного пояса, в пределах его «рамы» в плиоцен-четвертичное время возникли или активизировались рифтовые структуры, характеризующиеся значительно большим единообразием их ориентировки: все они имеют северо-западное простиранье. К их числу относятся грабены Пантеллерийской и Тунисской рифтовых систем в Южно-Атласско-Мальтийской метаплатформенной области, а также Красноморский грабен в южном обрамлении Альпийского пояса, Нижнерейнский грабен и ряд мелких структур в пределах Рейнской рифтовой системы, а также возродившиеся в антропогене грабены Балтийского щита (Ладожский, Кандалакшский и др.) в северном обрамлении этого пояса. Вряд ли такая упорядоченность простиранья новейших грабенов в пределах как Африканской, так и Европейской рамы Альпийского пояса может быть случайной; скорее

она говорит о преобладании некоторого расширения коры в течение позднеорогенной стадии развития западной части этого пояса и обрамлявших его литосферных плит (Африканской и западной части Евразийской) в северо-восточном — юго-западном направлении.

Как видно из сказанного, геодинамические обстановки рифтообразования, кинематика движений отдельных блоков и соответственно структурные рисунки рифтовых зон и систем, возникавших и развивавшихся на позднекайнозойском этапе развития Средиземноморского пояса, отличались большим разнообразием, сложностью в плане и изменчивостью во времени. Эта сложность, существенно отличающая проявления рифтогенеза в Средиземноморском поясе от рифтогенеза на древних платформах и, очевидно, свойственная и другим подвижным поясам, как мы стремились показать, обусловлена рядом факторов, относящихся к особенностям структурного плана и развития как самого геосинклинального пояса на орогенном этапе (сложный тектонический рисунок, наличие мантийных диапиров и др.), так и особенностями его взаимодействия с обрамляющими литосферными блоками (направления их относительных горизонтальных перемещений, наличие активных поперечных сдвиговых зон между ними типа Левантинской, крайних выступов типа Адриатического, Северо-Аравийского, Пенджабского, Ассамского, мантийных диапиров на отдельных участках «рамы» и др.), а также с глобальными особенностями развития тектонического процесса во времени, в частности, с периодической сменой общего горизонтального сжатия коры ее растяжением (либо изменениями интенсивности общего сжатия или расширения), по-видимому, отражающей пульсационный характер тектонического развития Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1980, 176 с.
2. Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Важнейшие особенности тектоники Казахстана и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса.— Геотектоника, № 6, 1982, с. 66—80.
3. Алтухов Е. Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М., Недра, 1980, 224 с.
4. Амурский Г. И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии.— Геотектоника, № 1, 1976, с. 87—100.
5. Афанасьев Ю. Т. Система рифтов Западной Сибири. М., Наука, 1977, 102 с.
6. Башарина Н. П. Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 66—113.
7. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981, 212 с.
8. Белякова Л. Т. Байкальская вулканогенная моласса севера Урала и Большеземельской тундры.— Сов. геология, № 10, 1982, с. 68—78.
9. Бененсон В. А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты.— Геотектоника, № 5, 1981, с. 64—71.
10. Берлянд Н. Г., Бушуев А. С., Гинтов О. Б., Кривцов К. А. О возрасте фундамента Большеземельской тундры.— Сов. геология, № 8, 1980, с. 95—104.
11. Бувалкин А. К. Основные этапы тектонического развития земной коры на территории Восточного Казахстана в нижнемезозойское время.— Труды ИГН АН КазССР, т. 35, 1975.
12. Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М., Недра, 1976, 204 с.
13. Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972, 300 с.
14. Гарецкий Р. Г., Зиновенко Г. В., Коженев В. Я. О фундаменте Среднеевропейской плиты.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 6, 1983, с. 37—48.
15. Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника фундамента Туранской плиты.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974, с. 138—149.
16. Гарецкий Р. Г., Тешке Г. Ю. Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линейменты.— В кн.: Орогенный этап варисцид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 120—130.
17. Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов/М. М. Алиев, Н. Актуллин, Р. Б. Сейфул-Мулюков и др. Недра, 1971, 256 с.
18. Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. Отв. ред. П. Н. Куприн, София, изд-во Болг. АН, 1980, 320 с.
19. Горячев А. В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов.— Геотектоника, № 1, 1980, с. 56—71.
20. Давлятов Ш. Д., Кунин Н. Я., Пак В. В. Рифтовые структуры Туранской плиты.— В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М., Наука, 1985, с. 42—49.
21. Девяткин Е. В. Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М., Наука, 1974, с. 182—195.
22. Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л., Наука, 1985, 87 с.
23. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Ключина М. Л., Наседкина В. А. Формации базальных горизонтов Урала севера Урала и их рудоносность.— Литология и полезн. ископ. № 1, 1983, с. 41—53.

24. Дикенштейн Г. Х., Соловьев Б. А., Хаин В. Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания.— Геотектоника, № 3, 1975, с. 3—14.
25. Дронов В. И., Абдулла Ш. Тектоника Афгано-Южно-Таджикского сектора азиатской части Тетиса (МГК, 27 сессия. Докл. сов. геологов. Тектоника Азии). М., Наука, 1984, с. 79—89.
26. Друмя А. В., Макареску В. С., Няга В. И. Новые представления о тектонике юго-запада Восточно-Европейской платформы.— Докл. АН СССР, т. 260, № 5, 1981, с. 1200—1203.
27. Енцова Ф. И. Триасовый тафrogenез на Урале.— Геотектоника. № 1, 1985, с. 62—73.
28. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М., Недра, 1984, 208 с.
29. Занвелевич А. Н., Литвиновский Б. А. Новые данные о роли рифтогенных структур в формировании щелочных кремнекислых магм Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 273, № 4, 1983, с. 930—934.
30. Земан Я. Значение палеорифтов при становлении континентальной коры.— В кн.: Блоковое строение и разломы геосинклинальных областей. София, изд-во Болгарской АН, 1984, с. 9—23.
31. Земная кора и история развития Средиземного моря/Я. П. Маловицкий, И. С. Чумаков, К. М. Шимкус и др. М., Наука, 1982, 208 с.
32. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеев В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа.— Геотектоника, № 3, 1985.
33. Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А. Глубинная структура территории Монгольской Народной Республики. Новосибирск, Наука, 1982, 94 с.
34. Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М., Наука, 1974, 155 с.
35. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала. Свердловск, 1984, 86 с.
36. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири.— Геотектоника, № 5, 1981, с. 47—64.
37. Иллис Ю. Х. Рифтовые зоны Западной Европы и альпийская система.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, с. 89—103.
38. Иллис Ю. Х. Две стадии развития Рейнского грабена.— В кн.: Континентальные рифты. М., Мир, 1981, с. 219—226.
39. Ильин А. В., Волков Р. И. Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт (МНР).— Докл. АН СССР, т. 238, № 6, 1978, с. 1422—1425.
40. Казаков О. В. Погребенные рифтовые массивы в абиссальной части Ионического моря.— Докл. АН СССР, том 240, № 1, 1978, с. 159—161.
41. Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 197 с.
42. Киселев В. В., Королев В. Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1981, 182 с.
43. Ключина М. Л. Характер сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала в позднем кембрии—раннем ордовике.— В кн.: Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984, с. 101—110.
44. Книппер А. Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления и возможные причины.— Геотектоника, № 2, 1985, с. 3—16.
45. Константиновский А. А. К проблеме происхождения среднепротерозойских грабенов юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— В кн.: Тектоника Сибири, т. XI. Новосибирск, Наука, 1983, с. 126—133.
46. Короновский Н. В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., 1979, № 2, с. 3—16, № 3, с. 30—42.
47. Кузнецов Ю. Я., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента.— Геотектоника, № 2, 1974, с. 48—60.

48. Куликов П. К. Структуры фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974, с. 149—156.

49. Куликов П. К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Тектоника территории СССР. М., Наука, 1979, с. 128—140.

50. Кунин Н. Я., Самойлюк Л. А. Особенности строения и развития главных систем рифтов Западной Сибири по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М., Наука, 1985, с. 25—42.

51. Леонов Г. П. Историческая геология. Основы и методы. Докембрий. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 344 с.

52. Леонов Г. П. Некоторые проблемы изучения фанерозойской структуры земной коры и основные этапы ее развития.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 1, 1984, с. 18—27.

53. Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., Наука, 1976, 92 с.

54. Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., Наука, 1978, 192 с.

55. Малавицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., Наука, 1978, 96 с.

56. Масумов А. С., Борисов О. М., Бениш Ф. Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, ФАН, 1978, 176 с.

57. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., Наука, 1975, 308 с.

58. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968, 484 с.

59. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976, 280 с.

60. Милановский Е. Е. Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его «рамы» в орогенном этапе Альпийского цикла.— Вулканология и сейсмология, № 4, 1981, с. 11—35.

61. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М., Недра, 1983, 280 с.

62. Милановский Е. Е. Метаплатформы — области промежуточного характера между древними платформами и складчатыми поясами. Бюл. МОИП, отд. геол., № 6, 1983, с. 48—68.

63. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973, 279 с.

64. Москаленко В. Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М., Наука, 1981, 112 с.

65. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., Наука, 1975, 318 с.

66. Муратов М. В. Среднеевропейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 3, 1975, с. 129—138.

67. Муратов М. В. Древние и молодые платформы.— В кн.: Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР. М., 1981, с. 6—97.

68. Муратов М. В. Древние платформы Европы и разделяющие их складчатые области и системы.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 6, 1983, с. 8—22.

69. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Отв. ред. Н. Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.

70. Нагибина М. С. Структуры и формационные комплексы мезозойской ревивации и активизации.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М., Наука, 1974, с. 165—178.

71. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря/А. Л. Яншин, Л. А. Есина, О. В. Казаков и др.— Докл. АН СССР, т. 239, № 4, 1978, с. 941—944.

72. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Орогенез Северного Тянь-Шаня в свете новых геологических наблюдений и вероятный глубинный механизм процесса.— Изв. АН Казахской ССР. Сер. геол., № 6, 1976, с. 1—15.

73. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., Наука, 1979, 187 с.

74. Писцов Ю. П. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы.— Сов. геология, № 8, 1982, с. 59—69.
75. Попков В. И. О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра.— Бюл. МОИП, отд. геол., № 2, 1984.
76. Попов В. И., Таль-Вирский Б. Б., Попов А. И. Транскаспийский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, ФАН, 1978, 168 с.
77. Попов П. Н. Тектоника Банат-Среднегорского рифта.— Геотектоника, № 6, 1986.
78. Пучков В. Н. Тектоническая природа западного склона Урала.— В кн.: Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984, с. 3—9.
79. Развальяев А. В. Ранние стадии развития («созревания») зон континентального рифтогенеза.— В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М., Наука, 1985, с. 190—202.
80. Расулов А. Т. Тектоника раннемезозойских впадин Восточного склона Урала. Свердловск, 1982, 44 с.
81. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979, 104 с.
82. Романов В. А. Складчато-чешуйчатая структура Южного Урала. М., Наука, 1975, 139 с.
83. Рудкевич М. Я. Тектоника и генезис Западно-Сибирской плиты в свете новых геолого-геохимических данных.— В кн.: Тектоника Сибири, т. IX. Новосибирск, 1980, с. 23—30.
84. Рудкевич М. Я., Латыпова З. А. Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Формации и терригенные комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 67—80.
85. Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок).— Геотектоника, № 3, 1976, с. 58—74.
86. Сборщиков И. М., Дронов В. И., Калимулин С. М., Мирзод С. Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области.— Геотектоника, № 2, 1974, с. 104—116.
87. Сборщиков И. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика).— Геотектоника, № 6, 1981.
88. Сирия. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран, вып. 18/ В. П. Поникаров, В. Г. Казьмин, В. В. Козлов и др. НИЛЗарубежгеология, Л., Недра, 1969, 216 с.
89. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., Недра, 1976, 206 с.
90. Славин В. И., Хаин В. Е. Роль киммерид в азиатской части Средиземноморского складчатого пояса.— Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 3, 1984, с. 15—25.
91. Слюсарь Б. С. Структуры горизонтального сжатия в Северном Преддербуржье.— Геотектоника, № 4, 1984, с. 90—105.
92. Соколов Б. А. Рифтогенез и нефтегазоносность.— В кн.: Континентальный и океанский рифтогенез. М., Наука, 1985, с. 84—94.
93. Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Микроплиты южного обрамления Средиземноморского пояса.— В кн.: Тектоника молодых платформ. М., Наука, 1984, с. 158—169.
94. Сурков В. С., Жеро О. Г. Рифтовые системы Западной Сибири.— В кн.: Тектоника. Геология альпид «тетисного происхождения» (МГК, 26 сессия. Докл. сов. геологов). М., Наука, 1980, с. 134—138.
95. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 144 с.
96. Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Арктико-Северо-Атлантическая рифтовая мегасистема.— Геология и геофизика, № 8, 1984, с. 3—11.
97. Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты и формирование структур платформенного чехла.— В кн.: Тектоника молодых платформ. М., Наука, 1984, с. 134—145.
98. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря/ Ю. Г. Моргунов, А. В. Калинин, В. В. Калинин и др. М., Наука, 1981, 244 с.

99. *Тектоника и нефтегазоносность Среднеевропейской плиты*/В. А. Буш, Р. Г. Гарещкий, И. Н. Капустин и др.— В кн.: *Тектоника молодых платформ*. М., Наука, 1984, с. 146—158.

100. *Тектоника Казахстана* (объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана). Ред.: А. В. Пейве, А. А. Моссаковский. М., Наука, 1982, 139 с.

101. *Тектоника Монгольской Народной Республики*, М., Наука, 1974, 284 с.

102. *Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность мезо-кайнозойского чехла*/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др.— *Геология и геофизика*, № 8, 1982, с. 3—15.

103. *Тектоника Урала* (объяснительная записка к Тектонической карте Урала)/А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечеухин и др., М., Наука, 1977, 120 с.

104. *Фор-Мюре А., Шубер Ж.* Марокко.— В кн.: *Тектоника Африки*. М., Мир, 1973, с. 11—46.

105. *Фор-Мюре А., Шубер Ж.* Западная Сахара.— В кн.: *Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды*. М., Наука, 1978, с. 280—287.

106. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., Недра, 1977, 360 с.

107. *Хаин В. Е.* Основные этапы формирования структуры Европейского континента и связанные с ними проблемы.— В кн.: *Тектоника Европы и смежных областей. Варисиды, эпиварисцийские платформы, Альпиды*. М., Наука, 1978, с. 555—562.

108. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 355 с.

109. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., Недра, 1984, 344 с.

110. *Хаин В. Е.* Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса. Сопоставление особенностей развития.— В кн.: *МГК, 27 сессия. Докл. сов. геологов. Тектоника*. М., Наука, 1984, с. 60—63.

111. *Хаин В. Е.* Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии.— *Геотектоника*, № 1, 1984, с. 13—23.

112. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Золотарев Б. А., Руженцев С. В.* Формации Сакмарского аллохтона. М., Наука, 1978, 232 с.

113. *Циглер П. А.* Развитие рифта и впадины Северного моря.— В кн.: *Континентальные рифты* (ред. И. Б. Рамберг, Э. Р. Нейман). М., Мир, 1981, с. 359—381.

114. *Чанг Ченфа, Пан Юмен.* Предварительный анализ геологического строения Цинхай-Шиззянского (Тибетского) плато МГК, 27 сессия. Докл. т. 5. Коллоквиум. *Тектоника Азии*. М., Наука, 1984, с. 159—174.

115. *Шаблинская Н. В.* Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л., Недра, 1982, 155 с.

116. *Шатский Н. С.* О прогибах Донецкого типа.— В кн.: *Избр. труды, т. II*, М., Наука, 1964, с. 544—553.

117. *Штеклин И.* Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке: Оценка современных представлений. (МГК, 27 сессия. Докл. т. 5. Коллоквиум. *Тектоника Азии*). М., Наука, 1984, с. 53—69.

118. *Юцис В. В.* Характер деформаций Тунисско-Сицилийского прогиба.— Докл. АН СССР, т. 235, № 5, 1977.

119. *Янишин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е.* Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна.— *Геотектоника*, № 1, 1980, с. 72—85.

120. *Ярмолюк В. В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М., Наука, 1983, 198 с.

121. *Abouin J., Debeltmas J.* L'Europe alpine: les chaines periméditerranéennes, Introduction. In: *Geologie des chaines alpines issues de la Téthys. Colloque C 5. 26 Congress Geol. International. Paris, 1980*, pp. 62—66.

122. *Angelier J.* Essai sur la neotectonique et les derniers stages tarditectoniques de l'arc egeén et de L'Egee maridional. *Bull. Soc. Geol. France*, 1977 (3), t. XIX, N 3, pp. 651—662.

123. *Angelier J., Le Pichon X.* Neotectonique horizontale et verticale de l'Egée; subduction et expansion. In: *Geologie des chaînes alpines issues de la Tethys. Colloque c. 5*, 26 Congr. Geol. Intern. Paris, 1980, pp. 249—260.
124. *Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barbier E., Huchon Ph.* The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, vol. 86, 1982, pp. 159—196.
125. *Armijo R., Tapponier P., Han Tonglin.* Active strike slip faulting in Southern Tibet; evidence for right lateral decoupling between India and Eurasia. *Himalayan geology*, Int. Symposium, Abstracts. China, 1984.
126. *Armijo R., Tapponier R., Mercier J. L., Han Tonglin.* Quaternary extension on the Tibetan plateau: field observations and tectonic implications. *Himalayan geology*. Int. Symposium abstracts. China, 1984.
127. *Arthaud Fr., Matte Ph.* Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne a la fin de l'orohénese hercynienne grâce aux marqueurs géologiques ante-mésozoïques. *Bull. Soc. Geol. France*, 1977 (7), t. XIX, N 4, 1977, pp. 833—840.
128. *Auzende J.-M., Oliver J.-L., Pastouret L.* Implications structural et paléogéographique de la présence de Messinien a l'ouest de Gibraltar. *Marine Geology*, 43, 1981, M8—M18.
129. *Bahat Dov., Rabinovitch A.* The initiation of the Dead Sea rift. *Journ. Geol.*, vol. 91, 1983, pp. 317—332.
130. *Bailly B., Anderson P.* Applications of Landsat Imagery to problems of Petroleum exploration in Qaidam basin, China. *Amer. ass. Petrol. geol. Bull.*, vol. 66, N 9, 1982, pp. 1348—1354.
131. *Beccaluva L., Deriu M., Macciotta G. e. a.* Geochronology and magmatic character of the Pliocene—Pleistocene volcanism in Sardinia (Italy), *Bull. Volcanol.*, vol. 40—3, pp. 1976—77, pp. 153—168.
132. *Bellaiche G., Rehautz J.-P., Robin Cl., e. a.* Petrological evidence of a typical oceanic crust in the Western Mediterranean Sea. *Marine geol.*, 32, 1979, M11—M18.
133. *Bellon H., Bordet P., Montenat.* Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 1983 (7), t. XXV, N 2, pp. 205—217.
134. *Bellon H., Brousse R.* Le magmatisme périméditerranéen occidental. *Bull. Soc. Geol. France* 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 469—480.
135. *Bellon H., Coulon Chr., Edel J.-B.* Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 1977 (7), t. XIX, N 4, pp. 825—831.
136. *Ben-Avraham Zvi, Garfunkel Zvi, Almagor G., Hall J. K.* Continental breakup by a leaky transform: the gulf of Elat (Aqaba). *Science*, vol. 206, 1979, pp. 214—216.
137. *Ben-Avraham Zvi, Hänel R., Villinger H.* Heat flow through the Dead Sea rift. *Marine geology*, 28, 1978, pp. 253—269.
138. *Besse J., Pozzi J. P., Mascle G., Feinberg H.* Paleomagnetic study of Sicily; consequences for deformation of Italian and African margins over last 100 mln. years. *Earth and planet. Sci. Lett.*, vol. 67, 1984, pp. 377—390.
139. *Beun N., Bordet P., Carbonnel Y.-P.* Premières données quantitatives relatives à coulissage de décrochement de Chaman (Afghanistan du Sud—Est) *CR Acad. Sci.*, 1979, vol. D288, N 11, pp. 931—934.
140. *Bhat M. I.* Thermal and tectonic evolution of the Kashmir basin vis-à-vis petroleum prospects. *Tectonophysics*, vol. 88, 1982, pp. 117—132.
141. *Bhat M. I., Zainuddin S. M., Rais A.* Panjal Trap chemistry and the birth of Tethys. *Geol. mag.*, 118 (4), 1981, pp. 367—375.
142. *Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L. e. a.* Geology of the Mediterranean Sea basin. In: *The geology of continental margins*. Springer-Verlag. Berlin, 1974, pp. 695—721.
143. *Blanpied Chr., Bellaiche G.* The Jarrafa trough (Pelagian Sea); Structural evolution and tectonic significance. *Marine geology*, vol. 52, 1983, M1—M10.
144. *Bodri D.* Geothermal model of the Earth's crust in the Pannonian basin. *Tectonophysics*, vol. 72, 1981, pp. 61—73.

145. *Bonneau M.* Evolution geodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. Bull. Soc. Geol. France, 1982 (7); t. XXIV, N 2, pp. 229—242.
146. *Brooks M., Ferentinos G.* Structure and evolution of the Sporades basin of the North Aegean trough, Northern Aegean Sea. Tectonophysics, vol. 68, 1980, pp. 15—30.
147. *Brooks M., Ferentinos G.* Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels. Western Greece. Tectonophysics, vol. 101, 1984, pp. 25—54.
148. *Brooks M., Williams G. D.* Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sequences at the western margin of the Axios basin, northern Greece. Journ. Geol. Soc. Lond., vol. 139, 1982, pp. 293—297.
149. *Cermack V., Rybach L. (Editors).* Terrestrial Heat flow in Europe. Berlin, Springer—Verlag, 1979, 328 p.
150. *Civetta L., Cornette Y., Crisci G., Gillot P. Y., Orsi G., Reque C. S.* Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria. Geological magazine, vol. 121, N 6, 1984, pp. 541—562.
151. *Cloetingh S., Nolet G., Wortel R.* Crustal structure of the Eastern Mediterranean inferred from Rayleigh wave dispersion, Earth and planet. Sci. Lett., Vol. 51, 1980, pp. 336—342.
152. *Comninakis P. E., Papazachos B. C.* Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. Tectonophysics, vol. 70, 1980.
153. *Coulon Chr.* Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne: genèse des laves de la suite andésitique et des ignimbrites. C. R. somm. Soc. Geol., France, 1977, fasc. 5, pp. 269—272.
154. *Coulon C., Wang Songchan.* Caractéristiques du volcanisme du Tibet central et méridional. Implications géodynamiques. Himalayan geology. Int. Symposium Abstracts. China, 1984.
155. *Courbouleix S., Delpont G., Desteuq Chr.* Un grand décrochement est-ouest au Nord du Maroc à l'origine des structures plissées atlasiques. Arguments géologiques et expérimentaux. Bull. Soc. Geol. France, 1981 (7), t. XXIII, N 1, pp. 33—43.
156. *Dardeau G.* Préfiguration de la courbure de l'arc alpin dès le rifting téthysien, en bordure du domaine dauphinois (domaine externe des Alpes occidentales françaises). Bull. Soc. Geol. France, t. XXVI, N 6, 1974 (7), pp. 1319—1324.
157. *Davies V.* Interaction of thrusts and basement faults in the French external Alps. Tectonophysics, vol. 88, 1982, pp. 325—331.
158. *Della Vedova B., Pellis G., Foucher J. P., Rehault J.-P.* Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. Marine geol., vol. 55, 1984, pp. 271—289.
159. *Deng Oidong, Sung Fengmin, Zhu Shilong e. a.* Active faulting and tectonics of the Ningxia—Hui autonomous region, China. Journ. Geophys. Res., vol. 89, N 136, 1984, pp. 4427—4445.
160. *Dietrich V., Emmermann R., Heller J., Puchelt H.* Tholeiitic basalts from the Tyrrhenian Sea floor. Earth and planet. Sci. Lett., vol. 36, 1977, pp. 285—296.
161. *Dillon W., Robb J. M., Greene H. G., Lucena H. C.* Evolution of the continental margin of southern Spain and the Alboran Sea. Marine geol., vol. 36, 1980, pp. 205—226.
162. *Le Douran S., Burrus J., Avedik F.* Deep structure of the North—Western Mediterranean basin: results of a two-ship seismic survey. Marine geology, Vol. 55, 1984, pp. 325—345.
163. *Edel J.-B., Lörtscher A.* Paléomagnétisme tertiaire de Sardaigne. Nouveaux résultats et synthèse. Bull. Soc. géol., France, 1977 (7), t. XIX, N 4, pp. 815—824.
164. *Fall H. G., Gibb F. G. F., Kanaris-Sotiriou R.* Jurassic volcanic rocks of the northern North Sea. Journ. Geol. Soc. Lond., vol. 139, 1982, pp. 277—292.
165. *Francheteau J., Jaupart Cl., Shen Xian Jie e. a.* High heat flow in Southern Tibet. Nature, vol. 307, 1984, pp. 32—36.
166. *Furnes H., Elvsborg, Malm O. A.* Lower and Middle Jurassic alkaline magmatism in the Egersund sub-basin, North Sea. Marine geology, Vol. 46, 1982, pp. 53—69.

167. *Garfunkel Zvi*. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, Vol. 80, 1981, pp. 81—108.
168. *Garfunkel Z., Zak I., Freund R.* Active faulting in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, Vol. 80, 1981, pp. 1—26.
169. *Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys*, Sous la coordination de J. Aubouin, J. Debelmas, M. Latreille. 26 Congrès géol. Intern., Paris, 1980, Colloque C.5, 356 p.
170. *Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl Cl.* The structure of the crust and upper mantle in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, Vol. 80, 1981, pp. 109—119.
171. *Girod M., Girod N.* Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'oligocène. *Bull. Soc. Géol., France*, 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 481—488.
172. *Grecula P.* Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Bratislava, ALFA, 1982, 264 p.
173. *Group de recherches neotectonique de l'arc Gibraltar*. L'histoire tectonique récente (tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol., France*, 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 575—614.
174. *Hempton M. R., Dunne L. A., Dewey J. F.* Sedimentation in an active strike-slip basin, Southeastern Turkey. *Journ. of Geol.*, vol. 91, 1983, pp. 401—412.
175. *Himalayan geology*. Intern. Symposium on geology of the Himalayas. Abstracts. China, 1984.
176. *Hirn A., Lepine J.-Cl., Jobert G. e. a.* Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, vol. 307, 1984, pp. 23—25.
177. *Huchon P., Lyberis N., Angelier J., Le Pichon X., Renard V.* Tectonics of the Hellenic trench: a synthesis of Sea-beam and submersible observations. *Tectonophysics*, vol. 86, 1982, pp. 69—112.
178. *Jlles J. H.* Graben formation — the Maltese island — a case history. *Tectonophysics*, vol. 73, 1981, pp. 151—168.
179. *Intorduction to the Petroleum geology of the North Sea*. K. W. Glennly, editor. Blackwell Sci. Publications. Oxford, 1984, 236 p.
180. *Jackson J. A., King G., Vita-Finzi.* The neotectonics of the Aegean: an alternative view. *Earth and planet. Sci. Latt.*, Vol. 61, 1982, pp. 303—318.
181. *Kent P. E.* Review of North Sea basin development. *Journ. Geol., Soc. Lond.*, vol. 131, 1975, pp. 435—468.
182. *Kent P. E.* The structural framework and history of subsidence of the North Sea basin. In: *Géologie de l'Europe*. Colloque C.6. 26 Congress géologique Int. Paris, 1980, pp. 281—288.
183. *Kopecky L.* Neodic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian massif. *Sbor. geol. Véd., Geol. Praha*, vol. 31, 1978, pp. 91—107.
184. *Laville E., Harmand Chr.* Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut Atlas (Maroc): un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs „anorogéniques“ Pies a des décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, 1982 (7), t. XXIV, N 2, pp. 213—227.
185. *Leite O., Mascle J.* Geological structures on the South Cretan continental margin and Hellenic trench (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, Vol. 49, 1982, pp. 199—223.
186. *Le Pichon X., Angelier J.* The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, Vol. 60, 1979, pp. 1—42.
187. *Li Sitian, Li Baufang, Yang Shigong e. a.* Sedimentation and tectonic evolution of late mésozoic faulted coal basins in north-eastern China. In: R. A. Rahmani e. a. (ed.) *Sedimentology of coal and coal bearing sequences*. Spec. publ. Int. Sediment., 1984, vol. 7, pp. 387—406.
188. *Li Tingdong e. a.* On the crustal evolution and uplift mechanism of the Qinghai-Tibet plateau. *Chinese Acad. Geol. Sci. Beijing, China*, 1984.
189. *Lovelock P. E. R.* A review of the tectonics of the northern Middle East region. *Geol. mag.*, 121 (1), 1984, pp. 577—587.
190. *Macciotta G., Venturelli G., Beccaluva L.* Geochemistry of mafic Cainozoic volcanic rocks from Sardinia (Western Mediterranean). *Bull. Volcanol.*, vol. 41—1, 1978, pp. 56—78.

191. *Ma Xinguan e. a.* Taphrogenesis through the geological history of China. In: Research on recent crustal movements. I. Continental rifts and deep internal processes. Beijing, Seismological press, 1985, pp. 5—16 (in Chinese).
192. *Makris J.* The crust and upper mantle of the Algean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, vol. 46, 1978, pp. 269—284.
193. *Makris J., Stobbe C.* Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data. *Marine geology*, vol. 55, 1984, pp. 347—363.
194. *Malkovsky M.* Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. *Vestník Ustředního ústavu geologického*, vol. 55, N 3, 1980, pp. 141—150.
195. *Mattauer M., Tapponier P., Proust F.* Sur le mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol., France*, 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 521—526.
196. *Mc Cave I. N., Caston V. N. D., Fannin N. G. T.* The Quaternary of the North Sea. In: *British Quaternary Studies. Recent advances.* ed. by F. W. Shotton. Oxford. Clarendon Press. 1977, pp. 187—204.
197. *Mc Quillin R., Donato J. A., Tulstrup J.* Development of basins in the Inner Moray Firth and the North Sea by crustal extension and dextral displacement of the Great Glen fault. *Earth and planet. Sci. Lett.*, vol. 60, 1982, pp. 127—139.
198. *Mercier J.-L.* L'arc Egéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexions sur un exemple d'étude neotectonique. *Bull. Soc. géol. France*, 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 663—672.
199. *Mercier J. L., Tapponier P., Armijo R., Carey-Gailhardis, Han Tonglin, Zhou Ji.* Folding, kinematics of faults and evolution of the state of stress in Southern Tibet. *Himalayan Geology. Int. Symposium, Abstracts. China*, 1984.
200. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision. *Science*, vol. 189, N 4201, 1975, pp. 419—426.
201. *Molnar P., Tapponier P.* Active tectonics of Tibet. *Journ. Geophys. res.* vol. 84, N B11, 1978, pp. 5361—5375.
202. *Molnar P., Wang-Ping Chen.* Focal depths and fault plane solutions of earth quakes under the Tibetan plateau. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 88, N B2, 1983, pp. 1180—1196.
203. *Montigny R., Edel I. B., Thuizat R.* Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and planet. Sci. Lett.*, vol. 54, 1981, pp. 261—271.
204. *Morelli C.* Eastern Mediterranean: geophysical results and implications. *Tectonophysics*, vol. 46, 1978, pp. 333—346.
205. *Ni J., York J. E.* Late cenozoic tectonics of the Tibetan plateau. *Journ. Geophys. Res.* vol. 83, N B11, 1978, pp. 5377—5384.
206. *Nobel F. A., Andriessen P. A. M., Hebeda E. H. e. a.* Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 60, 1981, pp. 209—214.
207. *Papazachos B. C., Comninakis P. E.* Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, vol. 46, 1980, pp. 286—296.
208. *Pegrum M., Montenev N.* Rift basins flanking North Atlantic Ocean and their relation to North Sea area. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 62, N 3, 1978, pp. 419—441.
209. *Pham Van Ngoc, Boyer D., Therme P. e. a.* Relations between the existence of intracrustal partial melting zone and deep crustal structure in Southern Tibet from magnetotelluric sounding results the deep structure of Iangbajan geothermal field related to regional tectonics. *Himalayan geology. Int. Symposium. Abstracts. China*, 1984.
210. *Philip H., Tortorigi L.* Tectonique superposée dans les sédiments Miocène supérieur à Pleistocène de la Calabre centrale et septentrionale (Italie meridionale). *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, 1980, fasc. 5, pp. 191—194.
211. *Pouba Z., Zoubek V.* Precambrian Metallogeny of Central Europe. In: *Int. Conf. of Metallogeny of the Precambrian in Europe.* Geol. Survey, Prague, 1985, pp. 3—57.

212. *Pozaryski W., Brochwicz-Lewinski W.* On the Polish trough. *Geol. en mijnbouw.* vol. 57, N 4, 1978, pp. 545—557.
213. *Ritsema A. R.* Active or passive subduction at the Calabrian arc. *Geol. en mijnbouw.* Vol. 58, 2, 1979, pp. 127—137.
214. *Scandone P., Patacca E., Radoicic R. e. a.* Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta escarpment (Central Mediterranean). *Am. ass. petr. geol., Bull.* vol. 65, N 7, 1981, pp. 1299—1319.
215. *Sengör A. M. C.* The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journ. Geol. Soc. Lond.,* vol. 136, 1979, pp. 269—282.
216. *Sengör A. M. C., Yilmaz Y.* Tethian evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics,* vol. 15, 1981, pp. 181—241.
217. *Skjerve J., Rijs F., Kalheim J. E.* Late paleozoic to early cenozoic structural development of the South-Southeastern Norwegian North Sea. *Geologie en Mijnbouw,* vol. 62, 1983, pp. 35—45.
218. *Stegena L., Geczy B., Norwath F.* Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. *Tectonophysics,* vol. 26, 1975, pp. 71—90.
219. *Stets J., Würster R.* Zur Strukturgeschichte des Hohen Atlas in Marokko. *Geologische Rundschau,* Bd. 70, H. 3, 1982, S. 801—841.
220. *Stoekinger W.* Spanish Mediterranean geology offers much for Europe drillers Oil and Gas. *J. vol. 74, N 13,* 1976, pp. 197—200.
221. *Suk M. e. a.* Geological history of the territory of the Czech Socialist republic. Prague, Publ. House of the Czechoslovak Acad. Sci., 1984, 400 p.
222. *Tapponier P.* Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. geol. France,* 1977 (7), t. XIX, N 3, pp. 437—460.
223. *Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China, *Journ. Geophys. Res.,* vol. 82, 1977.
224. *Tapponier P., Peltzer G., Armijo R.* On the relative importance of strike-slip faulting versus overthrusting in the mechanics of the India—Eurasia collision. *Himalayan geology.* Int. symposium. Abstracts. China, 1984.
225. *The Dead Sea Rift.* R. Freund and Z. Garfunkel (editors). Special issue of the magazine „Tectonophysics“, vol. 80, 1984.
226. *Tillman J. E., Poosti A., Rossello St., Eskert A.* Structural evolution of Sanandaj—Sirjan ranges near Esfahan, Iran. *Amer. ass. petr. geol. Bull.* 1981, pp. 674—687.
227. *Tollmann A.* Die Brüchtektonik Österreichs im Satellitenbild *N. Jb. Paläont. Abh. Bd. 151, N 1.* Stuttgart, 1977, S. 1—27.
228. *Tollmann A.* Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. *Mitt. Österreich. geol. Ges.* 71/72, 1978/1979. Wien., 1980, S. 37—44.
229. *Tricart P.* From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. *Amer. Journ. Sci.,* vol. 284, 1984, pp. 97—120.
230. *Valdija K. S.* Evolution of Himalaya. *Tectonophysics,* vol. 105, 1984, pp. 229—248.
231. *Viariis de Leseigno L., Gennesseaux M., Rehault J.-P.* La tectonique neogene et les séries sédimentaires dans le bassin Nord—Tyrrénien. *Revue geogr. phys. geol. dynam.* (2), vol. XX, Fasc. I, 1978, pp. 29—41.
232. *Wang-Ping Chen, Molnar P.* Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan plateau and their Tectonic implications. *Journ. Geophys. Res.,* vol. 86, N B7, 1981, pp. 5937—5962.
233. *Whiteman A., Naylor D., Pegrum R., Rees G.* North Sea troughs and plate tectonics, *Tectonophysics,* vol. 26, 1975, pp. 39—54.
234. *Yang Wan Li, Li Yang Kang, Gao Ruiqi.* Formation and evolution of nonmarine petroleum in Song Liao basin, China. *Amer. Ass. Petrol. geol. Bull.,* vol. 69, 7, 1985, pp. 1112—1122.
235. *Zak I., Freund R.* Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. *Tectonophysics,* vol. 80, 1981, pp. 27—38.
236. *Ziegler P. A.* Geologic evolution of North Sea and its tectonic framework. *Amer. ass. Petr. Geol., Bull.* vol. 59, N 7, 1975, pp. 1073—1097.
237. *Ziegler P. A.* Geology and hydrocarbon provinces of the North Sea. *Geojournal,* vol. 1, N 1977, pp. 7—31.

238. Ziegler P. A. North—Western Europe: tectonics and basin development. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57 (4), 1978, pp. 589—626.

239. Ziegler P. A. North—Western Europe: subsidence pattern of Post—Variscan basins. In: *Géologie de l'Europe. Colloque C6. 26 Congrès géol. Int. Paris*, 1980, pp. 249—280.

240. Ziegler P. A. Evolution of sedimentary basin in North—West Europe. In: *Petroleum geology of the Continental shelf of North—West Europe*. Inst. of Petroleum, London, 1981, pp. 3—39.

241. Ziegler P. A. Faulting and graben formation in Western and Central Europe. *Phil. Trans. Soc. Lond. A* 305, 1982, pp. 113—143.

242. Ziegler P. A. Triassic rift and facies patterns in Western and Central Europe. *Geologische rundschaу*, Bd. 71, N 3, 1982, pp. 747—772.

243. Ziegler P. A. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell. Int. Petr. B. V. the Hague, 1982.

244. Ziegler P. A. Caledonian and Hercynian crustal consolidation on Western and Central Europe — a working hypothesis. *Geologie en mijnbouw*, vol. 63, N 1, 1984, pp. 93—108.

245. Zonenshain L. P., Savostin L. A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. *Tectonophysics*, vol. 76, 1981, pp. 1—45.

УКАЗАТЕЛЬ РИФТОВЫХ И РИФТОПОДОБНЫХ СТРУКТУР

Абдулинский авлакоген 31, 128
Агстевский грабен 217
Агульский грабен 48, 122, 128
Акаба, залив, грабен 273, 274
Алакульская впадина 78, 79
Ангаро-Мамская впадина 114
Анохинский грабен 62, 65
Аравийско-Индийский рифтовый пояс 222, 279
Арал-Мургабская рифтовая зона 239, 247, 248
Аральский грабен 247, 248
Африкано-Аравийский рифтовый пояс 272, 273

Байкальский рифтовый пояс (рифтовая система) 42, 104, 105—107, 109, 110, 112—114, 117—121, 148
Байкальский свод 105, 107, 117, 119—121
Баргузинский грабен 113, 118
Бамбл, грабен 153, 155
Бамианская сдвиго-раздвиговая зона (система грабенов) 219, 222—224, 279, 280
Банат-Среднегорская палеорифтовая зона 174, 175, 176
Бассейнов и Хребтов, рифтовая система 3, 9
Баунтинская впадина (грабен) 113, 119
Баян-Делгеро-Ононский грабен 96
Богословский грабен 62, 67
Брес-Дофинэ, грабен 182, 183, 189, 279
Бристольский залив, грабен 156, 158
Буланаш-Елкинский грабен 62, 65, 67
Бусингольский грабен 105, 106

Валенсийская грабенообразная впадина 187, 188, 191, 192
Венгерская рифтовая система 202, 279
Венская грабенообразная впадина 201, 279
Верхнеангарский грабен 113, 114, 119
Верхнедуарский грабен 183
Верхнерейнская рифтовая зона (грабен) 115, 159, 179—183, 185, 189, 280
Верхнелетерский грабен 217
Верхнелетерский грабен 215, 216
Верхнечегемская впадина 217
Викинг, грабен 154, 155, 157, 158, 160—162
Вичита, авлакогеосинклинальная зона 15

Внутренне-Монгольская (Хулунбуир-Баянхусю) рифтовая система 96
Волчанский грабен 62, 67
Ворчестер, грабен 156
Восточно-Африканская рифтовая система 115, 272, 279
Восточно-Заунгузский грабен 247, 248
Восточного Атласа авлакогеосинклинальная зона 15, 251—261

Гемерский рифтоподобный прогиб 167, 168
Гессенский грабен 159, 179, 181, 182
Гибралтар-Альборанская рифтовая система 195
Гибралтарский пролив, грабен 188, 195, 199
Глюкштадский трог 154—156, 158, 160
Гоби-Алтайская рифтовая зона 56, 57
Гоби-Тяньшанская зона грабенов 54, 61
Горы Ричардсон, авлакогеосинклинальная зона 15
Гусиноозерская впадина (грабен) 91
Гусиноозерско-Удинская зона впадин 87

Дархатский грабен 42, 105, 106, 118
Датско-Польская авлакогеосинклинальная зона 15, 151, 152, 154, 156—158
Дешти-Навар, грабен 224, 225, 280
Дзабаханская рифтоподобная впадина 40
Днепровско-Донецкий авлакоген 15, 239
Добруджинская авлакогеосинклинальная зона 231, 232, 234, 237, 238
Донецкая (Донецко-Промысловская) авлакогеосинклинальная зона 15, 239—243, 245, 248, 258, 259

Евфратский грабен 270, 271
Енисейский кряж, авлакогеосинклинальная зона 15, 122, 124—131, 141, 142
Енисейско-Туруханская система 73, 130
Эссентукский микрограбен 218

Забайкальская рифтовая система 93
Забайкальско-Восточно-Монгольско-Дунбейская рифтовая мегасистема 100

Забалканская система грабен 204
Западно-Голландская впадина 158—160

Западно-Европейская рифтовая мега-система 179, 184, 185, 189, 192, 202
Западно-Сибирская рифтовая система 69

Иннуитская авлакогеосинклинальная зона 15

Ирбитский грабен 62

Иркинеевский авлакоген 126, 128

Иртышская рифтовая система 74

Камарг, впадина 191, 279

Кампиано (Сардинский), грабен 188, 189, 279

Камско-Бельский авлакоген 31, 128

Кандалакшский грабен 281

Карагандинская впадина 79

Каратауская впадина 79

Катандзарский грабен 199

Кельтское море, грабен 156, 158

Кендерлыкская впадина 79

Кенийская рифтовая зона 120

Кипчакдарьинский грабен 248

Колвинский авлакоген 135, 137

Колтогорский грабен 75

Колтогорско-Уренгойская (Ямало-Пуровская) зона грабен (рифт) 73, 75, 130

Конья, грабен 212, 280

Коринфский залив, грабен 206, 280

Кочердыкский грабен 62, 65

Красноморская рифтовая зона 115, 273, 280

Критское море, рифтовая впадина 206, 280

Кушмурунская впадина (грабен) 62, 79

Ладожский грабен 281

Ла-Манш, грабен 155, 156, 158

Левантинская свдво-раздвиговая зона 211, 212, 224, 268—270, 272—274, 280, 282

Лиманьский грабен 183, 189

Лионский залив, система грабен и горстов 190—192, 279

Мангышлакская авлакогеосинклинальная зона 239, 242—246, 248, 249, 259

Манкс-Фернесс, грабен 155, 156

Мертвое море, грабен 270, 273, 274

Мессинского пролива грабен 188, 199, 266

Минчский грабен 155, 156, 158

Мраморного моря грабен 204, 205, 280

Муьский грабен (впадина) 113, 114, 119

Нижнерейнский грабен 159, 179, 181, 182, 281

Нижнесаксонская впадина 155, 158

Нилгинская впадина 96

Нордкапская грабенообразная впадина 140

Обь-Пуровская рифтовая система 74

Огрже (Северочешский) грабен (рифт) 179, 184, 185

Оркадская впадина 154

Орхон-Селенгинская впадина 57—59, 86

Осло, грабен 153, 155, 170, 185

Остров Ольхон, горстовое поднятие 118

Пайхойско-Новоземельская авлакогеосинклинальная зона 133, 137, 138, 259

Пальмирская авлакогеосинклинальная зона 217, 250, 268—272, 274

Пантеллерийская рифтовая система 154, 189, 250, 253, 262—266, 281

Печоро-Кожвинский авлакоген 135, 137

Печоро-Колвинская зона 133, 135, 136

Разданский грабен 216

Рейнская система грабен (рифтовая система) 11, 159, 160, 179, 181—183, 185, 277, 279, 281

Рейско-Ливийский рифтовый пояс 185, 266, 279

Ронско-Лиманьская система грабен 179, 183, 185, 277, 279

Салоникский залив, грабен 205

Сахарский Атлас, авлакогеосинклинальная зона 15, 251, 253, 255, 259—262

Святой Анны, грабенообразная впадина 140

Северо-Байкальский грабен 113, 118, 119, 121

Северо-Атлантический рифтовый пояс 150, 279

Северо-Гобийская впадина 57

Североморская рифтовая система 153, 154, 156, 159—163

Северо-Хангайская рифтовая зона 58, 59

Северо-Чешский грабен (рифт Огрже) 179, 184

Северо-Эгейский грабен 204, 205, 280
Синджарская авлакогеосинклинальная зона 268—272

Сол Пит, трог 155, 156, 158, 160

Среднеитимская впадина 114, 115

Средний Атлас, авлакогеосинклинальная зона 15, 251—253, 255, 258, 259

Среднепольский плакантиклинорий 151
Среднечешский (Пражский) палеорифт 168, 169
Сугандинская впадина (грабен) 79, 80
Сунляо, рифтовая система 96, 98, 99

Таймырская авлакогеосинклинальная зона 15
Теджен-Мургабский грабен 247, 248
Терехольская впадина 105, 106
Тивериадское озеро, грабен 273, 274
Тиманская (Тимано-Варангерская) авлакогеосинклинальная зона 15, 18, 32, 132—136, 138, 141, 142
Тирренское море, впадина 195, 196, 198, 199, 202
Токинская грабенообразная впадина 90
Токкинская впадина (грабен) 119
Туаркырская авлакогеосинклинальная зона 239, 245, 246, 248, 249
Тугнуйско-Кижингийская зона впадин 87
Туз, грабен 212, 280
Туманшетский грабен (грабен-синклиналь) 123, 124, 127
Тунисская рифтовая система 250, 265, 266, 271, 281
Тункинская впадина 105, 106, 113, 118—120
Турухано-Норильский (Туруханский) авлакоген 122, 129—132, 147
Тюменский грабен 62

Убаганский грабен 64
Уитч-Морей-Фёрт, грабен 154, 155, 157, 158, 160
Уймено-Лебедская впадина 48
Уральская (Западно-Уральская) рифтоподобная (авлакогеосинклинальная) зона 29, 31, 32, 142
Уренгойский грабен 74, 75, 139
Уренгой-Тазовская рифтовая система 74
Урикско-Ийский грабен (грабен-синклиналь) 123, 124, 127, 128
Уринский авлакоген 113, 116, 128
Усть-Обская рифтовая система 74

Фенвей, рифтовая зона 277
Фергано-Яркендская впадина 78, 79

Фракийская впадина 204
Франц-Виктория, грабенообразная впадина 140

Хаммерфестская грабенообразная впадина 140
Хантайско-Рыбинское инверсионное поднятие 132
Хантайширский грабен 48
Хивинский грабен 239, 247—249
Холокская зона впадин 87
Холднинская впадина 114
Хорда-Эгерсунн, впадина 154, 155, 157—160
Хорн, грабен 153—160, 170
Хубсугульская (Дархат-Хубсугульская) рифтоподобная впадина 40—44
Хубсугульский грабен 42, 105, 106, 118, 120
Худосейский желоб (рифтовая зона) 122, 130

Центрально-Европейская рифтовая зона 185
Центрально-Североморский грабен 154—162
Цзинлинь-Дабейшаньская авлакогеосинклинальная зона 15

Чарская впадина (грабен) 113, 119, 120
Челябинский грабен 62—65, 67
Чикойская зона впадин 87
Чойбалсанская впадина 96
Чулым-Енисейская рифтовая система 74
Чульманская впадина (грабен) 90

Эджемишчайская сдвиго-раздвиговая зона 212, 280
Эль-Габ, грабен 273
Эфиопская рифтовая зона 120

Южно-Байкальский грабен 113, 118, 119, 121
Южно-Тибетская рифтовая система 228
Южно-Эмбенская авлакогеосинклинальная зона 15, 239, 242, 243
Юламановский грабен 62, 65

Яковлангский грабен 224
Янбаянская рифтовая зона 228—230

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Подвижные пояса, метаплатформенные области и свойственные им рифтовые и рифтоподобные зоны	6
Глава 2. Рифтогенез в развитии Урало-Монгольского подвижного пояса	
Районирование, природа субстрата и время заложения пояса	21
Рифтоподобные зоны начальных стадий развития пояса	28
Позднеорогенные и посторогенные рифтоподобные и рифтовые зоны	45
Проявления рифтогенеза в Западной Сибири	69
Дейтероорогенные средне- и позднемезозойские рифтовые зоны	76
Позднекайнозойские дейтероорогенные рифтовые зоны и проблемы геодинамики Центрально-Азиатского горного пояса	103
Глава 3. Рифтоподобные и рифтовые структуры метаплатформенных областей, примыкающих к Урало-Монгольскому поясу	111
Байкальская область	112
Саяно-Енисейская область	121
Тимано-Печоро-Баренцевоморская область	132
Глава 4. Основные этапы проявления рифтогенных процессов в истории Урало-Монгольского подвижного пояса и смежных метаплатформенных областей	140
Глава 5. Рифтовые и рифтоподобные структуры Среднеевропейской метаплатформенной области	145
Глава 6. Рифтогенез в развитии Средиземноморского подвижного пояса	163
Районирование и основные этапы развития	163
Дейтероорогенные кайнозойские рифтовые зоны области западноевропейских герцинид	178
Позднекайнозойские орогенные рифтовые зоны альпийского Средиземноморского геосинклинального пояса	185
Глава 7. Рифтоподобные и рифтовые структуры метаплатформенных областей, примыкающих к Средиземноморскому поясу	230
Мезийско-Добруджинская область	231
Донешко-Южно-Туранская область	238
Южно-Атласско-Мальтийская область	249
Северо-Аравийская область	268
Глава 8. Геодинамические обстановки рифтообразования и типы позднекайнозойских рифтовых структур в Средиземноморском подвижном поясе и смежных метаплатформенных областях	275
Список литературы	283
Указатель рифтовых и рифтоподобных структур	294

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Евгений Евгеньевич Милановский

**РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ
РИФТОГЕНЕЗ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ**

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Переплет художника *А. С. Андреева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технические редакторы *Л. Я. Голова, Е. Л. Закашанская*
Корректоры *Л. В. Зайцева, И. Н. Таранева*

ИБ № 6067

Сдано в набор 29.10.86. Подписано в печать 20.02.87. Т-06337. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Гарнитура Литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 18,75. Усл. кр.-отт. 18,75. Уч.-изд. л. 22,00. Тираж 1850 экз.
Заказ 1372/328—2. Цена 3 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Вниманию специалистов!
В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ
К ПЕЧАТИ И ВЫЙДУТ В СВЕТ НОВЫЕ КНИГИ

**АСАНАЛИЕВ У.
ПОПОВ В. В.
ТУРДУКЕЕВ И. Д.**

**Месторождения цветных и редких металлов
в карбонатных формациях.**
15 л. 2 р. 25 к.

Рассмотрены происхождение и закономерности размещения месторождений свинца, цинка, меди, ртути, сурьмы, вольфрама, а также барита, флюорита и целестина в карбонатных формациях, распространенных в различных регионах земного шара. Описаны минералого-геохимические, изотопические, структурно-текстурные, морфологические особенности и стадии преобразования месторождений цветных и редких металлов. Охарактеризованы геотектонические позиции, формационные, палеоклиматические, фациально-палеогеографические, палеогидрогеологические факторы контроля оруденения и влияние структурных метаморфических, магматических процессов на рудообразование. Приведена классификация месторождений цветных и редких металлов на формационной основе.

Для геологов, занимающихся изучением, поисками и разведкой полезных ископаемых.

План 1988 г., № 65

ГОНЧАРОВ М. А.

Механизм геосинклинального складкообразования.

20 л. 3 р. 30 к.

Рассмотрен процесс складкообразования в связи с другими процессами геосинклинального режима — осадконакоплением, региональным метаморфизмом и магматизмом. Предлагаемая термо-флюидная адвективная концепция учитывает характерные особенности строения складчатых областей, обосновывается результатами математического и физического моделирования, а также опирается на данные морской геофизики, нефтяной геологии, литологии, конвективной гидродинамики. В свете изложенной концепции описывается строение конкретных складчатых областей.

Для научных работников — геологов и геофизиков, изучающих тектонику и металлогению крупных регионов; будет также полезна для геологов-производственников.

План 1988 г., № 53

НЕКРАСОВ Е. М.

Зарубежные эндогенные месторождения золота.

20 л. 1 р. 40 к.

Рассмотрены группировка геолого-промышленных типов месторождений золота, их промышленная оценка. Проанализированы геолого-структурные особенности крупнейших золоторудных объектов неосоциалистического мира, подчеркиваются их отличия от месторождений с рядовыми запасами руд и золота. Установлена возможность в выявленных на начальных стадиях оценки или разведки объектах достаточно уверенного прогнозирования их запасов. Обобщены материалы по структурной и минеральной зональности, устанавливаемой для месторождений некоторых промышленных типов. Приведены признаки проявления зональности для рудных объектов, вовлекаемых в разведку.

Для геологов производственных организаций, а также сотрудников научно-исследовательских институтов.

План 1988 г., № 107

СТАРОСТИН В. И.

Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений.

20 л. 3 р. 30 к.

На базе современных представлений геотектоники, петрофизики, тектонофизики, экспериментальной геологии и материала по структурам конкретных рудных месторождений, находящихся в различных геотектонических обстановках, исследованы основные типы палеотектонических режимов формирования рудоносных структур. С учетом существующих морфологических, морфогенетических и эмпирических геолого-структурных классификаций разработана геодинамическая систематизация рудных месторождений. Проведено численное моделирование динамики развития различных типов структурных парагенезисов. Изложены принципы количественного прогнозирования оруденения.

Для научных работников, занимающихся геологией рудных и нерудных месторождений, тектоникой.

План 1988 г., № 74

Интересующие Вас книги можно приобрести или заказать в магазинах книготорга, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра», адреса которых приведены в аннотированном плане выпуска, а также через отделы «Книга — почтой» магазинов:

№ 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

4877

37.30x

DECA