

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 28

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ

**КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ,
ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И РАЗВИТИЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 28

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

**КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ,
ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
И РАЗВИТИЕ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1959

Ответственный редактор
Н. П. ХЕРАСКОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работы по сравнительному изучению краевых прогибов были поставлены как часть исследования типов тектонических структур, осуществляемого коллективом отделов общей и региональной тектоники Геологического института Академии наук СССР.

Исследуя краевые прогибы, мы рассматриваем очень сложную и теоретически крайне интересную проблему структурных связей платформ и складчатых областей, по крайней мере в значительной ее части. Характер этих связей, как показал недавно Н. С. Шатский, проливает свет на такую общую проблему тектоники, как выяснение закономерностей геосинклинального процесса в целом. Я имею в виду его взгляды относительно тектонического единства каледонского, герцинского и альпийского циклов складчатости, которые соответственно являются стадиями более общего процесса в геосинклинальном режиме западного сегмента Земли¹.

Вполне ясно геолого-экономическое значение краевых прогибов. Оно определяется распространением в этих структурах крупнейших месторождений прежде всего горючих ископаемых — нефти, горючего газа, угля. Наличие крупнейших нефтяных и газовых месторождений в краевых прогибах настолько характерно, что давно уже обнаружение этих структур стало, по существу, поисковым признаком на эти полезные ископаемые. Как один из примеров могу привести Приверхоянский краевой прогиб, где на основе тектонического анализа его строения, при небольших разведочных работах, недавно было вскрыто значительное газовое месторождение.

Помимо горючих ископаемых, в краевых прогибах важнейшее значение имеют месторождения калийных солей и каменной соли. Все это показывает практический смысл изучения описываемых структурных форм.

Проблема сравнительного тектонического изучения краевых прогибов в литературе еще не ставилась. В связи с этим многие существенные общие вопросы, касающиеся этих структур, либо совсем не разработаны, либо затронуты исследователями в очень небольшой мере. К их числу относятся: классификационное положение краевых прогибов среди других

¹ См. Объяснительную записку к Тектонической карте СССР м. 1:5 000 000, изд. 1957 г.

похожих структурных образований (различных предгорных и межгорных впадин), систематика самих краевых прогибов и типы этих структур, их происхождение, эволюция в истории Земли и ряд других вопросов. Такие общие темы поднимаются на страницах предлагаемой работы, но, конечно, далеко в ней не исчерпываются.

В основу нашего исследования были положены примеры основных краевых прогибов, распространенных на территории Советского Союза, а также многие примеры Европы, Азии, Африки, Южной Америки и Северной Америки. В литературе они описаны то более, то менее подробно (особенно неровно эти структуры изучены за рубежом, однако в описании большинства прогибов остро недостает детальных сведений по конкретным структурным формам — складкам, сбросам и т. д.).

Из-за этого поневоле в ряде случаев структурная характеристика получилась слишком общей.

Я не ставил себе целью подробно разбирать здесь кем, когда, где и как описывались краевые прогибы, и поэтому в работе нет специального раздела по истории их изучения. Скажу только, что мировая литература, где так или иначе затрагиваются эти вопросы, исключительно велика. Важнейшими из этих работ я пользовался при описании конкретных примеров. Общие же представления, накопившиеся ко времени написания данной работы, отражены в главе I.

Вынужден предупредить читателя, что работа над рукописью была закончена в конце 1956 года. С того времени появился целый ряд работ, касающихся геологии отдельных описываемых в книге примеров. К большому сожалению, из-за технических причин их уже не удалось использовать.

Автор

Глава I

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ НА ГРАНИЦЕ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Главнейшие исследования взаимоотношений платформенных и складчатых областей как в отечественной, так и в мировой литературе принадлежат Н. С. Шатскому. Он различает три наиболее крупные категории соответствующих тектонических структур — краевые швы, краевые прогибы и поперечные краевые структуры. Ниже дается их краткая общая характеристика.

КРАЕВЫЕ ШВЫ

Понятие «краевой шов» как категории структур, располагающихся на границе платформ и складчатых геосинклинальных областей, введено в литературу Н. С. Шатским (1945₁). Под этим термином понимается узкая зона раздела платформенных и складчатых областей шовного типа, представляющая собой по существу тип глубинного разлома. Такие шовные структуры распространены на всех древних платформах северного полушария.

На Русской платформе, например, краевой шов отделяет складчатую каледонскую зону Скандинавии от Балтийского щита. На Сибирской платформе шовная структура разграничивает Алданский щит и зону байкальской складчатости Станового хребта. На Северо-Американской платформе краевым швом разделены Канадский щит и зона северных Аппалачей. Имеются и другие аналогичные случаи.

Для примера достаточно охарактеризовать шовную структуру Скандинавии, описанную Н. С. Шатским. Она протягивается на большое расстояние, около 1800 км, от Варангер-фиорда на севере до южной оконечности Скандинавского полуострова. На всем протяжении складчатой зоны граница между нею и платформой выражена в виде системы резких флексуриобразных перегибов-уступов, разделяющих глубоко различные по формациям и тектонической структуре области. Ширина зоны сочленения совершенно незначительная — несколько километров; при этом здесь не образовалось формаций более молодых, чем формации основного складчатого комплекса. В плане эта шовная структура представляется в виде сочегания отдельных крупных, прямолинейных отрезков, образующих две линии — северо-восточную и широтную, расположенные под углом одна к другой.

Особенностью краевых шовных структур, как и всех глубинных разломов, является длительность их существования. Примером может служить краевой шов, разделяющий Алданский щит и байкалиды Станового хребта. Как известно, байкальский складчатый комплекс закончил свое развитие в нижнем кембрии. Однако движения по краевому шву проявились вновь в юрское время. Именно с этими движениями нужно связывать образование и внутреннюю тектоническую структуру юрских впадин Алданского щита, протягивающихся цепочкой вдоль краевого шва. Столь же резко проявился краевой шов и в четвертичном периоде, когда сформировался современный рельеф Станового хребта.

ПРОДОЛЬНЫЕ КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Продольными краевыми прогибами или просто краевыми прогибами называются линейно-вытянутые глубокие синклинальные структуры, располагающиеся в зоне сочленения платформенных и складчатых областей, возникающие и развивающиеся в эпоху замыкания и общего поднятия геосинклинальных систем, т. е. структуры с коротким периодом развития. Такие прогибы под разными названиями описываются в литературе достаточно давно, по крайней мере 3—4 десятка лет. В зарубежной литературе указания о соответствующих структурах можно найти во многих работах Бубнова, Штилле, Кобера, Грабау, Шухерта и ряда других авторов¹. В Советском Союзе отдельные краевые прогибы впервые были выделены А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1933 г. в их совместной работе по тектонике СССР. С тех пор те или иные особенности геологического строения краевых прогибов, существующих на территории СССР, затрагивались в очень большом количестве работ, исчисляемом сотнями. Однако до настоящего времени нет единого термина для обозначения описываемых структурных элементов. Помимо термина «краевой прогиб», как синонимы употребляются понятия: «передовой прогиб», «предгорный прогиб», «предгорная впадина», «краевая впадина» и т. д. Однако не каждый краевой прогиб на всех стадиях его развития является предгорным, поэтому такое обозначение не подходит. Что касается термина «впадина», то в данном случае он менее удачен, чем «прогиб», поскольку не подчеркивает характерных параметров структуры — ее линейности и одновременно большой мощности выполняющих отложений. В силу сказанного, наиболее подходящим термином является именно «краевой прогиб».

Вместе с тем нередко случаи, когда в качестве краевых прогибов описываются структуры иной тектонической природы, не связанные по времени формирования с эпохой замыкания и общего поднятия прилегающей геосинклинали. Так, А. С. Струговым (1955, стр. 43) в пределах Иркутской впадины, выполненной юрскими отложениями, выделяется «Присянская зона передового прогиба» на том основании, что прилежащая к Восточному Саяну часть юрской впадины является наиболее прогнутой. Как известно, Восточный Саян представляет собой область протерозойской складчатости, и юрская впадина никак не может быть ее краевым прогибом. Она является совершенно иной, внутриплатформенной структурой, в данном случае унаследованной от древнейших структурных линий. Таким образом, возраст служит важным признаком при выделении краевых прогибов. Очень часто смешиваются понятия краевых прогибов и внешних прогибов геосинклинальных систем. Совершенно очевидно, что ни исторически, ни по структурному положению эти прогибы не имеют между собой ничего общего. Наконец, краевые прогибы нужно отличать от

¹ Синонимами термина «краевой прогиб» являются в немецкой литературе «Vorg-tiefe», в английской — «foredeep».

внутренних межгорных впадин складчатых зон. Они также разнятся по их тектонической природе и структурному положению.

Попытаемся выяснить классификационное положение краевых прогибов среди различных тектонических структур, с которыми они нередко смешиваются. Среди подобных структур нужно различать две главные группы: 1) связанные во времени с конечной стадией геосинклинального развития, для которых можно предложить термин «позднегеосинклинальные», и 2) «послегеосинклинальные».

Первая группа структур (позднегеосинклинальные). Впадины и прогибы, связанные с конечной стадией геосинклинального развития или позднегеосинклинальные, разделяются на внешние и внутренние. Внешние — это прежде всего краевые прогибы. К внутренним принадлежит большая группа структур, образующих самый верхний структурный ярус геосинклинальных зон. По времени их развития они синхроничны или почти синхроничны краевым прогибам. Среди них можно выделить две основные категории форм: внутренние впадины (наложенные) и внутренние прогибы (обычно унаследованные).

Внутренние впадины характеризуются изометричными или близкими к ним формами. Существенную роль в их образовании играют разломы. Отложения, выполняющие впадины, с несогласием ложатся на породы более древнего возраста. В разрезе впадин принимают участие обычно карбонатные, вулканогенные и молассовые (нередко угленосные) формации, морские, лагунные и континентальные. Мощности пород — несколько километров. Некоторые из этих впадин перекрывают структуры наиболее молодого складчатого комплекса; другие занимают более или менее значительные пространства жестких (срединных) массивов, которые рассматриваются мною как составные элементы складчатых областей.

Примерами первого типа могут быть впадины Западно-Сибирских каледонид (Минусинская, Чулымо-Енисейская и др.), верхнепалеозойские впадины Центрального Казахстана (Тенизская, Джезказганская), Саарский бассейн в герцинидах Западной Европы, верхнеюрские меловые впадины мезозойд Северо-Востока СССР (например, Омсукчанская) и др. В большом числе случаев — это все межгорные впадины.

К числу впадин, развившихся на жестких внутренних массивах, принадлежат Трансильванская и Паннонская межгорные впадины Карпатской складчатой области или, например, Зырянская предгорная впадина, развившаяся на Колымском срединном массиве. К тому же типу структур относятся впадины на Иранском срединном массиве. Впадины этого типа отличаются наиболее крупными размерами.

Внутренние прогибы, располагающиеся внутри складчатой области, представляют собой структуры линейного типа, наследующие свое простираение от более древних структурных элементов. Такие прогибы также могут быть выполнены отложениями большой мощности. Так, например, в Куринском и Рионском прогибах, относящихся к структурам этого типа, только в тортоне — сармате погружение достигло 3—4 км. Выполнялись эти прогибы терригенными отложениями, среди которых местами имеют мощное развитие толщи грубообломочных пород. Вообще по типу формаций такие прогибы отчасти сходны с краевыми прогибами.

Помимо Кавказа, подобные структуры известны в Карпатах (прогиб верхнекретaceous времени в Центральной синклинальной зоне Карпат), в Туве (Тувинский прогиб), на восточной окраине Апеннинского полуострова, к востоку от Араканских гор в Бирме (Иравадийский прогиб) и в других местах. В конечном счете все это — межгорные прогибы.

Вторая группа структур (послегеосинклинальные). К данной группе относятся те межгорные и предгорные впадины и прогибы, которые развивались значительно позднее формиро-

вания складчатых зон. Среди структур такого типа, похожих на краевые прогибы, можно выделить несколько категорий: 1) структуры, приуроченные к активизированным древним складчатым поясам; 2) структуры, образовавшиеся в связи с глыбово-складчатыми движениями в отдельных поднятиях; 3) впадины, образовавшиеся в связи с развитием крупных сводовых поднятий, и др. Главное значение для нас имеют структуры первой категории. В основной своей массе они располагаются внутри древних складчатых поясов, но иногда и по их окраинам. Для впадин, лежащих внутри поясов, характерно цепочкообразное расположение с простираанием, приблизительно параллельным направлениям горных систем. Типичным примером подобных структур являются мезо-кайнозойские впадины Забайкалья, многочисленные впадины Азиатского горного пояса (в том числе Ферганская), многочисленные мезо-кайнозойские впадины и прогибы в пределах Китайского Тянь-Шаня, Предкузньлуньский прогиб, выполненный кайнозойскими отложениями, и др. Все они относятся к межгорным впадинам и выполнены обломочными породами континентального происхождения.

В качестве примера предгорной впадины, расположенной на внешней окраине области, подвергшейся новым тектоническим движениям, может быть приведена юрская Иркутская впадина.

Механизм образования структур такого типа иной, нежели позднегеосинклинальных. Нередко выявляется их приуроченность к зонам древних структурных стыков и швов, проявляющихся иной раз, по прошествии длительного времени, вновь как активные зоны (стык Станового хребта и Алданского щита, Восточного Саяна и Сибирской плиты, Китайского Тянь-Шаня и Таримского или Джунгарского массивов и др.).

Для наглядности соответствующая классификация изображается в виде таблицы (табл. 1).

Краевые прогибы распространены на земной поверхности весьма широко. Они прослеживаются по окраинам герцинских, мезозойских и альпийских складчатых областей, образуя во многих случаях цепочки узких и глубоких синклинальных структур, разделенных относительно поднятыми поперечными участками. Более подробно описаны краевые прогибы альпийского и затем герцинского возраста; краевые прогибы мезозойской складчатости изучены еще не полно.

Существовали ли в истории земной коры краевые прогибы догерцинского возраста? Этот вопрос еще недостаточно исследован. Некоторые авторы отвечают на него утвердительно.

В частности, может быть, подобным структурным образованием является Ангаро-Ленский прогиб байкалит на юге Сибирской платформы. Однако такие примеры единичны, а то, что о них известно, говорит о большом своеобразии упомянутых структур, что связано с особыми чертами тектонического развития Земли в позднем докембрии. В настоящей работе таких структур мы не затрагиваем. Что касается краевых прогибов каледонид, то они пока не установлены. Более того, согласно учению Н. С. Шатского о циклах складчатости, вряд ли можно ожидать встретить краевые прогибы этого возраста, поскольку развитие в каледонском цикле происходило иным образом, чем позднее. На этом вопросе мы остановимся в последней главе работы.

Именуются краевые прогибы в соответствии с наименованием прилегающей складчатой зоны с добавлением приставки «при» или «пред»: Предуральский, Предкарпатский, Приверхоянский и т. д. В отдельных случаях краевые прогибы называются в соответствии с географическим наименованием занимаемой ими территории — например Месопотамский, Венесуэльский и др.

В геологическом строении всех достоверно известных краевых проги-

Таблица 1

Позднегеосинклинальные впадины и прогибы	Внешние	Краевые прогибы		Примеры (см. текст)
	Внутренние	На складчатом основании	Впадины	Тенизская, Джезказганская, Минусинская, Чулымо-Енисейская, Саянская. Впадины мезозой СССР (J_3 — C_1)
			Прогибы	Куринский, Рионский, Тувинский, Предапеннинский, Центр. Карпатской синклиналиной зоны и др.
		На срединных массивах	Впадины	Паннонская, Трансильванская, Зырянская, впадины Ирана и др.
Послегеосинклинальные впадины и прогибы активизированных древних складчатых поясов	Внешние			Иркутская юрская впадина
	Внутренние			Мезо-кайнозойские впадины и прогибы Азиатского горного пояса, Забайкалья, Китайского Тянь-Шаня; кайнозойский Предкуэньлуньский прогиб и др.

бов имеется целый ряд общих признаков. Во-первых, характерна форма таких структур: это сильно вытянутые и сравнительно узкие синклиналильные прогибы, простирающиеся в соответствии с прилежащими структурами складчатой области. Протяженность краевых прогибов составляет сотни, а иногда более тысячи километров. Краевые прогибы являются асимметричными структурами. Их крыло, прилежащее к складчатой области, крутое и в плане узкое; другое крыло, примыкающее к платформе, пологое и значительно более широкое.

Характерен состав отложений. В значительной мере это терригенные толщи, иногда угленосные или соленосные. Значительно меньше распространены мергели, еще реже — известняки, а вулканогенные породы в разрезе отсутствуют или почти отсутствуют. Породы обладают в общем большой выдержанностью по простирацию и резко изменяются в поперечном направлении. В пределах внутренних крыльев краевых прогибов (т. е. примыкающих к складчатой зоне) и особенно в осевой части мощности отложений исключительно велики, достигая нескольких километров. На внешних крыльях (приплатформенных) они быстро сокращаются. Состав и мощности отложений свидетельствуют о большой скорости осадконакопления в краевых прогибах. Общим свойством краевых прогибов являются также характер тектонических нарушений и определенные закономерности в их распространении. Более сложные и резкие дислокации распространены в той части краевых прогибов, которая примыкает к складчатой области. На крыле, примыкающем к платформе, дислокации слабые и редкие, платформенного типа.

Таковы самые общие особенности геологического строения краевых прогибов.

Тектоническая история краевых прогибов легче всего раскрывается методом формационного анализа. Самый термин «формация» понимается мною в том значении, которое ему придано Н. С. Шатским (1945).

Прежде всего для краевых прогибов характерны формации, принадлежащие к группе моласс. Это весьма большая формационная группа, обязанная своим происхождением разрушению прилежащих горных сооружений. Переотложение обломочного материала, выносимого с гор, может происходить в морских, лагунных или континентальных условиях, что уже определяет разнообразие типов моласс. Привнос обломков в краевой прогиб происходит неравномерно, а в отдельные короткие промежутки времени он может быть совсем незначительным или полностью прекратиться, и в этих случаях образуются породы иного типа (например соли). Такие породы представляют собой, по выражению Б. М. Келлера (1949), «спутников» формаций, в данном случае молассы. Это обстоятельство дополнительно влияет на разнообразие моласс. Большую роль играют, кроме того, климатические условия, в которых происходит формирование молассовых отложений, а также ряд других факторов. В соответствии с этим, иной раз возникают соленосные молассы, таящие в себе крупные запасы каменной и калийных солей (Прикарпатье). В других случаях появляются угленосные молассы, со значительными месторождениями бурых и каменных углей (северное Приуралье).

Литологические особенности моласс, выражающиеся в сочетании пород, чрезвычайно благоприятном для скопления нефти и газа, являются одним из основных факторов, определяющих распространение крупнейших нефтяных и газовых месторождений в краевых прогибах.

Помимо моласс, в краевых прогибах развиты формации, не имеющие непосредственной связи с разрушением прилежащих складчатых образований. Они также могли образовываться в различных палеогеографических и палеоклиматических условиях. По составу такие формации могут быть терригенными, карбонатными или галогенными. К числу первых относится, например, угленосная формация Приверхоянья; ко вторым принадлежит шлировая формация Предальпийского прогиба, или сходная с ней мергелистая формация (стебникская свита) Предкарпатия, или, наконец, формация барьерных рифов в Приуралье; к третьему типу относится, например, соленосная формация среднего и южного Приуралья.

Для ряда случаев по смене флишевой формации молассой следует устанавливать начальную эпоху развития краевых прогибов. Флиш образуется в конечную стадию осадконакопления в геосинклинальных условиях и не распространен в краевых прогибах.

Ось краевых прогибов часто не сохраняет постоянного положения на всем протяжении их развития. В связи с тектоническими движениями в складчатой области ось прогиба (линия максимальных мощностей) в отдельные эпохи нередко смещается в сторону платформы, причем происходит это резко, как бы скачкообразно. Это явление нередко описывается в литературе как «миграция краевого прогиба на платформу». Такое смещение оси краевого прогиба вносит усложнения в его структуру.

Складчатые зоны могут относительно спокойно погружаться под осадки краевого прогиба. Такое погружение имеет вид системы крутых флексур. В частности, это наблюдается в Западном Приуралье или на Северном Кавказе. В других случаях горно-складчатые области контактируют с краевыми прогибами по системе крутых взбросов, как это имеет место в Приверхоянье. Наконец, известны многие случаи, когда складчатая зона полого надвинута на формации прилежащего краевого прогиба. Амплитуда такого надвига (системы надвигов) в Восточных Карпатах, например, до-

«стигает местами 15 км. В таких районах в полосе сочленения прогиба и складчатых зон кроме аллохтона и автохтона, выделяется часто параавтохтон — структуры с относительно небольшим перемещением масс, заключенные между автохтоном и аллохтоном.

Со стороны платформы краевые прогибы ограничиваются менее четко. Однако при детальном геологическом картировании здесь часто обнаруживаются линии флексур (одна-две). Флексуры эти развиваются в определенные этапы истории прогиба, контролируя мощность и состав отложений. По мере движения к оси прогиба амплитуда флексур увеличивается. Образование их связано с движениями фундамента по разломам.

Внутреннее строение краевых прогибов неоднородно. Во многих из них (но не в каждом) прослеживаются две продольные зоны: внешняя (приплатформенная) и внутренняя (прилежащая к складчатой зоне). Они отличаются друг от друга характером геологического разреза, мощностями и особенностями тектонических нарушений. Граница между этими зонами нерезкая и намечается до известной степени условно. Иногда такая граница маскируется наложившимися тектоническими нарушениями. Так, например, в Предкарпатском краевом прогибе она скрыта под пологим надвигом древних формаций внутренней зоны прогиба на более молодые формации.

Внутри краевых прогибов нужно выделять местные поднятия и впадины (прогибы, мульды), которые представляют структуры второго порядка. Местные впадины и поднятия появляются в результате дифференцированных движений отдельных участков основания прогиба.

Среди поднятий в краевых прогибах часто наблюдаются выступы их основания: Каратауский — в Предуральском прогибе, Хараулахский — в Приверхоянском, Покутский — в Предкарпатском и др. Выступы основания, как видно из упомянутых примеров, имеют значительные размеры и характеризуются складчатой или глыбово-складчатой структурой. Сложены такие выступы либо формациями краевых частей геосинклинальных систем, либо платформенными формациями.

От местных впадин и поднятий, развивающихся одновременно с образованием отдельных частей геологического разреза краевого прогиба, нужно отличать структуру верхнего этажа, возникшую после формирования прогиба, как такового. Это могут быть сравнительно небольшие и крупные формы различного типа и происхождения. Одни из них представляют собой мульдообразные впадины, накладывающиеся на различные зоны прогиба, но наследующие его простирание, — например впадины, vyplненные третичными отложениями, в Приверхоянском краевом прогибе. В других случаях возникают наложенные впадины, ограниченные разломами. В Приуралье широким распространением пользуются впадины оседания (Хоментовский, 1954), возникшие над соляными структурами, в которых залегают олигоценные угленосные отложения.

Наконец, и это наиболее распространенный случай, верхний структурный этаж образован более или менее мощным чехлом относительно молодых образований, где породы залегают спокойно, скрывая под собой структуру краевого прогиба. Особенности строения и формации такого чехла не отвечают общему плану тектоники прогибов, так что по ним нельзя наметить границ прогибов. В качестве примера можно привести мезозой Прикаспия или Печорской низменности.

Каковы же типичные тектонические формы, встречающиеся в краевых прогибах?

Для складчатых форм характерны линейные складки и брахиантиклинали. Линейные складки распространены во внутренней зоне краевых прогибов, причем интенсивность такой складчатости возрастает по мере приближения к складчатой области. Морфологически линейные антикли-

нали разделяются на изоклинальные, гребневидные, коробчатые и валообразные. Среди них могут быть прямые, наклонные и опрокинутые формы. Наиболее характерны антиклинали с крутыми крыльями, обращенными к платформе. Брахiantiклинали лежат в полосе перехода от внутренней зоны к внешней. Кроме того, к этому же типу относятся отдельные пологие вздутия, лежащие на общей моноклинали внешнего крыла прогиба. Размеры брахiantiклиналей иногда достигают десятков километров. Морфологически среди них выделяются коробчатые и куполовидные формы.

Для тех краевых прогибов, где развиты соленосные толщи, характерны формы соляной тектоники. Сюда относятся: а) крупные неправильных очертаний вздутия соленосных пород, осложненные диапирами; они представляют собой своеобразные узлы, стягивающие несколько линейных гребневидных соляных структур; б) криптодиапировые структуры: пологие антиклинальные поднятия и вздутия неправильной формы; в) соляные купола с диапировыми ядрами. Все упомянутые формы соляных структур хорошо изучены в Предуральском краевом прогибе.

Среди разрывных нарушений в краевых прогибах описаны структуры разных типов. Наиболее характерны продольные и поперечные сбросы и взбросы. По таким системам разломов ограничиваются нередко выступы основания краевых прогибов, как выходящие на поверхность, так и погребенные, представляющие по существу простые или сложные горст-антиклинальные поднятия. Амплитуда разломов в формациях краевых прогибов достигает десятков, сотен и более 1000 м, находясь в зависимости от тектонического положения соответствующей зоны. Продольные разломы могут достигать большой протяженности.

В отдельных альпийских краевых прогибах прослеживаются крупные надвиги. Так, например, в Предкарпатье внешняя зона краевого прогиба срезана пологим надвигом внутренней зоны, имеющим большую протяженность и амплитуду в несколько километров.

Строение основания краевых прогибов неоднородное. Нередко их внутренняя часть лежит на дислоцированных породах прилегающей складчатой зоны. Внешняя зона прогибов имеет в основании платформенную структуру. Этим объясняются существенные различия в геологическом строении этих зон, отмечавшиеся выше. Как в складчатом основании, так и в платформенном, отличающихся по своей мобильности, существуют выступы и впадины, обычно ограниченные разломами. В пределах внешней зоны следствием такой сети разломов является образование мозаичной структуры ее основания, подчеркиваемой мощностями и фациями отложений, выполняющих краевой прогиб.

Довольно типично наложение краевых прогибов на крупные узкие антиклинальные гряды относительно древних складчатых пород или цепочки глубоко эродированных горстовых выступов, прижатые к краю платформы. Такие поднятия существуют длительно, давая обломочный материал для нижних формаций краевых прогибов.

А. А. Богданов (1955) указал на то, что в общем случае краевые прогибы начинают образовываться на складчатом основании. Впоследствии, благодаря воздыманию складчатой области, в прогибание вовлекаются окраинные части платформы. Следовательно, геологический разрез в своей нижней части будет более полным во внутренней зоне, а в отношении верхних членов — во внешней.

Однако существуют краевые прогибы, где линия наибольших мощностей хотя и смещалась во времени в сторону платформы, но сохранилось постоянство положения их внешней границы. Н. С. Шатский (1947) отмечал, что флексурообразный уступ по краю Уфимской глыбы, отделяющий Предуральский краевой прогиб от платформы, сохранял свое поло-

жение в течение длительного времени — от конца каменноугольного периода до триаса. Такая же особенность наблюдается и в Приверхо́я́нском краевом прогибе для верхнеюрского — нижнемелового времени.

Н. С. Шатский выдвинул идею, что в общем случае условием образования краевых прогибов является низкое тектоническое положение фундамента платформы вдоль границы со складчатой зоной. Если древний фундамент поднят высоко, краевой прогиб не образуется. Проведенное изучение краевых прогибов показывает, что имеются исключения из этого правила. Я имею в виду Предгимала́йский, Венесуэ́льский, отчасти Предкарпатский и некоторые другие краевые прогибы. Об этом речь будет идти ниже.

ПОПЕРЕЧНЫЕ КРАЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Термин «поперечные краевые структуры» введен в литературу Н. С. Шатским в 1947 г., однако отдельные поперечные структуры описывались им и до этого (1945₁, 1946₁). Разработку этой проблемы Н. С. Шатский продолжает и в настоящее время (1955₁).

Поперечные краевые структуры, как и продольные краевые прогибы, располагаются в зоне сочленения платформенных и геосинклинальных областей. Однако они имеют иную ориентировку — поперечную относительно очертаний внешнего края платформы, и в этом смысле поперечные краевые структуры должны противопоставляться продольным краевым прогибам. Отличаются они, естественно, по особенностям их тектонического строения и по условиям образования.

Поперечные краевые структуры располагаются в теле платформы, находясь в строгой зависимости от очертаний ее краев. Н. С. Шатским выяснено, что ограничения платформы отнюдь не представляют собой плавных спокойных контуров, а состоят из отрезков более или менее прямых, резких линий, расположенных под различными углами относительно друг друга. В связи с этим по краям платформ местами существуют отчетливо выраженные углы, иногда тупые, иногда острые. Вершины этих углов направлены либо от платформы, либо обращены в глубь платформы. Первые называются внешними углами, вторые — внутренними или входящими. Поперечные краевые структуры образуются во внутренних углах платформ. «Механизм возникновения всех этих структур, — пишет Н. С. Шатский, — связан с теми растягивающими усилиями, которые возникают на платформе в вершине ее внутреннего угла под сильным воздействием колебательных и, может быть, складкообразовательных движений, направленных нормально к сторонам этого внутреннего угла, от геосинклинальной складчатой зоны к ее платформе» (1946₁). Наиболее значительное развитие такие структуры имеют у края платформы, постепенно затухая в ее внутренних частях.

Поперечные краевые тектонические структуры как по величине, так и по геологическому строению достаточно разнообразны. Наряду с небольшими и простыми формами существуют крупные и сложные поперечные тектонические системы. Н. С. Шатский различает следующие типы поперечных структур (1946₁): краевые поперечные флексуры, краевые поперечные грабены, краевые поперечные синеклизы и, наконец, краевые поперечные системы.

Внутренние углы платформ и соответствующие им поперечные краевые структуры описаны на Русской, Сибирской и Северо-Американской платформах. На Русской платформе мы находим примеры простых поперечных краевых тектонических форм — флексуры и грабена. Флексурой такого типа Н. С. Шатский считает гряду Чернышева, расположенную в Приполярной части Урала. Здесь, как и во многих других случаях, наблюдается

совпадение простираний поперечной структуры с направлением отдельных элементов геосинклинальной полосы. Это связано с тем, что поперечные краевые структуры обязаны своим происхождением крупным разломам, которые, однако, часто на поверхности не проявляются. Эти разломы лежат на простирании складчатых зон или их отдельных элементов.

Краевым поперечным грабеном Н. С. Шатский считает грабен Осло. Он примыкает к вершине внутреннего угла, вдающегося в Балтийский щит. Его длина свыше 250 км, ширина несколько десятков километров. Породы интенсивно дислоцированы на севере, где они примыкают к норвежским каледонидам, и слабо на юге.

Примеры краевой поперечной синеклизы можно видеть на Северо-Американской платформе. В частности, к этому типу относится Делаварский бассейн. Он располагается в южной части Северо-Американской платформы, на ее восточном крае, прилежащем к палеозойской складчатой зоне. Бассейн выполнен мощными пермскими толщами, перекрытыми отложениями мезозоя. Длина его 250 км, ширина на севере до 150 км, а на юге 25—30 км. Делаварский бассейн является частью западного крыла более крупной платформенной структуры — синеклизы Мидленд. По своей тектонической природе бассейн представляет форму, ограниченную по бортам двумя флексурами с опущенным участком между ними. На Сибирской платформе такого типа структурой является Вилуйская синеклиза. Она выполнена мощнейшей толщей угленосного мезозоя (более 3 км) и располагается против западного изгиба Верхоянской антиклинальной зоны. Обе эти синеклизы тесно связаны в своем развитии с прилежащими к ним со стороны складчатых областей продольными краевыми прогибами. Каждая из них характеризуется формациями, близкими к формациям краевых прогибов, а также очень большими мощностями отложений. Структурно эти образования сливаются друг с другом. Это позволяет называть такие синеклизы поперечными краевыми прогибами, противопоставляя их продольным прогибам. К этому же типу структур принадлежит и Донбасс.

Наконец, существуют наиболее крупные и сложные структуры, названные краевыми поперечными системами. Они могут состоять из системы значительных поднятий и прогибов, включая краевые поперечные прогибы. Классическим примером этих структур является система Вичита, располагающаяся на востоке Северо-Американской платформы. «Системой Вичита, — пишет Н. С. Шатский (1946₂), — называется сложный комплекс платформенных тектонических структур, вытянутый широкой полосой в западно-северо-западном направлении от гор Уачита в штате Оклахома до поднятия Амарильо в северо-западном углу штата Техас. В состав этой системы входят синклинальный бассейн Анадарко поднятия Амарильо и гор Вичита и вытянутое в широтном направлении поднятие Ред-Ривер; на востоке система заканчивается бассейном Ардмор и поднятием Арбекл; последние две структуры непосредственно примыкают к складчатому геосинклинальному поясу Уачита, погружаясь под него. Вся система имеет около 200 км в ширину и свыше 650 км в длину и является, таким образом, весьма крупным поясом нарушений, осложняющих юго-западный угол Северо-Американской платформы». Герцинская складчатая полоса Уачита вдается резким входящим углом в Северо-Американскую платформу. В вершине этого угла располагается краевая поперечная система Вичита. В этой системе развиты характерные формации. В древнем палеозое преобладают мощные известняки и доломиты; нижний карбон представлен известняками с прослоями аргиллитов и кремнистых пород (700 м); в верхнем карбоне появляются образования типа моласс. Основные структуры системы Вичита располагаются линейно, ориентируясь в трех главных направлениях. Часть структур широтного простирания лежит на продолжении складчатости Уачита; другие структуры ориентированы по

биссектрисе внутреннего угла платформы, наконец, структуры на северо-востоке системы (Оклахома) параллельны западному краю южной ветви складчатой полосы Уачита. Такая весьма характерная ориентировка структур связана с воздействием на платформу складкообразовательных движений из прилежащей области герцинид.

В целом, в своем развитии поперечная система Вичита тесно связана с Арканзасским краевым прогибом, располагающимся на восток от нее. Н. С. Шатский (1946₂) полагает, что другим примером поперечных краевых структур является система Большого Донбасса.

Выше были упомянуты как сравнительно небольшие, так и очень крупные поперечные краевые структуры. Как те, так и другие обязаны своим происхождением разломам или зонам разломов, приуроченным к сторонам внутренних углов платформ. В крупных поперечных структурах такие разломы, вероятно, имеют очень глубокое заложение, проникая в земную кору на глубину многих километров.

Наиболее крупные и сложные поперечные краевые структуры развиты на плитах, а не на щитах. Это позволяет связывать образование таких структур с глубиной залегания фундамента платформы. Поперечные краевые прогибы и системы образуются в условиях глубокого залегания древнего фундамента. Этим объясняется пространственная связь поперечных и продольных прогибов, которые обычно, но не всегда, тоже связаны с опущенными участками фундамента, а также сходные черты в составе слагающих их формаций. Однако в условиях поперечных прогибов, значительно глубже вдающихся в платформу, изменения фаций отложений и условий их залегания происходят более постепенно, чем в краевых продольных прогибах.

Глава II

ОПИСАНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ НЕКОТОРЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ С ПЛАТФОРМАМИ

1. КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ, ОКАИМЛЯЮЩИЕ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ

В настоящее время структурные связи Русской платформы с прилежащими складчатыми зонами разобраны в литературе достаточно подробно. Очень большой материал, накопленный по этому вопросу, был обобщен Н. С. Шатским (1945₂, 1946₁, 1947 и др.). Поэтому в дальнейшем я буду, по возможности, краток.

Как известно, на северо-западе Русская платформа граничит с каледонидами Скандинавии, на востоке — с герцинидами Урала, на юге и юго-западе — с Альпийской складчатой областью (Кавказ, Карпаты).

На рассмотрении структурных связей с каледонидами, выраженными краевым швом, я уже останавливался в предыдущей главе. Ниже будут описаны Предуральский и Предкарпатский краевые прогибы и краевая Предкавказская система.

Предуральский краевой прогиб

Предуральский краевой прогиб, как уже говорилось, ограничивает с востока Русскую платформу, отделяя ее от складчатых структур Урала. Это один из самых крупных краевых прогибов мира. Его протяженность составляет по крайней мере 2100 км. На севере краевой прогиб прослеживается до берегов Печорского моря, однако он здесь не оканчивается, а продолжается еще дальше в северном направлении. Это его продолжение наблюдается на юго-западной оконечности Новой Земли. На юге исчезновение краевого прогиба приурочено к району погружения герцинид Урала. По данным А. Л. Яншина (1955), южнее широты г. Оренбурга уральские складки погружаются и затухают в крупном широтном «периклинальном» прогибе, захватывающем территорию Устьюрта, Аральского моря и северной части Кызыл-Кумов. Этот широтный прогиб служит южным ограничением также и Предуральского краевого прогиба.

Описываемый краевой прогиб представляет сравнительно узкую синклинальную структуру, заполненную преимущественно породами верхнепалеозойского возраста. С распространенными в его пределах типоморфными осадочными формациями связан и определенный, присущий краевым прогибам, комплекс полезных ископаемых. Сюда относятся нефть и горючие газы Ишимбаевского, Чусовского и других районов, угли Воркутского бассейна, каменные и калийные соли Южного и Среднего Приуралья.

Несколькими крупными поперечными поднятиями фундамента Предуральский краевой прогиб разделяется на отдельные крупные ячеи — прогибы второго порядка. Такими ячеями с юга на север будут: 1) Бельский прогиб, расположенный к югу от поднятия Кара-Тау, 2) Уфимско-Соликамский прогиб — между поднятиями Полюдова Камня на севере и Кара-Тау на юге и 3) Печорский прогиб, протягивающийся севернее Полюдова Камня до гряды Чернышева. Сама гряда Чернышева входит в северный и наиболее сложно построенный отрезок краевого прогиба, ограниченный с востока складчатыми структурами Полярного Урала и Пайхоя.

Дальнейшее описание Предуральского краевого прогиба будет производиться отдельно для каждого из выделенных выше участков, с юга на север. При этом наиболее подробно будет описана его южная ячея — Бельский прогиб, как самая изученная и характерная его часть.

Бельский прогиб. Бельский прогиб простирается к югу от Каратауского горста вплоть до упоминавшегося выше широтного периклинального прогиба на расстоянии свыше 600 км. Эта часть западного Приуралья изучена несравненно лучше, чем его другие районы. Среди использованных нами работ необходимо прежде всего назвать труды: А. А. Богданова (1947_{1,2}), Б. М. Келлера (1945, 1949), Б. Н. Красильникова (1953), В. Е. Руженцева (1946, 1948), Н. М. Страхова (1947), И. В. Хворовой (1947), А. С. Хоментовского (1954) и Н. С. Шатского (1945_{1,2} и др.).

Западная граница Бельского прогиба довольно отчетливо прослеживается в виде системы крупных флексур, обычно крутых, которой в северных районах отвечает полоса распространения рифовых массивов. Южнее эта полоса выявляется геофизическими исследованиями и буровыми скважинами.

Восточной границей Бельского прогиба служат краевые западные структуры Урала: на севере — Башкирское краевое поднятие; на юге — Зилаирский синклиниорий¹. В той своей части, где прогиб примыкает к Башкирскому поднятию, он относительно неглубок и сильно сужен. Наоборот, в области смыкания с Зилаирским синклиниорием прогиб резко расширяется и одновременно становится очень глубоким. Это два естественных поперечных отрезка Бельского прогиба, один из которых расположен на территории Ишимбаевского Приуралья, а другой — Чкаловского. Граница между ними проходит в районе р. Белой или несколько южнее ее. Мы увидим ниже, что эти два отрезка прогиба существенно отличаются один от другого также характером тектонических нарушений.

В литературе широко распространен взгляд, что четкое структурно-фаціальное обособление прогиба приурочено к верхнекаменноугольному времени.

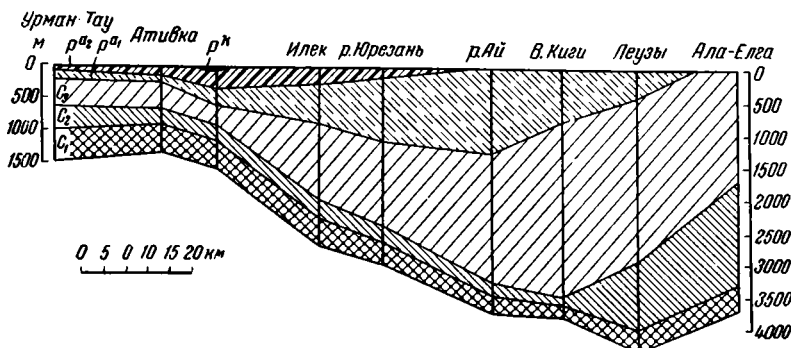
В некоторых работах имеется указание на то, что краевой прогиб имеет еще более древнее заложение. И в том и в другом случае в качестве характерной черты геологической истории прогиба отмечается многократное смещение его оси, а следовательно и фаціальных зон, в западном направлении (фиг. 1).

Если, однако, к тектонической истории краевого прогиба подойти на основе формационного анализа, то структурное обособление прогиба, как качественно самостоятельного тектонического элемента, следует отнести лишь к пермскому периоду. В самом деле, в верхнем карбоне на западном краю Уральской складчатой зоны происходило еще флишеобразование. Флишевая формация всюду, где бы мы с ней ни встречались, характеризует последние стадии осадконакопления в геосинклинальном режиме,

¹ Самая южная часть Бельского прогиба, перекрытая чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, известна недостаточно, и мы ее касаться не будем.

причем особенно широким распространением она пользуется во внешних прогибах геосинклинальных систем. Так обстоит дело и на Урале. Речь идет, следовательно, о том, чтобы не смешивать друг с другом внешние прогибы геосинклинальных систем и краевые прогибы складчатых зон.

При описании Предуральяского и других краевых прогибов я исхожу из того, что их тектоническое развитие отражается историей геологических формаций. Для Бельского прогиба основной формационный ряд устанавливается в виде последовательно сменяющих одна другую трех формаций: сероцветной молассовой, соленосной и красноцветной молассовой.



Фиг. 1. Смещение осей Предуральяского прогиба, по В. Д. Наливкину (1950).

Рассмотрим вкратце геологический разрез Бельского прогиба. Для сакмарско-артинских отложений на территории Южного Приуралья с востока на запад В. Е. Руженцевым (1948) намечены следующие фациальные зоны: 1) терригенных пород (моласс), 2) депрессионных осадков и 3) зона рифов.

Полоса наиболее крупнообломочного материала, протягивавшаяся по восточной окраине зоны терригенных отложений, в настоящее время сохранилась лишь на юге, в пределах Актюбинской и Оренбургской областей. Породы этой полосы были подробно изучены между реками Табанталом и Сакмарой В. Е. Руженцевым (1952, 1956). Здесь в нижнепермских отложениях наблюдается чередование грубого, плохо окатанного песчаного и галечного материала (конусы выноса горных потоков?) и преимущественно глинистых и карбонатно-глинистых осадков. Последние отлагались на пониженных участках сильно расчлененного прибрежного шельфа. Палеонтологические остатки в них сравнительно редки и представлены радиоляриями, аммонитами, фузулинидами и кораллами. Мощность этих отложений достигает 2,5—3 км. Западнее в разрезе сакмарских и артинских образований, наряду с более мелкозернистыми песчано-глинистыми толщами, значительную роль начинают играть органогенно-детритусовые, афанитовые, глинистые и доломитизированные известняки. Временами, в связи с усилением сноса, происходило формирование линз грубых песков и гравелистов. Встречающаяся здесь фауна более разнообразна и представлена аммонитами, фузулинидами, мшанками, брахиоподами, криноидеями, колониальными кораллами.

Далее на запад протягивается депрессионная зона (фиг. 2). Она прослежена глубоким бурением от юго-западного окончания поднятия Кара-Тау до широты Мелеуза.

Маломощные породы депрессионной зоны слагают сначала низы сакмарского яруса; далее к западу верхняя возрастная граница их постепенно повышается до верхов артинского яруса включительно. При этом наблюдается постепенное увеличение грубозернистости материала вверх

по разрезу, уменьшение количества карбонатных пород и возрастание мощности отдельных горизонтов.

Изменение состава пород депрессионной зоны на западе свидетельствует о перемещении терригенных фаций в том же направлении. Общая характеристика разреза депрессионной зоны такова. В основании сакмарского яруса залегает тонкий слой известняковых конгломератов, образовавшийся в результате сноса с расположенных западнее рифовых сооружений. Выше следуют темные афанитовые и детритусовые известняки с прослоями серых доломитов. В артинский век происходило накопление темных битуминозных мергелисто-глинистых пород.



Фиг. 2. Фациальный профиль сакмарских и артинских отложений в Ишимбаевском Приуралье, по Б. М. Келлеру (1948). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:2.

Сакмарские отложения: 1 — массивные рифовые известняки тингского и тастубского горизонтов; 2 — массивные рифовые известняки стерлитамакского горизонта; 3 — доломиты, мергели, аргиллиты, на востоке с прослоями известняков (тингский и тастубский горизонты); 4 — те же породы, относящиеся к стерлитамакскому горизонту.

Артинские отложения: 5 — массивные рифовые известняки; 6 — мергели, аргиллиты; 7 — мергели и аргиллиты с прослоями песчаников.

Общая мощность описываемых образований едва достигает 100 м; глубина бассейна, где происходило их накопление, определяется (Хворова, 1947) в 1000 м.

С запада депрессионная зона ограничена неширокой полосой мощных рифовых сооружений сакмарско-артинского возраста. В пределах Бельского прогиба рифы пользуются наибольшим развитием в Ашинском и особенно Ишимбаевском районах. Прерывистой полосой рифы протягиваются до Шиханского поднятия, а далее на юг наблюдаются уже погребенные рифовые массивы, которые уходят в область Оренбургского Приуралья.

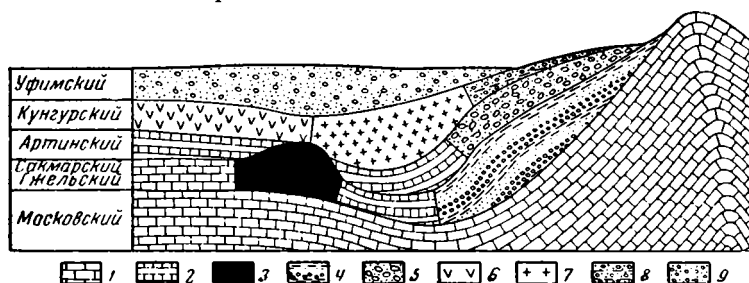
Формация рифов представлена светлыми массивными известняками, достигающими в районе Ишимбаева мощности 1100—1200 м. По преобладанию тех или иных рифостроющих организмов известняки разделяются на мшанковые, водорослевые, фораминиферовые, гидрактиниодные, органогенно-детритусовые и др. Характерной чертой строения рифов является полнота стратиграфического разреза, отсутствие перерывов в осадконакоплении. Формация включает в себя и межрифовые образования в виде различных известняков.

Уже в пределах края платформы образования рифовой зоны постепенно сменяются 1000-метровой толщей слоистых органогенно-детритусовых известняков платформенного типа.

Наиболее поздние отложения нормального морского бассейна накапливались на территории Бельского прогиба в верхнеартинское время. Они представлены преимущественно терригенными образованиями и часто залегают с размывом на породах более древнего возраста.

Даже приведенные краткие сведения о строении сакмарско-артинских отложений в Бельском прогибе позволяют проанализировать их с точки зрения формаций. Можно видеть здесь три четкие формации, расположен-

ные бок о бок одна с другой (фиг.3). Вдоль полосы, прилегающей к Уралу, протягивается морская сероцветная моласса, для которой Н. П. Херасков предлагает наименование «артинской». Тектонические условия ее формирования обычны для таких случаев. Западнее располагается формация, образовавшаяся в условиях глубоко погруженного платформенного крыла краевого прогиба, без компенсации прогибания осадконакоплением (Келлер, 1948). Наконец, вдоль западной границы краевого прогиба, на тектоническом уступе, отделяющем прогиб от платформы, развита характерная формация барьерных рифов. Можно часто наблюдать резкие фациальные изменения вкост простирания краевых прогибов, но столь отчетливые формационные изменения встречаются редко, и Приуралье представляет классический пример такого рода. Главное значение при этом имели, конечно тектонические причины.



Фиг. 3. Схема взаимоотношений различных типов фаций в районе Ишимбая, по В. Д. Наливину (1950).

1 — платформенные образования; 2 — глубоководные; 3 — рифовые; 4 — флишевые; 5 — молассовые; 6 — гипсоносные; 7 — соленосные; 8 — континентальные терригенные; 9 — красноцветные.

Если разбирать более древние, чем пермские, образования, в которых также наблюдается зональность распределения формаций, то, очевидно, нужно сделать вывод о том, что похожие сочетания тектонических условий могут возникнуть также между внешними прогибами геосинклинальных зон и их центральными частями, а точнее в системе: платформа — внешний прогиб — центральные части геосинклинальных зон.

Следующая формация отвечает кунгурским соленосным отложениям. Она распространена чрезвычайно широко по всему Бельскому прогибу, но имеет различное строение и мощности. Особенно велики мощности кунгурских отложений в Оренбургском Приуралье; в Ишимбаевском отрезке прогиба они значительно меньше. Строение кунгурских отложений связано как с глубиной их артинского ложа, так и с его рельефом. Литология кунгура описана в капитальном труде Н. М. Страхова (1947), и здесь будет приведен лишь их самый общий стратиграфический разрез.

Для Южного Приуралья в целом в составе кунгурского яруса выделяются три горизонта:

1. Нижний — соленосный горизонт, отличающийся наибольшим фациальным разнообразием. По западному борту прогиба он представлен карбонатно-ангидритовой толщей; в центральных частях в разрезе появляются каменная и калийные (на юге) соли; на востоке разрез складывается терригенно-гипсовыми образованиями.

2. Средний — гипсово-ангидритовый горизонт, более однообразный. В направлении вверх по разрезу и с запада на восток он постепенно обогащается терригенным материалом. В верхней части горизонта встречаются прослои карбонатов.

3. Залегающая выше толща еще более однообразна и представлена преимущественно обломочными сульфатизированными породами.

В Ишимбаевском Приуралье мощность кунгурских отложений на западном крыле прогиба 500 м, в центральных частях, где развиты соли, от 400 до 1500 м¹, на восточном крыле 300—400 м. Отдельные линзы каменной соли достигают мощности 800 м.

В южном направлении мощности кунгура, по данным А. С. Хоментовского (1954), увеличиваются до 2000 м.

Состав пород кунгурских отложений свидетельствует о том, что это единый парагенез, обусловленный сочетанием определенных тектонических условий (режим краевого прогиба) с соответствующей климатической обстановкой, почему и можно рассматривать эти отложения как единую формацию.

Стратиграфически выше кунгурских отложений залегает толща красноцветной молассы. Она характеризуется резким преобладанием терригенных фаций, быстро меняющимися мощностями, другими формами залегания.

Стратиграфический объем красноцветных отложений непостоянен и расширяется в южном направлении. Так, возраст красноцветных отложений северной половины Бельского прогиба — уфимский; к югу, уже в центральных частях Кривлинской мульды, красноцветными породами представлен также триас; при этом нижняя возрастная их граница остается неизменной — она проходит по границе кунгурского и уфимского ярусов, возможно даже захватывая самые верхи кунгура.

На севере Бельского прогиба в составе красноцветной толщи выделяются два горизонта. Нижний из них характеризуется преобладанием глинистых пород и карбонатов; верхний горизонт сложен песчаниками, песчанистыми глинами с прослоями карбонатов и отчасти конгломератами. В бассейне р. Трамшак происходит замещение и нижнего горизонта мощной конгломератовой толщей, сходной с конгломератами верхней части разреза. Мощность описанных пород у края платформы составляет приблизительно 200 м; в центральных частях прогиба она достигает 600—800 м.

На юге (Оренбургское Приуралье) красноцветная формация имеет более сложный состав. Ее литология, мощности и условия залегания резко изменяются на незначительных расстояниях. По западному склону прогиба в составе красноцветных отложений преобладают мергели, глины, песчаники с прослоями конгломератов и известняков. В центральных частях прогиба, наряду с резким возрастанием мощностей, наблюдается появление в разрезе мощных горизонтов грубых песчаников и конгломератов. По восточному склону депрессии в составе пород встречены пачки красноцветных мергелей и известняков.

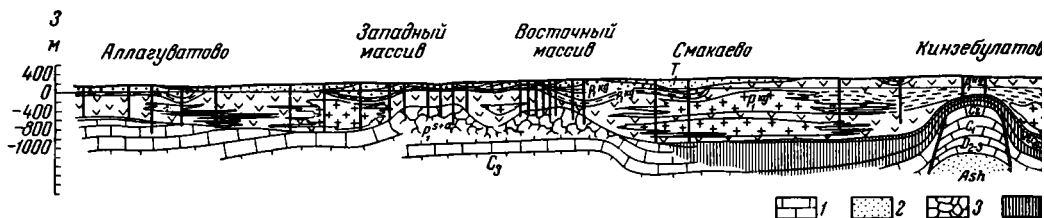
На Сакмарско-Бельском водоразделе, по данным Б. Н. Красильникова, верхнепермско-нижнетриасовые красноцветные отложения имеют мощность: у западного борта прогиба 1600 м, в средней части прогиба 5200 м и у восточного его борта 3200 м.

Согласно классификации А. Л. Яншина, мы имеем здесь дело с красноцветной формацией I типа, характеризующейся присутствием карбонатных пород. Такие формации образуются в условиях жаркого и сухого климата, чем и отличаются от формаций II типа, бескарбонатных и образующихся в климатических условиях также жарких, но влажных.

Перейдем к рассмотрению тектонических форм Бельского прогиба.

А. А. Богдановым выделены три структурных возрастных комплекса пород, «различно реагировавших на тектонические движения и образующих специфические, только им присущие и генетически с ними связанные дислокации» (1947², стр. 42).

¹ Резкое колебание мощностей, по Н. М. Страхову, связано здесь в основном с послекунгурскими деформациями толщ.



Фиг. 4. Профиль через Аллагуватово, погребенные массивы Ишимбаева, Кинзебулатов. Фации платформы: 1 — фация открытого эпиконтинентального моря, 2 — континенталь, 3 — фации прибрежной зоны предгорного моря; фации соленосных лагун: 4 — соль.

Нижний структурный комплекс (фиг. 4) складывается сакмарско-артинскими и более древними образованиями, для которых характерны простые по форме, плоские с крутыми крыльями нарушения, а в целом сравнительно слабая дислоцированность. Этот комплекс, образуя твердый каркас прогиба, в большой степени определяет и тектоническое строение вышележащих пород.

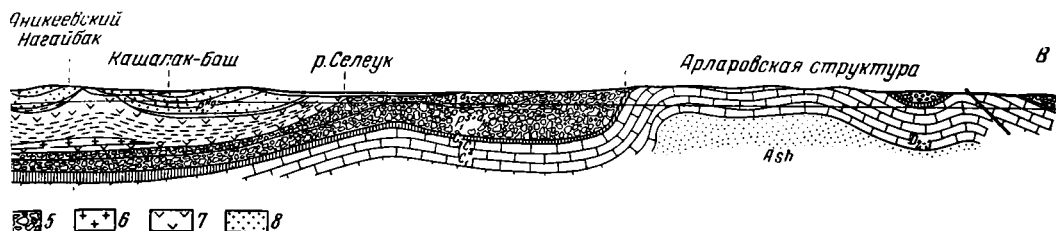
Кунгурская галогенная толща, составляющая средний структурный комплекс, развита на участках понижения артинского ложа в центральных частях и на юге прогиба. Она образует сложные структуры, присущие пластической соляной тектонике. К верхнему структурному комплексу принадлежит красноцветная карбонатная моласса, которой сложен ряд изолированных синклинальных блоков, вдавленных в толщу пластического кунгура. Размеры этих структур находятся в прямой зависимости от мощности подстилающих соленосных свит. Кроме литологии, на характер тектоники отдельных частей прогиба оказывает влияние тектоническое строение складчатой зоны, к которой он примыкает, а также глубина погружения фундамента прогиба.

К югу от Каратауского поднятия, где глубина залегания фундамента относительно невелика, прогиб имеет форму асимметричной синклинали: западное крыло ее наклонено полого ($3-15^\circ$), восточное более круто, причем углы падения постепенно увеличиваются к востоку, достигая у восточного борта прогиба величин $30-40^\circ$.

Характерной чертой этой части краевого прогиба является «повторение формы залегания артинского ложа депрессии в изгибах покрывающих его пород» (Шатский, 1945, стр. 47). Исключение представляют незначительные пластические деформации по рекам Усолке, Инзеру, Лемезе и др. Другой особенностью этой части прогиба является расположение ее под острым углом к простираниям уральских структур. Вследствие этого уральские дислокации полого погружаются в прогиб в северном направлении, образуя здесь спокойные брахиантиклинальные окончания.

На отдельных осложнениях описанной структуры (таких, как Казаякское или Николаевско-Воскресенское поднятия и др.) мы останавливаться не будем, а рассмотрим тектонику района Ишимбаева.

В пределах этой части прогиба его фундамент приподнят, образуя на продолжении перегиба Уфимского плакантиклинала пологий антиклинальный перегиб в пределах депрессии. Существенное влияние на характер тектоники Ишимбаевско-Стерлитамакского участка оказывает также изменение долготных уральских простираний на северо-северо-восточные. В качестве примера тектонической структуры, связанной с последним обстоятельством, упомянем Арларовское горстовое поднятие (см. фиг. 4). Оно расположено уже в пределах западного склона Урала и приурочено как раз к месту смены уральских простираний. Структуры Ишимбаевско-



булатовское поднятие и Арларовскую структуру, по А. А. Богданову (1947).
ные фации; фация краевого прогиба: 3 — фации рифов, 4 — фации предгорного моря,
7 — ангидриты, гипсы и глины, 8 — континентальные фации предгорий. Ash — алпийская свита.

Стерлитамакского участка характеризуются большим вертикальным размахом, широким развитием элементов глыбовой тектоники, связанной с разрывными взбросовыми нарушениями фундамента прогиба (Карлинское, Шиханское поднятия и др.). Довольно широко развиты здесь также кунгурские пластические толщи и красноцветные отложения, образующие на ряде участков типичные «сетчато-петельчатые» структуры.

Западный борт прогиба в районе Ишимбаева осложняется крупным Ишимбаевским поднятием. Оно расположено между широтами деревень Покровка — Аллагуватово, круто обрываясь на востоке в сторону Куганакско-Баиковского прогиба. Западное крыло поднятия относительно пологое (максимальные углы падения на юге равны 30°). Сводовая часть на севере поднятия представляет плоскую узкую поверхность шириной 1,5—2,5 км, на юге она расширяется до 15 км. Н. С. Шатский считает, что Ишимбаевский асимметричный массив по происхождению тоже «несомненно, связан со сколами (взбросами) докембрийского фундамента» (1945₂, стр. 116).

В сводовой части поднятия и по его восточной окраине развиты погребенные известняковые массивы, представляющие собой древние эрозионные останцы, «вырезанные» из обширной рифовой банки. Некоторые из них нефтеносны.

Отложения верхнеартинского возраста, трансгрессивно залегающие на размывтой поверхности сакмарско-нижнеартинских пород, располагаются в понижениях их рельефа.

Характер залегания и мощности кунгурских отложений на территории Ишимбаевского поднятия очень изменчивы (фиг. 5). Соответственно изменяется и строение уфимских красноцветов. При этом для кунгурских структур характерны сравнительно сглаженные контуры и преобладание криптодиапировых форм. С востока, юга и запада Ишимбаевское поднятие ограничено впадинами, заполненными красноцветами.

Уже в пределах Ишимбаевско-Стерлитамакского участка прогиба формы соляной тектоники имеют значительное распространение. В тектоническом строении южной части Бельского прогиба, в связи с возрастанием мощности соленосного кунгура, соляные структуры играют особенно значительную роль. Большие площади занимают здесь и красноцветные образования, выполняющие многочисленные мульды в толще кунгура и волнистым чехлом перекрывающие западную окраину прогиба.

Среди кунгурских диапировых структур выделяются как линейно вытянутые антиклиналы (система долготных диапировых поднятий, протягивающаяся от района дер. Татьяновки на севере до водораздела рек Нугуш — Белая; Баш-Тейрюкская антиклиналь, тянущаяся от дер. Буденя, и др.), так и крупные вздутия кровли кунгура, своеобразные узлы, стягивающие по несколько линейных структур (Ромадановское, Машаш-Татьяновское вздутия и др.).

Среди линейных структур встречаются пологие, с углами падения на крыльях 20—30°, и узкие крутые гребни, осложненные на крыльях вертикальными перемещениями. Следует заметить, что кунгурские гипсы в сводах линейных вздутий не залегают сплошной полосой, а образуют систему четкообразных выходов.

В целом для кунгурской соляной тектоники центральных частей на юге прогиба характерны резкие внутриформационные смещения, сильная и глубокая (сотни метров) расчлененность кровли кунгура, наличие диапировых явлений в сводах вздутий. В западной, менее глубокой части прогиба гипсы кунгура сменяются ангидритами и пластическая тектоника приобретает значительно более спокойный характер при отсутствии явлений диапиризма. Еще далее к западу по окраине платформы кунгурские пласты залегают спокойно.

Красноцветные отложения в южной части Бельского прогиба образуют несколько линейно вытянутых систем синклинальных блоков (Богданов, 1947₂).

По форме и характеру залегания красноцветных пород мульды разделяются на правильные синклинали с концентрическим залеганием выполняющих их осадков, неправильные, асимметричные синклинальные структуры и так называемые ложные моноклинали. Последние два типа структур образовались, согласно А. А. Богданову, в результате перемещения центров прогибания в процессе накопления красноцветной молассы.

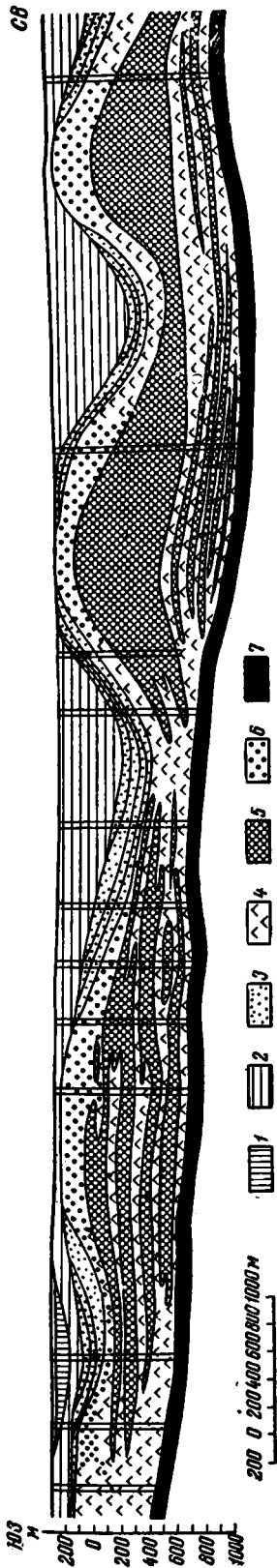
Характерной чертой строения красноцветных отложений является увеличение мощности пластов к центральным частям впадин и выклинивание по периферии. Углы падения на крыльях синклиналей и для моноклинальных структур составляют обычно 15—30—40° (Слободско-Буденнинский, Хлебодаровский, Шарипово-Тукмакский и другие блоки). У контактов с гипсами углы падения нередко резко возрастают.

Красноцветные отложения прилегают к кунгурским гипсам часто несогласно, что особенно характерно для синклиналей неправильной формы (Романово-Пятнинский блок).

Заканчивая описание Бельского прогиба, нужно подчеркнуть, что его развитие начинается в нижнепермское время, а не ранее. К такому выводу приводит изучение формаций, выполняющих прогиб. В верхнем карбоне по западной окраине Урала широко распространена флишевая формация, отвечающая последней стадии осадконакопления в геосинклинали. С эпохи нижней перми здесь начинается развитие мощных моласс. Блок-диаграмма И. В. Хворовой (фиг. 6) наглядно иллюстрирует распределение типов отложений в краевом прогибе в артинское время. На этой блок-диаграмме можно видеть, кроме того, местоположение зоны накопления маломощных известняково-мергельных пород и рифового барьера. Последние две зоны, лежащие на краю платформы, имеют незначительную ширину. Основная часть краевого прогиба как в артинское время, так и в более ранние эпохи нижней перми заполнялась морскими молассами. На востоке прогиба молассовая формация лежит в пределах полосы распространения флиша, перекрывая ее; в западной части моласса местами развивается на платформенных осадках верхнего карбона. Мощность молассы здесь несколько меньше, а складчатость в ней менее интенсивная.

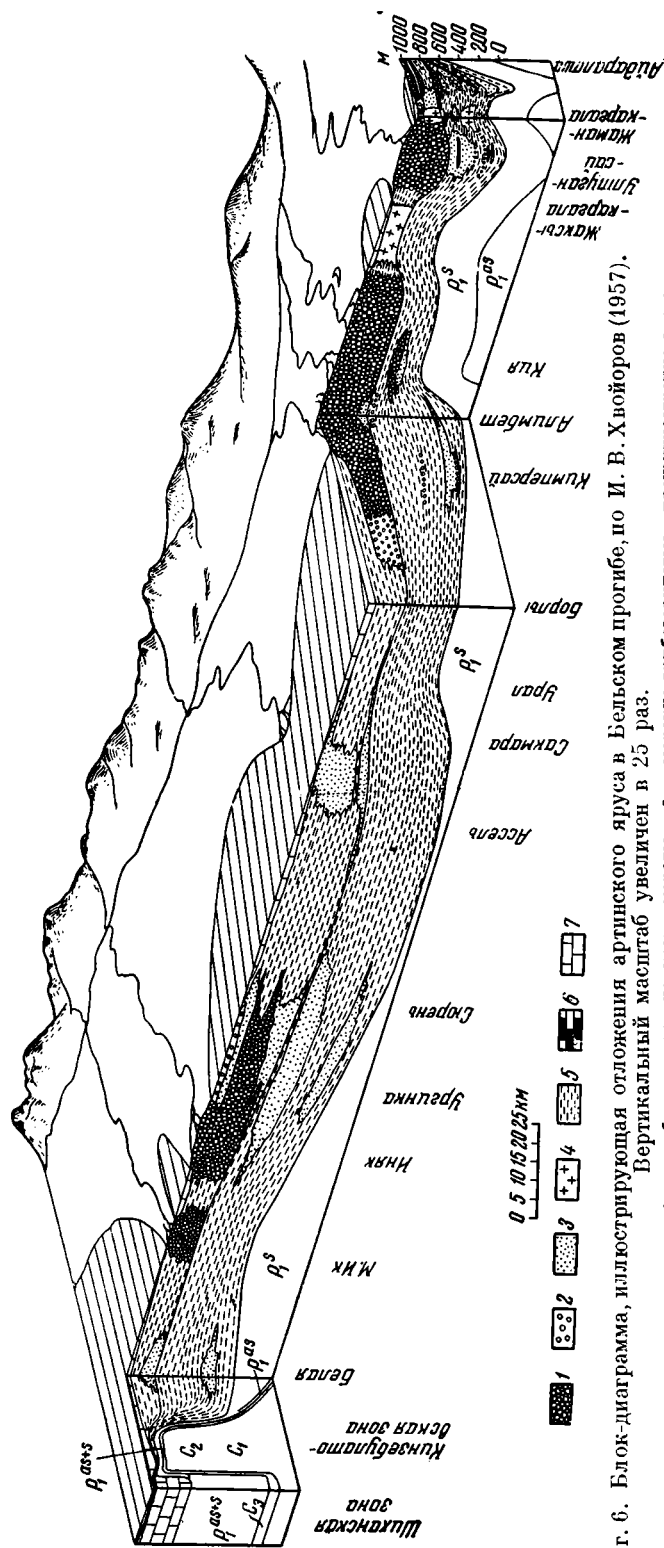
Очень характерен погребенный выступ (см. фиг. 6), отделяющий прогиб «незагруженного» типа¹ от молассового. Выступ находится в пределах внешнего крыла прогиба; он поставил в прогиб обломочный карбонатный материал. Мы увидим ниже, что такие выступы нередко существуют в краевых прогибах, прилегающих к древним платформам.

¹ По Б. М. Келлеру (1949).



Фиг. 5. Общий разрез через впадины и мушеты крозлы кунгура Инжибаевского района, по Н. М. Страхову (1947).

1 — третичные отложения; 2 — уфимские отложения; 3 — переходная толща; 4 — ангидриты; 5 — соли; 6 — гипсы; 7 — артинские отложения.



Фиг. 6. Блок-диаграмма, иллюстрирующая отложения артинского яруса в Бельском прогибе, по И. В. Хвойоров (1957).

Вертикальный масштаб увеличен в 25 раз.

1 — континентальные конгломераты; 2 — прибрежно-морские конгломераты; 3 — морские грубозернистые, преимущественно песчаные отложения; 4 — карбонатные отложения бухт; 5 — глинисто-песчаные отложения; 6 — малоомощные наботные отложения; 7 — рифогенные известняки.

В начале верхнеартинского времени, в результате общих восходящих движений, происходят осушение и эрозия отдельных приподнятых участков депрессии. Прекращается рост рифовых сооружений. В середине верхнеартинского этапа быстрое опускание и временная морская трансгрессия вновь сменились восходящими движениями. Это привело к осушению структур западного борта прогиба и превращению верхнеартинского моря в замкнутую солеродную лагуну.

В это же время заканчивается формирование Ишимбаевского массива, но продолжается рост Шиханского и, возможно, Карлинского поднятий.

В целом к концу артинского века основные структуры жесткого ложа прогиба уже существовали.

На границе артинского и кунгурского веков происходит смена терригенно-карбонатной седиментации нормального морского бассейна на хемогенную в условиях замкнутой лагуны.

В кунгурский век наступает общее ослабление тектонических движений. Аридный климат и резкое сокращение привноса терригенного материала с востока способствуют осаждению ангидритов и солей в наиболее прогнутых частях депрессии. Образуется соленосный комплекс кунгура.

Опускание в середине кунгурского века вызывает разрастание площади соленосных отложений и последующее постепенное распреснение бассейна. Общие поднятия Уральской складчатой зоны в конце кунгура обуславливают снос в лагуну большого количества обломочного материала, а также смещение прогиба в сторону платформы.

К этому же времени относится и начало формирования красноцветной карбонатной молассы.

Весьма интересен вывод Н. М. Страхова о том, что пластические деформации соленосной толщи в Предуральском прогибе «протекали одновременно с созданием в более восточной геосинклинальной зоне складчатых структур Западного Урала» (1947, стр. 105) и были обусловлены в первую очередь тангенциальными напряжениями.

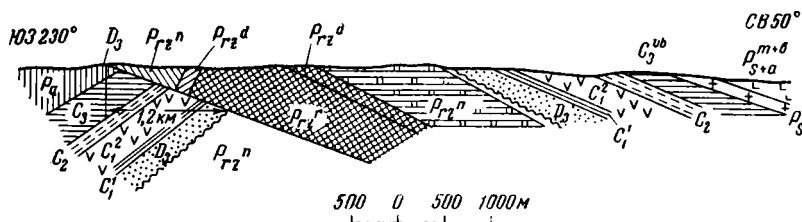
Дальнейшее усиление сноса со стороны растущих структур Урала привело к полному прекращению хемогенной седиментации и накоплению красноцветных обломочных толщ. Решающее значение в распределении мощностей красноцветов имело расположение впадин и поднятий в кровле кунгура.

Можно видеть, что образование структурных форм Бельского прогиба происходило, по существу, на всем протяжении его истории. Однако основная складчатость, которая привела к прекращению прогибания и мощного осадконакопления на территории прогиба, произошла в интервале между временем отложения бузулукской свиты (нижний триас) и временем образования келтаевской свиты среднего триаса (Хоментовский, 1954).

Каратауский и Полюдовский выступы. Прежде чем перейти к описанию следующего Уфимско-Соликамского прогиба, рассмотрим вкратце строение Каратауского поперечного выступа так, как его рисует Н. С. Шатский (1945₂), а затем — поднятия Полюдова Камня, ограничивающие Уфимско-Соликамский прогиб с юга и севера.

Каратауский и Полюдовский выступ представляет собой крупное поднятие горстового типа, в котором выходят на поверхность породы складчатого уральского основания. На западе выступ ограничивается почти прямолинейным Ашинским разломом, на севере — также крупным разломом, на востоке и на юге — складчатыми уральскими структурами. Основной структурой в пределах поднятия является Симская мульда. Она имеет крупные размеры, неправильные очертания и сложное лопастное строение. Выполнена мульда отложениями среднего и верхнего карбона и сакмарского и артинского ярусов перми.

Симская мульда почти со всех сторон окружена крупными положительными структурами: Каратауский массив, массив Воробиних гор, массив гор Березовой и Дубовой и др. Структуры разбиты взбросами. Структурный анализ позволил Н. С. Шатскому (1945₂) сделать вывод о том, что описываемый выступ является высоко поднятым и сильно перебитым разломами основанием Предуральяского краевого прогиба. Особенно наглядным такой вывод становится при рассмотрении строения каменноугольных и пермских отложений Симской мульды. Ближе к Уралу



Фиг. 7. Геологический профиль через Полюдовскую антиклиналь на водоразделе между рр. Мудыль и Жерновка (из книги Н. Г. Чочиа, 1955).

все они представлены мощными терригенными породами, в то время как на западе, ближе к краю платформы, распространены маломощные карбонатные отложения. «Эта асимметрия показывает, что мощности и тип отложений, т. е. процесс накопления осадков в Симской мульде находится в зависимости... от общего поднятия Уральского хребта» (Шатский, 1945₂, стр. 95—96).

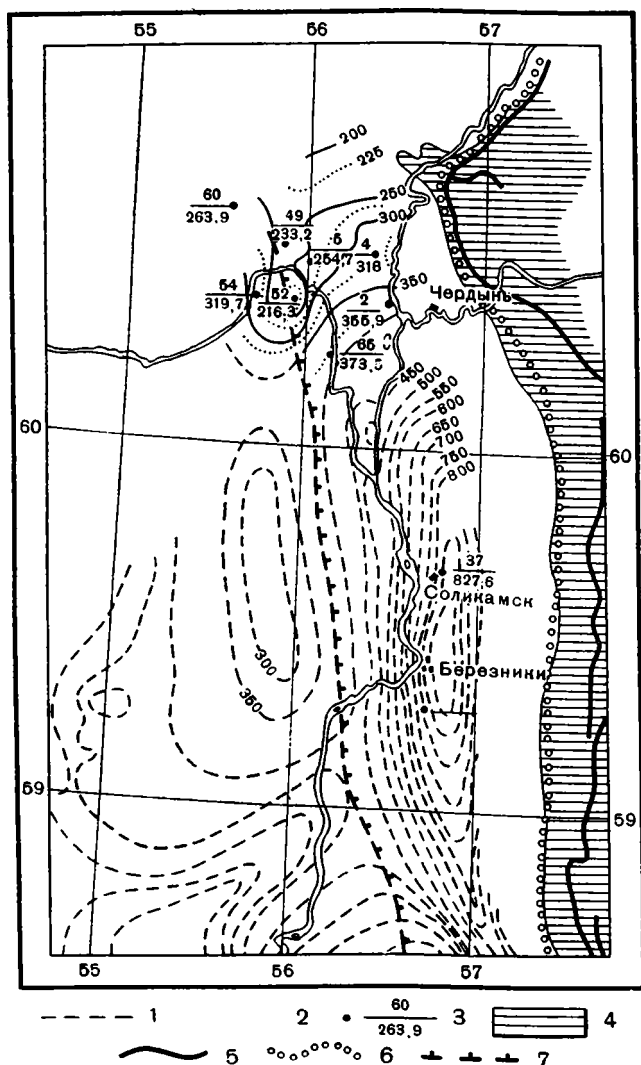
Таким образом, Каратауское поперечное поднятие представляет собой участок складчатого основания прогиба, выходящий на поверхность в пределах внутренней зоны краевого прогиба. Такого же типа структурой является и поднятие *П о л ю д о в а К а м н я*, описанное Н. Г. Чочиа (1955).

Это поднятие сложено породами рифея и нижнего, среднего и верхнего палеозоя. В плане структура имеет зигзагообразную форму, изогнутую на запад. Строение поднятия асимметричное: западное крыло крутое, восточное — более пологое (фиг. 7). В северной части поднятия «как за счет воздымания шарнира, так и за счет образования многочисленных мелких дополнительных складок на восточном крыле» (Чочиа, 1955, стр. 339) становится довольно широким — до 12 км. Длина структуры достигает 80 км. Поднятие осложнено рядом разрывов, типа сбросов, взбросов и надвигов. Особенно значительным является надвиг, ограничивающий поднятие с запада и севера. Амплитуда надвигания поднятия Полюдова Камня, по расчетам Н. Г. Чочиа, составляет примерно 5,5 км. Сбросы и сбросо-сдвиги относительно простирающихся структуры ориентированы в поперечном направлении. Они и обусловили изломы в простираании поднятия. Чочиа приходит к выводу, что заложение поднятия Полюдова Камня произошло еще в конце протерозоя.

Прослеживая тектоническую историю поднятия в верхнем палеозое, можно видеть, что в эпоху развития краевого прогиба оно было вовлечено в опускание и перекрывалось по крайней мере артинскими отложениями. Это позволяет рассматривать поднятие в качестве выступа складчатого основания прогиба.

Уфимско-Соликамский прогиб. Уфимско-Соликамский прогиб занимает среднюю часть Приуралья, протягиваясь от Каратауского выступа на юге до Полюдова Камня на севере. Его протяженность, как и Бельского прогиба, составляет свыше 600 км. Он представляет наиболее широкую струк-

туру, по сравнению с другими прогибами, входящими в систему Предуральского краевого прогиба. С востока он ограничен складчатыми сооружениями Среднего Урала, которые обычно спокойно погружаются на запад под формации краевого прогиба. Своим внешним крылом прогиб



Фиг. 8. Структурная карта по кровле артинского яруса (из книги И. Г. Чочна, 1955).

1 — стратоизогипсы через 50 м; 2 — стратоизогипсы через 25 м; 3 — номера скважин и абсолютная отметка кровли артинских отложений; 4 — выходы артинских и более древних отложений; 5 — тектонические контакты; 6 — границы краевых складок Урала; 7 — западная граница Предуральского прогиба.

ложится на платформенные структуры. На юге — это Уфимский плакантиклинал. В этой части прогиб ограничивается барьером, сложенным рифами нижнепермского возраста. На севере его отделяет от платформы меридионально вытянутый Камский погребенный вал (фиг. 8).

Строение прогиба резко асимметричное. На его внутреннем крыле, прилежащем к Уралу, развиты мощные обломочные породы, тогда как

на внешнем распространены маломощные карбонатные отложения. Так, артинские отложения восточного крыла в южной половине прогиба представлены толщей аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов с отдельными прослоями и линзами известняков, общей мощностью 1500—2000 м. На западном (внешнем) крыле отложения этого возраста сложены мергелями (обычно битуминозными), известняками, песчаниками и аргиллитами, иногда с гипсом, общей мощностью вместе с сакмарскими отложениями не более 350—400 м.

Близкая картина наблюдается и в северной части прогиба, в пределах Соликамского района. На внешнем крыле здесь распространены карбонатные и сульфатные отложения артинского и кунгурского ярусов, в то время как внутреннее крыло сложено главным образом терригенными породами кунгура и верхней половины артинского яруса, среди которых встречаются ангидриты, гипсы и известняки, но в незначительном количестве.

Для южной части Уфимско-Соликамского прогиба (Юрезано-Сылвенская депрессия) фации и мощности выполняющих прогиб отложений подробно изучены В. Д. Наливкиным (1950). Наблюдающиеся здесь соотношения для нижней перми отчетливо выражены на фациальных профилях, изображенных на фиг. 9.

Общепризнанно, что главная часть артинских отложений здесь представляет собой сероцветную морскую молассу (фиг. 10). Породы артинского возраста перекрываются отложениями кунгурского яруса. В Юрезано-Сылвенском районе они начинаются лемазинскими брекчиевыми известняками мощностью в несколько десятков метров, залегающими, как правило, на артинских отложениях с разрывом. Образовались брекчии за счет разрушения пород, слагающих с одной стороны Уфимское плато и с другой — западные окраины Урала.

Выше по разрезу на западном крыле прогиба частично развиты гипсово-доломитовые отложения, а в центральной части и на восточном крыле — соответствующие им по возрасту песчано-сланцевые породы (кошелевская свита).

Общее представление об изменении мощностей вкрест простираения прогиба в пределах Юрезано-Сылвенской депрессии дают схемы, изображенные на фиг. 11.

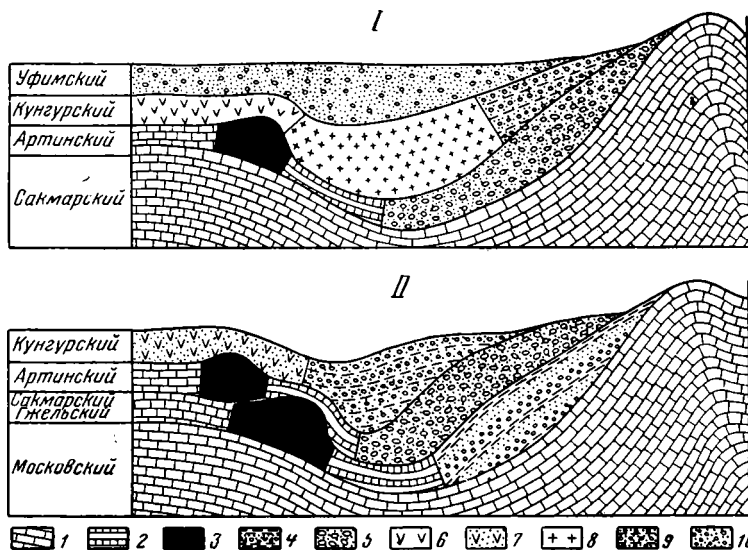
Севернее р. Сылвы галогенные отложения кунгура пользуются в прогибе значительно большим распространением; одновременно увеличиваются и их мощности. В Соликамском районе, как известно, с кунгуром связаны мощные толщи солей, в том числе — калийных. Мы снова имеем здесь дело с соленосной формацией.

Урал в кунгурское время «почти не испытывал поднятий, на что указывает значительное сокращение привноса терригенного материала. То небольшое его количество, которое сносилось с Урала, аккумулятировалось в восточной части прогиба. Лишь в Юрезано-Сылвенской депрессии, прогибавшейся сравнительно мало, он выполнил весь прогиб, но и то совместно с химическими осадками» (Наливкин, 1950, стр. 106).

Верхний комплекс Уфимско-Соликамского прогиба представлен красноцветными континентальными песчано-глинистыми породами уфимской свиты, лежащей в основании верхней перми. Она включает медистые песчаники, распространенные в Пермском Приуралье. Ее мощность достигает нескольких сот метров. Так же, как и в Бельском прогибе, упомянутые отложения представляют континентальную красноцветную молассу.

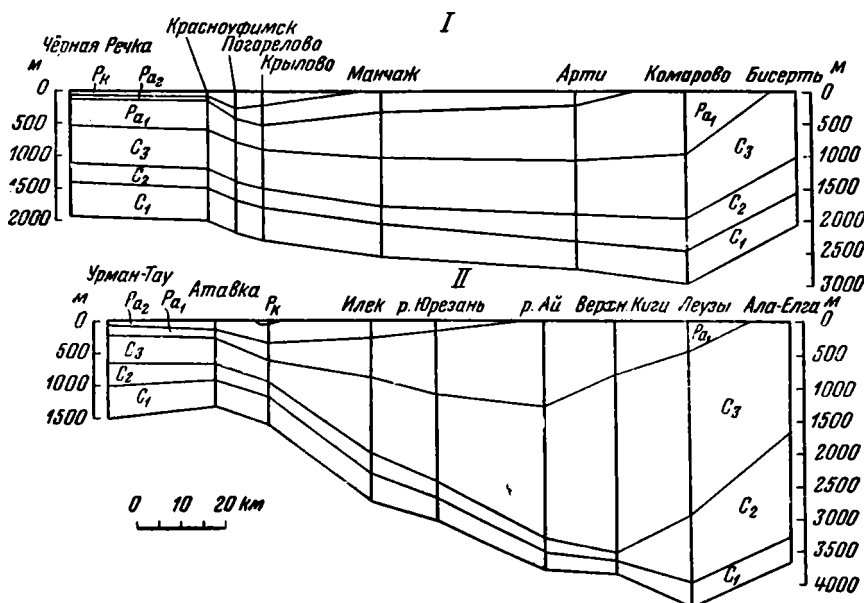
Тектоническое строение Уфимско-Соликамского прогиба довольно простое. В целом в направлении с востока на запад наблюдается постепенное ослабление степени дислоцированности выполняющих его отложений.

Н. Г. Чочиа (1955) выделил в северной части прогиба две тектони-



Фиг. 10. Схема взаимоотношений различных фаций:
I — северная часть прогиба (район Верхне-Чусовских городков),
II — Юрезано-Сылвенская депрессия, по В. Д. Наливкину (1950).

1 — платформенные образования; 2 — глубоководные; 3 — рифовые;
4 — флишевые; 5 — молассовые; 6 — гипсоносные; 7 — континентальные гипсоносные; 8 — соленосные; 9 — континентальные терригенные; 10 — красные.



Фиг. 11. Изменение мощностей карбона и нижней перми по широтным профилям: I — широта г. Красноуфимска, II — широта с. Верхние Киги, по В. Д. Наливкину (1950).

ческие зоны — западную и восточную. Для западной зоны, по его данным, «характерно наличие узких, довольно пологих, меридионально вытянутых антиклинальных складок, несколько осложненных явлениями диапиризма».

«В приосевой части депрессии диапиризм, по-видимому, проявляется в наибольшей степени. Здесь располагаются без какого-либо порядка мелкие неправильной формы пологие структуры, вероятно не получающие отражения в сакмаро-артинских отложениях» (стр. 362). Что касается восточной зоны, то упомянутый автор указывает, что распространенные здесь антиклинали по своему строению «близки к складкам западной зоны Складчатого Урала, отличаясь от них лишь более простым строением и сравнительно слабо выраженной асимметрией. Для этих структур характерны меридиональные или близкие к ним простирания» (стр. 362).

Для Юрезано-Сылвенской части описываемого прогиба В. Д. Наливкин (1949) отмечает, что в пределах ее внутренней (приуральской) зоны, а на юге и в осевой полосе, развиты сравнительно узкие, длинные (10—20 км) и асимметричные складки (фиг. 12). Почти все антиклинали имеют крутые северо-западные крылья и пологие юго-восточные. Обычно «они отчетливо вырисовываются на фоне полого залегающих слоев и отстоят сравнительно далеко друг от друга» (стр. 182). В некоторых случаях складки разорваны надвигами. Одна из таких складок, Месягутовская антиклиналь, представляет собой северо-восточное продолжение Каратауского надвига (фиг. 13). На внешнем приплатформенном крыле, наоборот, обнаруживаются очень пологие формы, редкие и изолированные. На этом крыле прогиба широким распространением пользуются структуры обложения поверх массивов рифовых известняков (фиг. 14). Эти структуры имеют куполовидную форму. Их размеры — от нескольких сот метров до первых километров. Углы наклона близ рифовых массивов достигают 40°. Куполовидные структуры обложения иногда прослеживаются над рифами до 200—350 м. В ряде случаев доказано, что сами рифовые тела имеют куполовидную форму.

Если снять описанные осложнения в залегании пород, то внешнее крыло прогиба представляется в виде крупной пологой моноклинали с углом наклона для верхнеартинских и кунгурских отложений от 30'—1° 30' до 3—6°.

Доказано, что строение основания Уфимско-Соликамского прогиба в значительной части является платформенным. Однако восточное крыло лежит в пределах внешнего прогиба Уральской геосинклинали, выполненного породами флишевой формации.

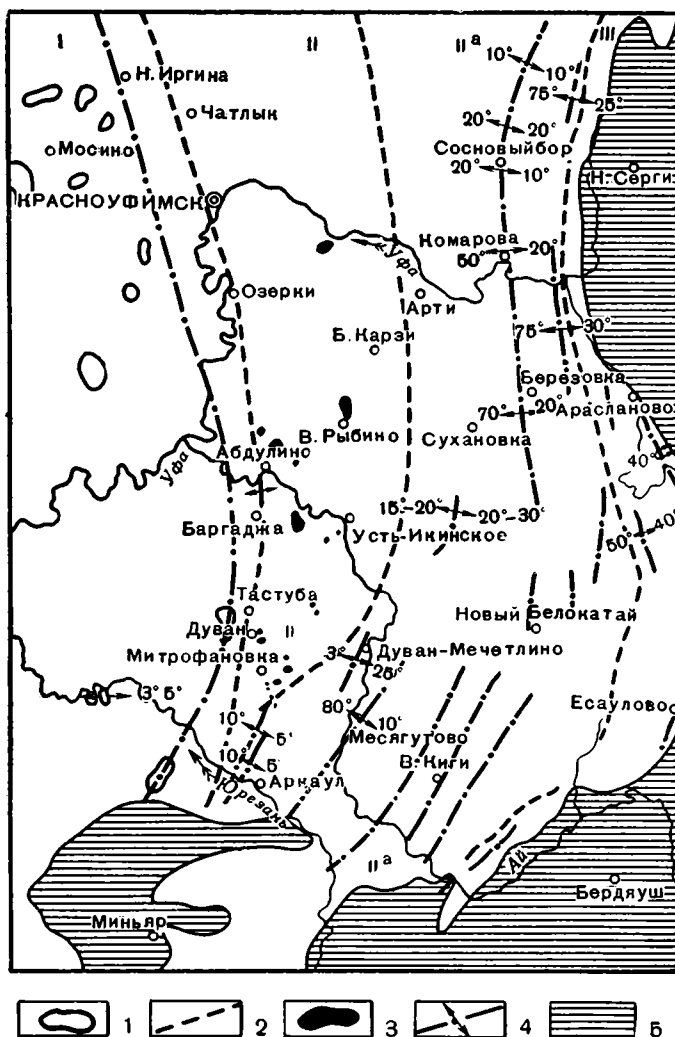
В процессе развития краевого прогиба зона его наибольшего погружения смещалась в сторону платформы. Ось прогиба кунгурского времени местами смещена по отношению к артинской на запад на 30—40 км.

Воспроизводя палеогеографическую обстановку для сакмарского века, В. Д. Наливкин указывает, что наибольшая глубина моря была в западной части прогиба (более 1000 м). Западнее глубоководной полосы располагались крупные рифовые острова, а еще дальше — мелкое эпиконтинентальное море.

Такой резкий контраст глубин говорит о наличии тектонического уступа, отделяющего обе зоны. Впоследствии здесь установился край Уфимско-Соликамского прогиба.

Тектоническое развитие описываемого прогиба начинается вслед за прекращением флишеобразования во внешней части Урала, т. е. по существу, с нижней перми. В эту эпоху (артинский век) Урал испытывал мощное складкообразование, превратившее его в крупное горное сооружение. Отсюда сносились большие массы обломочного материала, переотлагавшиеся в бассейне краевого прогиба, с образованием мощных морских моласс.

В течение кунгурского века рельеф Урала существенно снивелировался, и обломочный материал поступал в прогиб уже в относительно незначительном количестве или почти не поступал. Так, в северной части Уфимско-



Фиг. 12. Карта структур Уфимского плато и Уфимского амфитеатра, по В. Д. Наливкину (1950).

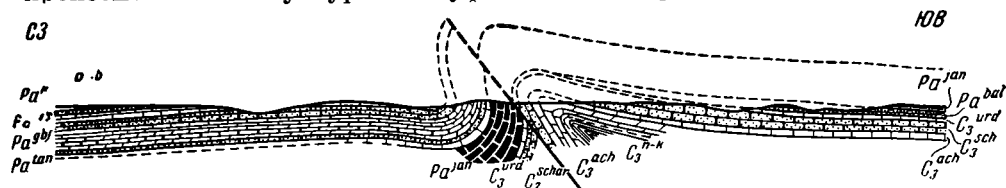
Тектонические зоны: I — Уфимское плато; II — Юрезано-Сылвенская депрессия; IIa — часть Юрезано-Сылвенской депрессии с простыми складками; III — Уфимский амфитеатр; 1 — куполовидные структуры на Уфимском плато; 2 — границы тектонических зон; 3 — куполовидные структуры, вероятно отвечающие погребенным дуванским рифам; 4 — оси и наклоны крыльев антиклинальных складок; 5 — область обнаженных девонских и более древних отложений.

Соликамского прогиба накапливались чистые соли, мощность их превышает 1000 м. В данном случае можно говорить о развитии соленосной формации, распространенной, как было видно, и в Бельском прогибе.

В уфимское время складкообразовательные и горообразовательные процессы вновь возобновились с большой силой, и в прогиб стало посту-

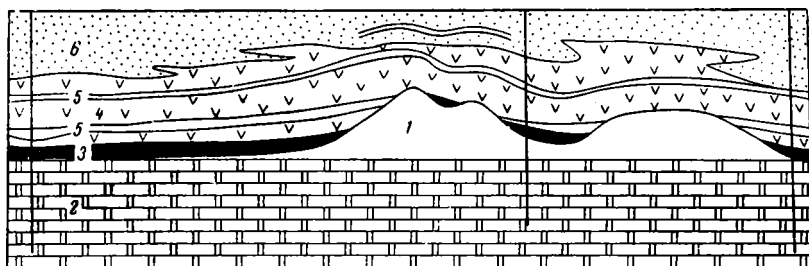
пать большое количество обломочных пород, образовавших континентальную красноцветную молассовую формацию, содержащую медистые песчаники. Взаимоотношение различных типов формаций для различных пересечений Уфимско-Соликамского прогиба иллюстрируется фиг. 10.

Относительно возраста складчатости в Уфимско-Соликамском прогибе В. Д. Наливкин приходит к выводу, что основное складкообразование произошло после кунгура — в уфимский и, вероятно, татарский век и



Фиг. 13. Профиль через Месягутовскую антиклиналь. Составили Н. Г. Чочиа и С. М. Домрачев.

в триасовый период. В это время, с одной стороны, окончательно оформились складки, зародившиеся еще в начале артинского века, а с другой — образовались новые складчатые структуры и связанные со складками разрывные нарушения.



Фиг. 14. Профиль через рифы Верхне-Чусовских городков, по В. Д. Наливкину (1950).

1 — рифовые массивы; 2 — слоистые иргинские известняки; 3 — зеленовато-серые мергели; 4 — ангидриды и соль; 5 — прослои доломитов; 6 — песчаники и сланцы.

Печорский прогиб. Севернее поперечного поднятия Полюдова Камня и до гряды Чернышева на расстоянии около 520 км простирается Печорский прогиб, который, как и Уфимско-Соликамский, составляет другое среднее звено Предуральского краевого прогиба. В ширину он достигает 70 км.

Соотношение Печорского прогиба с платформенными структурами еще недостаточно изучено. Имеются данные относительно наличия по внешнему краю, в отдельных местах, флексурообразного уступа. Восточной границей прогиба служат сжатые, наклоненные на запад, разбитые крутыми надвигами складки, осложняющие уступообразный склон Урала. В некоторых местах наблюдается спокойное погружение уральских структур, имеющих кулисообразное расположение. В целом, по сравнению с Южным Уралом, переход к структурам краевого прогиба здесь значительно более резкий. От поднятия Полюдова Камня прогиб отделяется крупным надвигом. Печорский прогиб вытянут в меридиональном направлении и имеет общее погружение на север.

Основываясь на данных Н. Г. Чочиа (1955), временем развития Печорского прогиба, как краевого прогиба, следует считать артинский и кунгурский века. В артинском веке происходили наиболее крупные складко-

образовательные и горообразовательные движения в центральной полосе Урала. Отсюда сносилось огромное количество обломочного материала, который образовывал мощную молассовую формацию в краевом прогибе. Эта морская сероцветная моласса характеризуется исключительно выдержанным линейным распределением полос слагающих ее литологических типов отложений. Соответствующие полосы имеют почти строго меридиональное простираание. Наоборот, в поперечном направлении (с востока на запад) происходит хотя и постепенная, но быстрая смена одних типов отложений другими, а также и уменьшение их мощностей.

В направлении с востока на запад Н. Г. Чочиа в отложениях, образующих артинскую молассу, установил такую последовательную смену пород:

1. Конгломераты, песчаники и аргиллиты — распространены в крайней восточной, предуральской полосе.

2. Западнее — комплекс, сложенный конгломератами, песчаниками, аргиллитами с прослоями известняков.

3. Далее на запад — переслаивание алевролитов, аргиллитов и известняков.

4. Еще западнее — аргиллиты с прослоями известняков.

5. Наконец, следуют карбонатные толщи: сначала известняки и мергели, а затем известняки и доломиты, характеризующие уже артинские отложения платформы.

Что касается мощностей, то они непрерывно и очень равномерно нарастают в направлении с запада на восток. Если мощности карбонатных толщ на западном крыле прогиба измеряются величинами порядка 130—150 м, то на востоке они достигают 1200—1300 м. Характер изменения мощностей указывает на крайне асимметричное строение прогиба в артинское время. Ось наибольшего прогибания была резко приближена к Уралу.

Более высокую часть разреза Печорского прогиба слагают кунгурские отложения. В южных районах они представлены песчано-глинистыми породами, гипсами, а также, местами, доломитами и солями, свидетельствующими о господстве лагунного режима в это время. Эти образования очень тесно связаны с гипсово-соленосной формацией Уфимско-Соликамского прогиба. Однако в северных районах прогиба происходит смена упомянутых выше образований угленосными, выполняющими лежащую на крайнем севере Воркутинскую впадину. Точное стратиграфическое сопоставление этих двух типов разреза пока сделать трудно.

Выше отложений кунгура в Печорском прогибе залегает красноцветная молассовая формация. К северу она также очень постепенно замещается континентальными угленосными отложениями. Полное замещение происходит приблизительно на широте р. Кожим.

Тектоническое строение Печорского прогиба таково. Внутреннее (приуральское) крыло прогиба осложнено складками. Структуры вытянуты в направлении, близком к меридиональному. Длина некоторых антиклиналей достигает нескольких километров. Н. Г. Чочиа подмечены основные закономерности строения складок, осложняющих внутреннее крыло прогиба. «Углы падения на крыльях антиклиналей закономерно возрастают при движении к востоку. Наиболее западные антиклинали, являющиеся симметричными, имеют углы падения от 5 до 10°. Наиболее восточные — асимметричны. Угол падения западного крыла этих антиклиналей составляет 80—85°. Амплитуды структур невелики; однако можно заметить некоторое увеличение амплитуд в восточном направлении от 50 до 100—120 м. Наиболее узкими (сжатыми) антиклиналями являются самые восточные, прилегающие к области краевых складок Урала. Разделяющие их синклинали являются довольно широкими (в 2—3 раза шире антиклиналей) и более пологими» (Чочиа, 1955, стр. 362).

В восточном направлении увеличиваются, по-видимому, и размеры структур.

В центральной части прогиба, возможно, существуют структуры, имеющие соляную природу. На западном крыле тектонические нарушения неизвестны. Структурные особенности внутреннего крыла прогиба позволяют предположить, что в значительной части в его основании лежат платформенные образования.

Время формирования складок и общий ход тектонического развития Печорского прогиба очень близки к истории Уфимско-Соликамского прогиба.

Краевой прогиб в районе Полярного Урала и Пайхоя. Описываемый район Предуральского краевого прогиба располагается между Печорской синеклизой и системой, образованной структурами Полярного Урала и Пайхойским антиклинорием. Строение прогиба здесь более сложное, чем там, где Урал имеет меридиональное простираие или близкое к нему. В пределах прогиба здесь выделяются два крупных антиклинальных поднятия — поднятие Чернышева и антиклиналь Чернова, разделяющие прогиб на отдельные впадины. К этим впадинам относятся: Воркутинская, Коротайская, Усинская¹ и Хайпудырская¹.

П о д н я т и е Ч е р н ы ш е в а, по мнению большинства исследователей, представляет собой субмеридиональное ответвление внешней зоны уральской складчатости в том месте, где происходит резкое изменение меридиональных простираий складчатой зоны на северо-восточные. Распространение в пределах этого поднятия формаций краевого прогиба позволяет рассматривать его как выступ основания прогиба. Этот выступ прослеживается в длину на расстояние до 250 км, при ширине не более 50 км.

В строении его сводовой полосы принимают участие главным образом девонские и нижнекаменноугольные отложения, близкие к формациям западного края Полярного Урала. Породы смяты в длинные узкие складки. В ядрах крупных синклиналей залегают породы пермского возраста. Поднятие разбито несколькими продольными разрывными нарушениями, простирающимися на большие расстояния (в некоторых случаях более чем на 100 км).

П о д н я т и е Ч е р н о в а также имеет отчетливо выраженное антиклинальное строение. Оно состоит из цепочки крупных антиклиналей, лежащих на простираии друг друга и вытянутых в северо-западном направлении в соответствии с Пайхойским антиклинорием. Юго-восточное окончание этого поднятия находится в районе г. Воркуты; северо-западное окончание обрывается морским берегом.

На поднятии Чернова распространены формации, близкие к формациям поднятия Чернышева. Так же как и это последнее, оно является выступом основания краевого прогиба. В литературе имеются указания на то, что оба поднятия начали свое формирование раньше основного этапа развития краевого прогиба. Следовательно, это выступы складчатого основания, конечно затронутые и более поздними движениями. Весьма вероятно поэтому ожидать распространения складчатой структуры и в основании впадин, которые заключены между этими поднятиями с одной стороны и Уралом и Пайхоем с другой. В книге «Производительные силы Коми АССР» (т. I, 1953) В. А. Варсанофьева пишет по этому поводу: «Тщательный анализ собранного к настоящему времени фактического материала позволяет К. Г. Войновскому-Кригер предположить, что под спокойно дислоцированными верхнепермскими отложениями, выступающими на поверхность в области мегасинклиналей (имеются в виду, в част-

¹ Эти названия предлагаются нами.

ности, Воркутинская и Коротаихская впадины. — Ю. П.), может залегать интенсивно складчатый фундамент...». Такой вывод мне кажется весьма естественным.

Перейдем к краткому рассмотрению строения впадин.

Воркутинская впадина прилегает к Полярному Уралу. Ее ограничением на северо-западе является поднятие Чернышева, а на севере — антиклинальное поднятие Чернова. Это широкая и глубокая структура, вытянутая в северо-восточном направлении. Большая ее часть перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями, однако по окраинам впадины выходят формации верхнего палеозоя. По имеющимся данным, уральские структуры спокойно погружаются под отложения Воркутинской впадины. От поднятия Чернышева впадина отделена крупным крутым разломом.

Главнейшие особенности формаций Воркутинской впадины выявлены Н. П. Херасковым в 1955 г. Изучение работ А. П. Ротая (1947) и К. Г. Войновского-Кригер (1948 и др.) позволило мне прийти к тем же выводам, к которым пришел и Н. П. Херасков, давший следующее краткое, но четкое описание формаций, выполняющих впадину.

«В основании формационного ряда, — пишет он, — наблюдается перерыв и, по крайней мере в некоторых местах пермские отложения ложатся непосредственно на нижний карбон. Разрез начинается мергелистым горизонтом мощностью всего 12 м. Несмотря на малую мощность, в этом горизонте найдена в разных местах фауна, с одной стороны, сакмарского или даже верхнекамменноугольного типа, с другой — верхнеартинского типа. Это противоречие, возможно, объясняется очень малой скоростью накопления, и тогда мергелистый горизонт заслуживает выделения в особую формацию — своеобразный аналог маломощной ишимбаевской формации.

Мергелистый горизонт сменяется типичной артинской (молассовой. — Ю. П.) формацией мощностью в 1—2 км (юньягинская свита), за которой следует угленосная формация (воркутинская и интинская свиты) мощностью свыше 2,5 км. Подобного типа угленосные формации характерны для герцинских краевых прогибов. Они развиты в Донбассе, в Западной Европе (Рурский и Франко-Бельгийский бассейны и др.) и в Аппалачах. Этот тип формации удобно назвать донбасской угленосной формацией.

Вышележащие члены формационного ряда Воркутинского прогиба в целом тоже характерны. Здесь выделяется вторая чисто континентальная угленосная формация (пасмбойская свита) мощностью свыше 3 км, отражающая закономерный уход моря по мере развития складчатой области и в этом отношении эквивалентная красноцветной формации южнойловины Урала. Вышележащие безугольные свиты суммарной мощностью свыше 2 км еще недостаточно изучены. Вероятно, они образуют формацию, которая также эквивалентна сложной по условиям образования предуральской красноцветной формации.

Коренное изменение формационного ряда краевого прогиба на севере Урала обычно объясняют резким различием климатических условий. Однако такое толкование не в силах объяснить все наблюдаемые факты. С юга на север менялись не только климатические, но и тектонические условия. Так, например, нижнепермская соленосная формация могла возникнуть лишь при определенных тектонических условиях, при которых временно резко сократилось поступление в краевой прогиб обломочного материала. На севере этот материал приносился с Урала более равномерно; таким образом, там существовали какие-то тектонические структуры, которые воздымались и размывались иначе, чем тектонические структуры других частей Урала. Зависимость от тектонических условий обнаруживается также в том, что основные изменения формационного ряда приходится на места поперечных воздыманий краевого прогиба».

Может быть только самому нижнему горизонту разреза (мергелистый горизонт) Н. П. Херасков в приведенном описании придает слишком большое значение. Мне кажется, что для столь широких выводов данных пока явно недостаточно.

Тектоническое строение Воркутинской ячеи Предуральского краевого прогиба по внутреннему ее крылу характеризуется наличием спокойных складок, протягивающихся иногда на десятки километров, местами осложненных разрывными нарушениями. Эти антиклинальные складки разделены широкими площадями более спокойно залегающих пород. В западном направлении интенсивность складчатости постепенно ослабевает и осевая часть впадины почти не дислоцирована (Интинский район).

Основная эпоха развития Воркутинской впадины охватывает, как было видно, артинское — верхнепермское время. Образование в ней складчатой структуры падает в основном на нижний мезозой.

К о р о т а и х с к а я в п а д и н а. Между Пайхойским антиклинорием и антиклиналью Чернова располагается крупная, вытянутая на северо-запад впадина, получившая название Коротайхской. От Урала Коротайхская впадина отделена крупным меридиональным разломом («Карский надвиг» Эйнора). Северо-западная часть впадины срезается берегом моря.

Коротайхской впадине свойственен примерно такой же формационный ряд, какой характеризует Воркутинскую впадину (Н. П. Херасков). Разрез артинского и кунгурского ярусов складывается терригенными образованиями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, общей мощностью более 3000 м.

В ряде мест среди кунгурских отложений развиты угольные пласты. Казанский ярус характеризуется более грубым составом. В нем преобладают песчаники и конгломераты континентального происхождения, среди которых в нижней части разреза залегают пласты углей. Мощность этих отложений 3000—3500 м. В центральных частях прогиба над пермскими отложениями залегают слабо дислоцированные косослоистые песчаники и аргиллиты нижнего триаса.

Н. П. Херасков отмечает, что внутреннее крыло впадины очень крутое и осложнено разломами и складками, в то время как внешнее крыло положе и менее нарушено.

Описываемая структура изучена еще очень мало. Тем не менее можно полагать, что она целиком лежит, как, впрочем, и Воркутинская впадина, в пределах внутренней зоны краевого прогиба, основанием которой являются уральские формации.

Остальные две впадины — **У с и н с к а я** и **Х а й п у д ы р с к а я** — располагаются на западной периферии поднятий Чернышева и Чернова. Обе они изучены крайне недостаточно. Более достоверные данные имеются в отношении Усинской впадины, которая является продолжением на север Печорского прогиба, описанного выше. Вдоль восточного борта Усинской впадины распространены породы угленосной формации, имеющие большую мощность. Западный борт впадины не установлен.

Хайпудырская впадина, расположенная на крайнем севере, представляет продолжение Усинской впадины.

Таковы основные структурные элементы, образующие Предуральский краевой прогиб на севере. Из описания видно, что строение прогиба здесь существенно иное, чем в других районах Приуралья. Обращает на себя внимание не только отличие формаций и сложность строения северной части Предуральского прогиба, но и огромная ее ширина — до 250 км. Объяснение этим особенностям дать нелегко, но путь к этому лежит, несомненно, в анализе более ранних этапов тектонического развития области, вплоть до рифейского времени.

К. Г.¹ Войновский-Кригер пишет по этому поводу: «Описываемый здесь участок краевого прогиба располагается поверх наиболее молодого эпирифейского участка Восточноевропейской платформы; в рифейское время здесь располагалась геосинклиналь. Подвижность всей области хорошо подчеркнута тем, что с востока к угольному бассейну прилегает податливая, подвижная Лемвинская зона Полярного Урала. Мобильность и неоднородность структуры бассейна, как и Лемвинской зоны, несомненно, определяется первично геосинклинальным характером древнего основания» (1956, стр. 422). Ранее этот автор справедливо указывал также и на то, что при этом имел значение и резкий поворот уральской складчатости.

При рассмотрении геологического строения и истории развития Предуральского краевого прогиба в целом следует отметить следующие основные его особенности.

Заложение герцинского Предуральского прогиба произошло в основном в нижнепермское время.

Первоначально зона наибольшего прогибания находилась в пределах современной складчатой области, на месте внешнего прогиба Уральской геосинклинали. Формации краевого прогиба закономерно сменили флишевые накопления последних стадий геосинклинального развития. Затем, вследствие усиления восходящих орогенических движений в пределах складчатой области, опусканиями была захвачена окраина Русской платформы, что привело к перемещению прогиба на запад. Наибольшее прогибание происходило на южном и северном отрезках краевого прогиба, что, очевидно, было вызвано сходной палеозойской и рифейской историей этих областей. Несколько раньше началось развитие краевого прогиба на юге и несколько позднее — на севере. Периодам наибольших погружений и быстрого осадконакопления (кроме солей) на территории прогиба соответствуют этапы максимального складкообразования и интенсивных восходящих движений в пределах Уральской горной страны.

Заполняющие прогиб отложения представлены типоморфными формациями краевых прогибов. Основные ряды формаций таковы. Для южных областей прогиба это последовательно сменяющие друг друга: 1) морская сероцветная моласса, 2) соленосная формация, 3) красноцветная карбонатная моласса (фиг. 15).

Для северных районов Предуральского прогиба формационный ряд будет следующий: 1) морская сероцветная моласса, 2) угленосная формация, 3) красноцветная карбонатная моласса, либо отвечающие ей континентальные молассы иного типа, в том числе с углями. Решающую роль в развитии этих формационных рядов играл тектонический фактор, но не он один. Для кунгура, вне всякого сомнения, большое значение имел также климат.

Для платформенного крыла краевого прогиба характерны формации: 1) барьерных рифов и 2) глубоководная глинисто-карбонатная формация зоны некомпенсированного прогибания. Обе они развивались параллельно с молассой. От молассового бассейна глубоководный прогиб был отделен выступом платформенного основания, который впоследствии был погребен под более молодыми формациями прогиба. В противоположность этому выступу, в краевом прогибе существуют поперечные крупные выступы его складчатого основания, выходящие на поверхность. К ним относятся: Каратауский выступ, поднятие Полюдова Камня, поднятие Чернова и др.

Такие выступы приурочены к внутренней зоне прогиба.

Наиболее быстро смена формаций происходит в местах поперечных поднятий основания краевого прогиба.

Различная тектоническая природа областей, ограничивающих прогиб с востока и запада, неодинаковая продолжительность опусканий платформенного и геосинклинального крыльев прогиба, наконец, в основном односторонний снос в прогиб с востока обусловили закономерную смену фаций и мощностей отложений прогиба в широтном направлении.

В пределах внутреннего крыла прогиба развиты мощные терригенные толщи, грубозернистость которых увеличивается по мере приближения к складчатой области. В направлении на запад мощность отложений постепенно уменьшается, материал становится все более тонким и хорошо отсортированным. Западнее терригенные образования сменяются маломощными осадками депрессионной зоны; еще западнее, уже по границе с платформой, в разрезе преобладают карбонатные фации, на отдельных участках представленные рифовыми известняками.

Соленосная и угленосная формации в типичном развитии встречаются в наиболее глубоко опущенных частях прогиба (Южное Приуралье и Соликамский район, с одной стороны, и Воркутинская и Кортангская впадины — с другой).

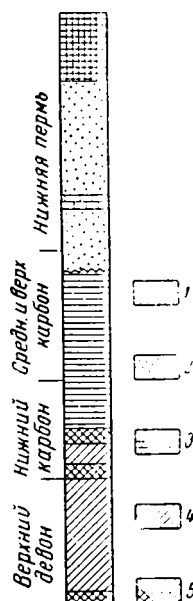
Взаимоотношения краевого прогиба со складчатой зоной имеют следующий характер. Большей частью наблюдается уступообразное погружение уральских структур в прогиб, хотя на отдельных участках (Полярный Урал, Лемвинский район) установлено надвигание складок Урала на формации краевого прогиба.

Граница прогиба с платформой почти на всем своем протяжении прослеживается по флексуорообразному уступу, возникшему в результате опусканий окраины платформы по разломам.

Приуральское крыло краевого прогиба наклонено круче западного, платформенного крыла. Складки, развитые во внутренней зоне прогиба, отличаются линейной вытянутостью, обычно наклонены или запрокинуты на запад; их крутые крылья нередко осложнены надвигами западного направления.

Внешнее крыло прогиба характеризуется значительно меньшей интенсивностью дислокаций и другими формами тектонических нарушений. Здесь встречаются небольшие изолированные брахиантиклинали и пологие куполовидные поднятия, отделенные друг от друга участками недислоцированных пород.

Такая смена характера дислокаций объясняется различной природой создавших их сил. Можно согласиться с А. А. Богдановым в том, что в формировании дислокаций внутреннего крыла Предуральского прогиба решающее значение имели тангенциальные напряжения, обусловленные близостью складчатой зоны. В приплатформенной части прогиба ведущая роль принадлежала вертикальным перемещениям разбитого разломами жесткого фундамента.

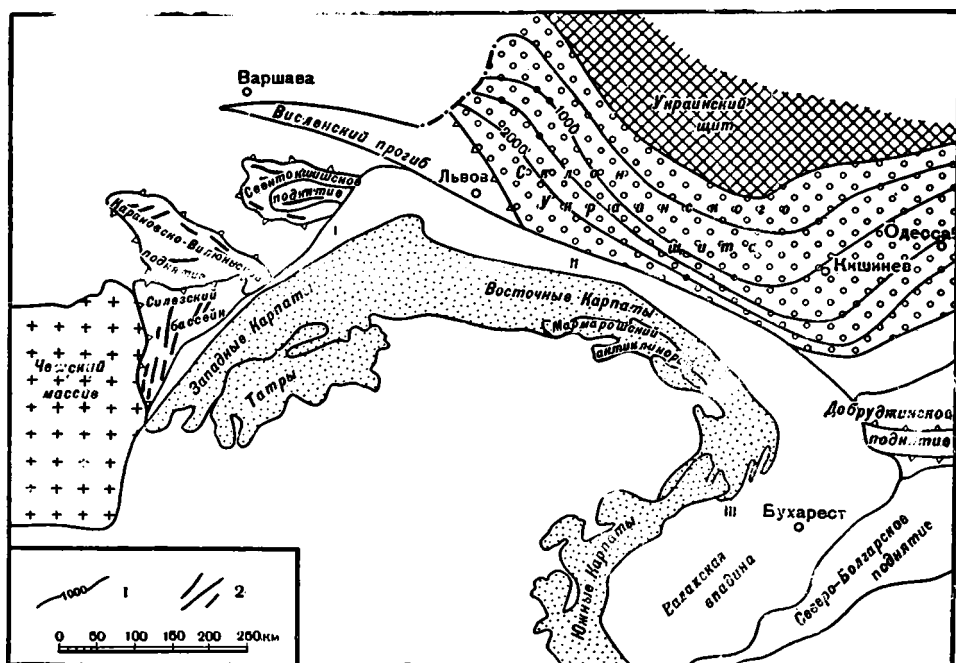


Фиг. 15. Последовательность формаций Южного Урала, по Б. М. Келлеру (1955).

- 1 — соленосная формация;
- 2 — морская сероцветная моласса;
- 3 — флишевая формация;
- 4 — аспидная формация;
- 5 — кремнистые толщи — спутники аспидной формации.

Предкарпатский краевой прогиб

По внешнему краю Карпатской горной дуги, отделяя ее от герцинид Польши и Причерноморья, а также от юго-западного склона Украинского щита, протягивается крупная система краевых прогибов. Она состоит



Фиг. 16. Схема соотношения краевых прогибов Карпат с прилежащими структурными элементами.

I — краевой прогиб Западных Карпат; II — краевой прогиб Восточных Карпат;

III — краевой прогиб Южных Карпат.

1 — глубина залегания кристаллического фундамента на платформе; 2 — основные простирающие.

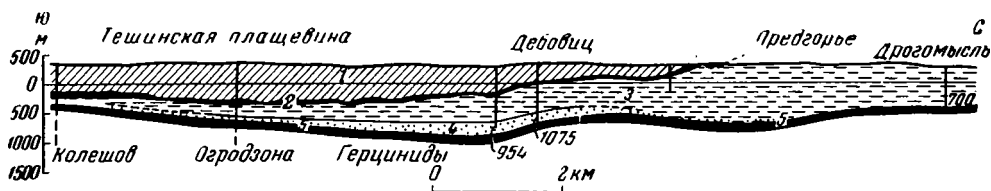
из трех основных элементов (фиг. 16). На севере — это прогиб перед фронтом Западных Карпат; на востоке, окаймляя Восточные Карпаты, протягивается собственно Предкарпатский прогиб; наконец, на юге располагается Южно-Карпатский прогиб, включающий в себя и Валахскую впадину. Упомянутые элементы отличаются один от другого формой, внутренним строением и особенностями развития. Общим для всех этих элементов является то, что они развивались одновременно с формированием складчатого сооружения на месте Карпатской геосинклинали.

Прогиб Западных Карпат прослеживается от Перемышленского выступа к г. Кракову и далее на юго-запад к Дунаю. На восток от Свентокшиских гор, примерно по биссектрисе угла поворота Карпат, прогиб достигает наибольшей ширины — 75 км. К югу от Свентокшиских гор прогиб резко сужается, имея в районе Кракова ширину 4—6 км. Далее на запад, там, где прогиб накладывается на Силезский угольный бассейн, он снова несколько расширяется, а затем, при приближении к Чешскому массиву, почти исчезает. Таким образом, своим внешним краем краевой прогиб Западных Карпат располагается на различных структурных элементах эпигерцинской платформы. На востоке это герцинский Вислинский краевой прогиб, в центральной части — складчатое поднятие Свенто-

кшишских гор и Краковское поднятие, а западнее — Силезский бассейн, прилегающий к Чешскому массиву, который сложен кристаллическими породами палеозойского возраста.

Внутренний край краевого прогиба в большей или меньшей мере перекрыт пологим надвигом Западных Карпат. Эти соотношения в западной части прогиба видны на фиг. 17.

Из анализа формы прогиба в плане можно видеть, в какой тесной зависимости находится его строение от структурных особенностей эпигерцинской платформы. Там, где краевой прогиб накладывается на Вислинский палеозойский прогиб, простирающийся примерно параллельно Восточным



Фиг. 17. Соотношение краевого прогиба и Западных Карпат, по К. Толвинскому (К. Tolwinski, 1956).

1 — Тешинская плещина ($Сг_1$); 2 — пестрые сланцы ($Сг_2$ —Pg); 3 — газоносный торгон; 4 — дебовицкие слои (миоцен); 5 — карбон (герциниды).

Карпатам, ширина структуры — наибольшая. В той своей части, где краевой прогиб смыкается с поднятием Свентокшишских гор и Краковским поднятием, структурные формы которых ориентированы почти под прямым углом к простиранию Западных Карпат, прогиб резко сужается, а у кристаллического массива Чехии он фактически исчезает. Роль Чешского кристаллического массива, обладающего большой степенью консолидации как препятствия в развитии краевого прогиба, — ясна. В принципе она такая же, как и роль поднятых участков фундамента древних платформ. Совершенно аналогичную роль Чешский массив играет, как увидим ниже, и в отношении Предальпийского прогиба.

Что же касается Свентокшишских гор и Краковское поднятия, то соответствующая им складчатая структура принципиально не противопоказана образованию краевых прогибов. Все дело в том, что ориентировка образующей их складчатой структуры имеет поперечное направление к простиранию Карпатской геосинклинали. В этом случае подобные крупные поднятия могут, очевидно, вызывать редуцирование краевых прогибов.

Обратную картину мы видим по окраине Южных Карпат. Здесь карпатские простирания почти совпадают с герцинскими. Такие структурные соотношения обусловили возникновение широкого краевого прогиба, по типу характерного для той группы прогибов, которые обычно развиваются на эпигерцинских платформах (предкавказские прогибы, Прикопетдагский и др.). Мы приходим к заключению, что строение и развитие краевых прогибов на эпигерцинских платформах существенно зависят от того, в какой мере простирания альпид соответствуют простираниям герцинид.

Не вдаваясь в детальное рассмотрение краевых прогибов Западных и Южных Карпат, перейдем к описанию краевого прогиба Восточных Карпат, который в советской литературе получил название собственно Предкарпатского. Он резко отличается от прогибов Западных и Южных Карпат, что обусловлено прежде всего тем, что расположен он на стыке складчатой области и древней платформы, а не эпигерцинской. Можно было бы перечислить длинный ряд исследователей, польских и советских, работы которых были чрезвычайно плодотворными для изучения прогиба. Но я назову только те опубликованные работы, которые легли в основу

предлагаемого описания. К таковым относятся статьи: А. А. Богданова (1949), А. А. Богданова, Б. Л. Гуревича и С. Я. Шерешевской (1950), А. А. Богданова и М. Я. Серовой (1956), О. С. Вялова (1953, 1955), С. М. Кореневского (1953), И. Н. Кухтина (1955), А. Е. Михайлова (1951), М. В. Муратова (1947) и В. Б. Соллогуба (1955). Мне лично приходилось работать в Карпатах и Предкарпатье в 1946—1949 гг. и полученные материалы широко используются в этой работе.

Предкарпатский краевой прогиб протягивается от Перемышленского выступа Карпат на северо-западе до Валахской впадины на юго-востоке¹, т. е. примерно на 500 км. Как выражены структурно северо-западное и юго-восточное ограничения прогиба — не вполне ясно. Вероятно, что во втором случае имеет место поперечный перегиб, от которого в обе стороны происходит углубление предкарпатских впадин. Северо-западное ограничение прогиба, вероятно, представляет собой систему расколов в фундаменте, направленных радиально по отношению к Перемышленскому изгибу Карпат.

Ширина краевого прогиба неодинакова: в средней части он узок, прослеживаясь на 30—40 км; на обоих окончаниях прогиба ширина его увеличивается вдвое. Легко заметить (см. фиг. 16), что сужение прогиба приурочено к зоне наложения его на склон Украинского щита, тогда как расширенные участки лежат на эпигерцинском основании.

Предкарпатский краевой прогиб выполнен мощными песчано-глинистыми отложениями, заключающими крупные залежи калийных солей и каменной соли. В основном это мелководные морские и лагунные образования, принадлежащие к классу молассовых формаций. Их возраст миоценовый.

Структурным ограничением краевого прогиба от Русской платформы являются крупные флексуры северо-западного простирания. По ним окраина платформы в виде ступеней погружается под мощные молассы краевого прогиба.

Как выяснили А. Е. Михайлов и Д. П. Найдин (1954), эти флексуры располагаются двумя рядами. Один ряд прослеживается непосредственно вдоль границы краевого прогиба, другой проходит северо-восточнее, на расстоянии 10—30 км, в глубь платформы.

Флексуры первого ряда (фиг. 18) имеют крупные амплитуды, достигающие местами 1—1,4 км (например, флексура Развадов — Язов). На их опущенных крыльях развиты формации краевого прогиба, а на поднятом — платформенные. Флексуры второго ряда (фиг. 19) располагаются в пределах развития типичных платформенных отложений. Их амплитуда значительно меньше, измеряется десятками метров (например, флексуры Шкло, Николаев — Хусно — Пустомыты и др.). Внутри рядов флексуры нередко имеют ветвистое расположение. Внешний ряд флексур «отделяет две области с совершенно различными типами разрезов слагающих их осадочных толщ» (Михайлов, Найдин, 1954, стр. 146). Эта структурно-фациальная граница прослеживается в геологической истории начиная с нижнетортонского времени и до нижнего сармата включительно. По одну ее сторону мощности тортонистов достигают 1000—1200 м, а по другую — всего 70—100 м.

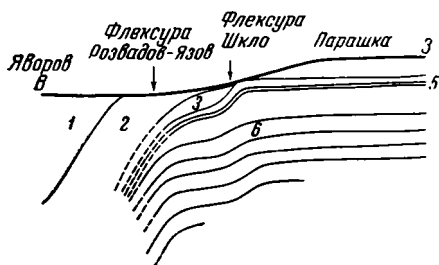
По мнению А. А. Богданова (1949), указанные флексуры отражают расколы в фундаменте и палеозойском чехле платформы.

От складчатой зоны краевого прогиба отделяется сложным пологим надвигом, по которому краевые структуры Внешней антиклинальной зоны Карпат надвинуты на соленосную молассу прогиба (фиг. 20).

¹ Приблизительно до широты 46°30'.

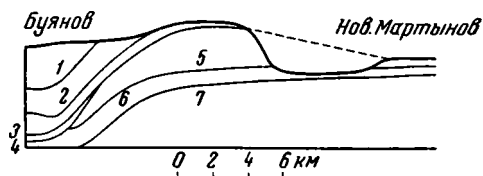
Амплитуды этого надвигания довольно значительные. На этот счет имеются следующие данные (Пушаровский, 1951).

В районе г. Борислава, на расстоянии 5 км на юго-запад от внешнего края Карпат, на глубине более 900 м, под верхнемеловым флишем бурением вскрыта соленосная свита миоцена. В районе промысла Оров ниже тех же отложений, но на глубине 1399 м, также обнаружены породы,



Фиг. 18. Схематический разрез через флексуры Шкло и Розвадов—Язов, по А. Е. Михайлову и Д. П. Найдину (1954).

1 — отложения нижнего сармата краевого прогиба; 2 — отложения верхнего тортоня краевого прогиба; 3, 4 — отложения верхнего тортоня платформы; 5 — отложения нижнего тортоня; 6 — отложения верхнего мела платформы.



Фиг. 19. Схема строения Журавненской флексуры, по А. Е. Михайлову и Д. П. Найдину (1954).

1—4 — верхний тортон; 5—7 — верхний мел.

слагающие нижнюю часть разреза краевого прогиба. Юго-восточнее, в Битковском районе соленосная свита установлена на глубине всего в несколько сот метров на расстоянии около 8 км в глубь Карпат от внешнего их края. Наконец, еще далее на юго-восток, в районе Манявы (бассейн р. Быстрицы Солотвинской) имеется тектоническое окно, в котором соленосная толща нижнего миоцена выступает в 10 км от надвига в глубь Карпат. Иной раз на наличие формаций краевого прогиба под флишем и притом на небольшой глубине указывает резкая дисгармоничность складчатости пород флишевого комплекса (р. Прут). Распространение формаций краевого прогиба под периферической частью Внешней антиклинальной зоны Карпат подтверждается и гравиметрическими данными, опубликованными А. А. Богдановым, Б. Л. Гуревичем и С. Я. Шерешевской (1950).

Несомненно, что амплитуда надвигов Карпат на предгорье от Перемышленского выступа нарастает в юго-восточном направлении, причем наибольшее надвигание отмечается в поясе воздымания кристаллического ядра Карпат. В румынской части Карпат амплитуда их снова уменьшается.

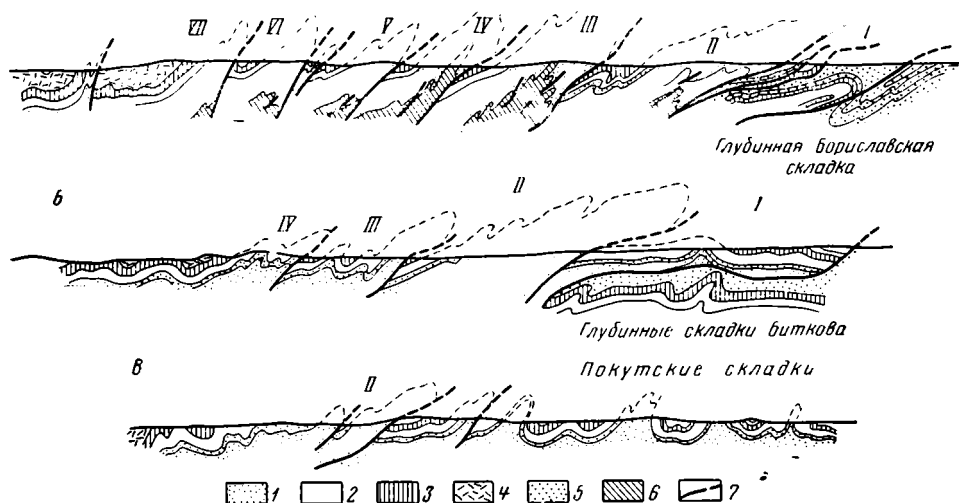
В ряде случаев надвига осложняются поперечными сдвигами в сторону прогиба со смещением до 1—2 км.

Геологическое строение краевого прогиба для разных его частей различно. Он явственно распадается на определенные структурно-фациальные зоны. Общепризнанное в настоящее время структурное районирование Предкарпатского краевого прогиба было предложено А. А. Богдановым (1949). Согласно его работам, в прогибе отчетливо выделяются две продольные зоны: внешняя, приплатформенная, и внутренняя, прилежащая к Восточным Карпатам. Внутренняя зона занимает несколько меньшую площадь, но все же она вполне соизмерима с внешней. Обе зоны существенно отличаются друг от друга по возрасту слагающих пород, их составу, мощностям и степени дислоцированности.

Граница между внешней и внутренней зонами тектоническая. Она представляет собой систему крупных надвигов, по которым формации внутренней зоны надвинуты на отложения платформенного крыла.

Рассмотрим сначала особенности строения и изменений геологического разреза в прогибе. Основательные данные по этому поводу опубликованы А. А. Богдановым и М. Я. Серовой (1956).

В основании миоценовой молассы вдоль края Карпат распространены отложения, представленные обычно довольно ритмичным чередованием известковистых глин и песчаников. На юго-востоке, в бассейне Прута,



Фиг. 20. Профили через Восточные Карпаты. а — Бориславское пересечение; б — Битковское пересечение; в — Покутское пересечение.

Ч е ш у и: I — Береговая; II — Оровская; III — Скольская; IV — Парашка; V — Мальманстальская; VI — Зелеманка; VII — Ружанка.

1 — иноцерамовая свита (St_2^{sn}) и ямненская свита (Pg_1^1); 2 — карпатская свита (Pg_2); 3 — менилитовая свита (Pg_3^{1-2}); 4 — кросненская свита (Pg_3^{2-3}); 5 — нижний миоцен; 6 — меловые отложения древнее иноцерамовой свиты; 7 — надвиг.

в них отмечены пачки пудинговых конгломератов, мощность которых доходит до 80—100 м. В крайней северо-западной части внутренней зоны прогиба породы представлены рыхлыми галечными и валунными конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, обломочный материал которых состоит из пород карпатского флиша. Мощность этих отложений в северо-западной части прогиба (севернее р. Стрый) 80—100 м; юго-восточнее (междуречье Стрыя и Быстрицы Надворненской) 300—400 м, а еще далее на юго-восток (бассейн р. Прут) 200—240 м. Возраст отложений: верхний олигоцен — нижний миоцен. Эти отложения распространены только во внутренней зоне прогиба. А. Е. Михайлов (1951) выделил их из молассового комплекса в особую формацию, которую он назвал «флишоидной». Однако это едва ли справедливо, потому что более или менее ритмичное чередование пород нередко встречается в молассах, а состав отложений показывает, что описанные породы принадлежат именно к молассовому классу формаций. Это не более, чем разновидность моласс.

Выше по разрезу залегают отложения нижнего миоцена. Они распространены также только во внутренней зоне прогиба. Породы представлены глинами и песчаниками, включающими пласты и линзы калийных солей, каменной соли и конгломератов, нередко крупногалечных. В разных районах разрез построен несколько различным образом. Севернее р. Стрыя в нем выделяется три части:

- 1) нижняя, включающая мощные пласты каменной соли;
- 2) средняя, сложенная полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов, состоящих преимущественно из гальки «экзотических пород» (зеленых хлоритовых и хлоритово-серицитовых сланцев, плотных зеленых песчаников, красных филлитов и белых известняков);
- 3) верхняя, включающая крупные линзы калийных солей.

Со средней частью разреза связано распространение крупных блоков, объемом иной раз свыше 10 тыс. м³, сложенных черными сланцами типа тех, которые распространены в олигоцене Карпат и слагают там менилитовую свиту. Общая мощность разреза весьма велика — свыше 1000 м. По простиранию на юго-восток значительные соляные залежи исчезают, хотя признаки засоления и гипсования прослеживаются повсеместно.

Еще юго-восточнее (район Слободы Рунгурской) в разрезе нижнего миоцена исключительно большую роль играют грубообломочные породы и особенно конгломераты. Состав их близок к конгломератам, описанным выше. Местами они представлены валунными конгломератами, мощность которых в бассейне р. Прута достигает 500—600 м. Общая мощность нижнего миоцена свыше 1400 м.

Приведенное описание¹ характеризует весь этот комплекс как соленосную молассу, образовавшуюся в эпоху крупного прогибания внутренней зоны краевого прогиба в условиях очень мелкого моря и лагуны.

Нижний миоцен во внутренней зоне краевого прогиба перекрывается отложениями гельветского яруса. Они сложены толщей часто переслаивающихся серых и зеленовато-серых песчаников, глин и мергелей, нередко окрашенных в розоватые оттенки. Среди этих отложений во внутренней зоне прогиба (район пос. Надворной) развиты два горизонта туфов кислых пород мощностью до 25 м. По литологическим особенностям эти породы некоторые авторы справедливо сравнивают со шпиром, распространенным в Предальпийском краево́м прогибе. По простиранию они хорошо выдерживаются. Мощность отложений от 600—700 до 1000 м (в районе Дрогобыча).

Все описанные отложения чрезвычайно бедны палеонтологическими остатками. Это характеризует условия их образования, как крайне неблагоприятные для развития фауны.

Выше по разрезу последовательно залегают отложения нижнего тортона, верхнего тортона и нижнего сармата.

Нижнетортонские отложения распространены как во внутренней, так и во внешней зонах краевого прогиба. По составу, строению и условиям образования та толща этих отложений, которая развита во внутренней зоне прогиба, очень сходна с породами гельветского яруса. Что же касается внешней зоны прогиба, то породы здесь существенно иные. Они состоят преимущественно из среднезернистых и грубозернистых песков, которым подчинены прослои глин. «Пески и песчаники имеют форму крупных пластовых линз, выклинивающихся по простиранию» (Богданов и Серова, 1956, стр. 46). Среди пород обнаружен горизонт липаритовых туфов мощностью 3 м. Общая мощность пород внешней зоны 300—500 м. Залегают эти отложения обычно на размытой поверхности верхнего мела.

При переходе к склону платформы литологические особенности пород быстро меняются, а мощности на платформе сокращаются до 20—60 м.

Верхнетортонские отложения во внутренней зоне прогиба начинаются вновь соленосной толщей, сложенной преимущественно глинами с гипсом и солью и прослоями песчаников. В средней части краевого прогиба, в районе Калуша, с этими отложениями связано крупное месторождение

¹ А также следы органической жизни, строение разреза и другие признаки.

калийных солей и каменной соли. Общая мощность толщи в указанном районе 300—400 м, но в других районах она значительно меньше — 80—100 м.

Во внешней зоне прогиба этим отложениям отвечает маломощный гипсово-ангидритовый горизонт (5—15 м), залегающий на размытой поверхности пород более древнего возраста. Все это отложения лагунного типа.

Залегающие выше образования верхнего тортона имеют морской характер. В пределах прогиба они развиты повсеместно. Во внутренней зоне это глины, пески и песчаники, переслаивающиеся между собой. Местами среди них залегают конгломераты с галькой из пород карпатского флиша. Мощность отложений от 600 до 900 м. Во внешней зоне породы более тонкозернисты, а мощность их около 800—1000 м.

Разрез миоцена краевого прогиба заканчивается нижнесарматскими глинами, среди которых залегают пески и песчаники. Недавно в пределах внешней зоны прогиба в нижнем сармате установлено несколько маломощных горизонтов (1—4 м) кислых туфов. Мощность нижнесарматских отложений не более 300 м.

Как показывает описание, весь комплекс отложений, выполняющих краевой прогиб, начиная с нижнего тортона, представляет собой сочетание немногих разновидностей молассы. Либо это соленосная моласса, либо сероцветная морская моласса. Эти две разновидности характеризуют формации Предкарпатского краевого прогиба в целом. К ним добавляются сероцветная моласса с относительно ритмичным внутренним строением, залегающая в основании комплекса, и формация типа преальпийского шпир, развившаяся в гельвете.

Из изложенного видно, что внутренняя зона краевого прогиба «характеризуется наибольшим прогибанием в течение ниже- и среднемиоценового времени. Эта часть прогиба является зоной развития мощных соленосных толщ... Она слепо замыкается на северо-западе у Перемышленского выступа Карпат и протягивается вдоль их фронта на юго-восток в Молдавию и далее на юг в Румынию.

Внешняя зона прогиба отличается интенсивным прогибанием только в конце среднего и в верхнем миоцене (тортон — сармат). Она развилась на платформенном основании. Соленосные отложения в ее пределах сравнительно маломощны» (Богданов и Серова, 1956, стр. 38).

Выделенным двум зонам отвечают и определенные типы тектонических нарушений. Тектоническое строение зон характеризуется следующим образом.

Внутренняя зона краевого прогиба, протягивающаяся полосой вдоль внешнего обрамления складчатых Карпат и частично под их надвигом, достигает ширины свыше 25—30 км. При взгляде на геологическую карту бросается в глаза зональное распространение свит; при этом наиболее древние отложения протягиваются непосредственно вдоль карпатского надвига. Однако простой план распределения свит не отражает более частных тектонических нарушений этой части прогиба, которые отличаются исключительной сложностью и интенсивностью. Легко деформируемые глинисто-песчаные толщи, в некоторых частях разреза с пластами солей, смяты здесь в дисгармоничные складки, более или менее сжатые, различным образом ориентированные, часто нарушенные глубокими надвигами и поперечными разломами. В целом складчатые структуры принадлежат к типу линейных.

Особенно сильные нарушения отмечаются в полосе, прилегающей к краю Карпат, где развиты преимущественно соленосные отложения нижнего миоцена. Складки здесь крупные и мелкие, узкие и длинные нередко с пережатыми крыльями, либо разорванные надвигами. Срывы и смещения в целом направлены от Карпат, но наряду с этим имеются

значительные по площади районы, характеризующиеся обратной, встречной ориентировкой складчатых структур и даже разрывных нарушений (Бориславский и Самборский районы, фиг. 21). Не исключена возможность, что такая ориентировка миоценовых складок обусловлена влиянием лежащих глубинных структур¹ типа Бориславской складки, располагающихся локально вдоль фронта Карпатского надвига.

Такие глубинные складки составляют своеобразный структурный параавтохтонный элемент по отношению к Карпатам, в целом сложенный карпатскими формациями, но вдвинутый в миоценовую молассу, выполняющую краевой прогиб. Классическим примером подобных структур является уже упоминавшаяся Бориславская глубинная лежащая складка (фиг. 22). Буровые скважины, пройдя нормальное верхнее крыло складки, обнаруживают породы соленосной молассы нижнего миоцена. Тем самым устанавливается, что нижнее крыло складки сорвано и что вся складка в целом смещена по этому срыву в северо-восточном направлении.

Другим примером может служить Битковская структура, изображенная на фиг. 23. Значение этих структур велико, поскольку с ними связаны важнейшие нефтяные месторождения Предкарпатья.

Особенно интенсивные дислокации во внутренней зоне прогиба наблюдаются на участках распространения залежей солей. Здесь имеют место сильнейшие пластические деформации с выжиманием и раздроблением пород, как это можно видеть, например, в рудниках Стебникского калийного комбината (фиг. 24). В соленосных породах наблюдаются узлы притока и оттока материала вплоть до полного выжимания слоев и интенсивного их брекчирования. Мелкие, острые складки на таких участках имеют самую различную ориентировку.

С. М. Кореневский (1953) отмечает, что в районах, удаленных от Карпат, формы залегания пород соленосных толщ становятся более простыми.

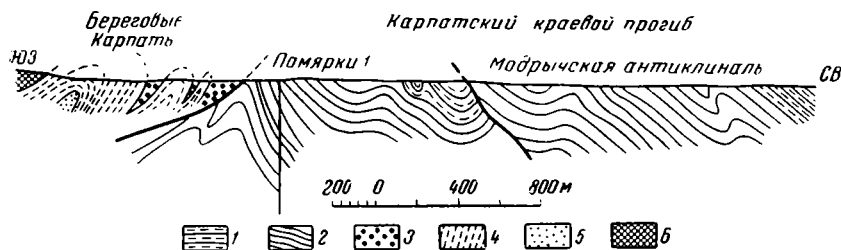
Здесь прослеживаются пологие, плавные, хотя и дисгармоничные складчатые структуры, либо слои залегают моноклинально. Однако помимо удаленности от Карпат в этом случае играет роль также другая причина, а именно: более молодой (тортонский) возраст соленосных свит, не испытавших тектонических движений в более ранние эпохи миоцена.

Уже отмечалось, что для внутренней зоны краевого прогиба характерны разрывные нарушения — продольные и поперечные, иногда очевидно весьма глубокие. Так, в районе г. Трускавца давно уже установлено полиметаллическое оруденение, указывающее здесь на наличие крупного глубокого разлома. Этот разлом ориентирован радиально по отношению к простиранию Карпат и прослеживается на расстояние более 5 км, вызывая смещение свит в плане на несколько сот метров.

Вблизи границы внутренней и внешней зон краевого прогиба интенсивность дислокаций ослабевает. Среди распространенных здесь тортонских отложений описаны более простые и сравнительно правильные линейные складки.

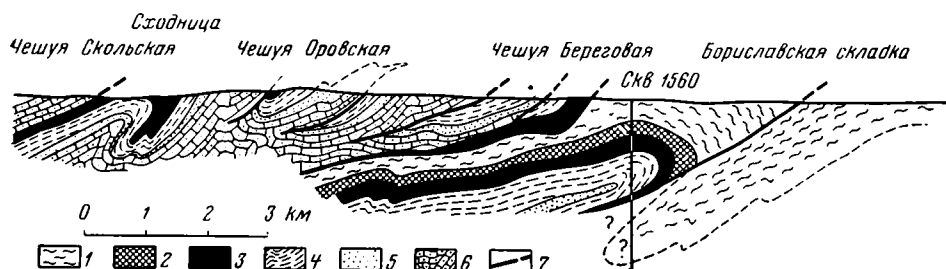
Граница внутренней и внешней зон краевого прогиба тектоническая: внутренняя зона далеко надвинута на внешнюю. Надвиг этот имеет не только большую амплитуду (несколько километров), но и большую протяженность — свыше 200 км. Относительно морфологии надвига некоторые данные приводит В. Б. Соллогуб (1955). Так, в районе г. Стрый

¹ Термином «глубинные структуры» в настоящее время обозначается совершенно определенный тип тектонических структур. В данной работе этот термин употребляется в условном смысле, поскольку он уже около 40 лет весьма широко применяется в литературе для обозначения упоминаемых здесь складок.



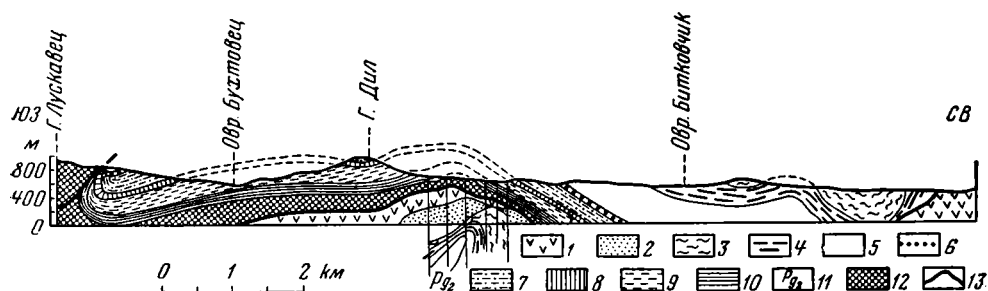
Фиг. 21. Геологический профиль по правому берегу р. Воротыще, по Г. Козицкому.

1 — стебникская свита; 2 — соленосная свита; 3 — менилитовая свита; 4 — карпатская свита; 5 — ямненская свита; 6 — иноцерамовая свита.



Фиг. 22. Геологический разрез Сходница—Борислав.

1 — соленосная свита; 2 — нижняя толща молассы; 3 — менилитовая свита; 4 — карпатская свита; 5 — ямненские песчаники; 6 — иноцерамовая свита; 7 — надвиги.



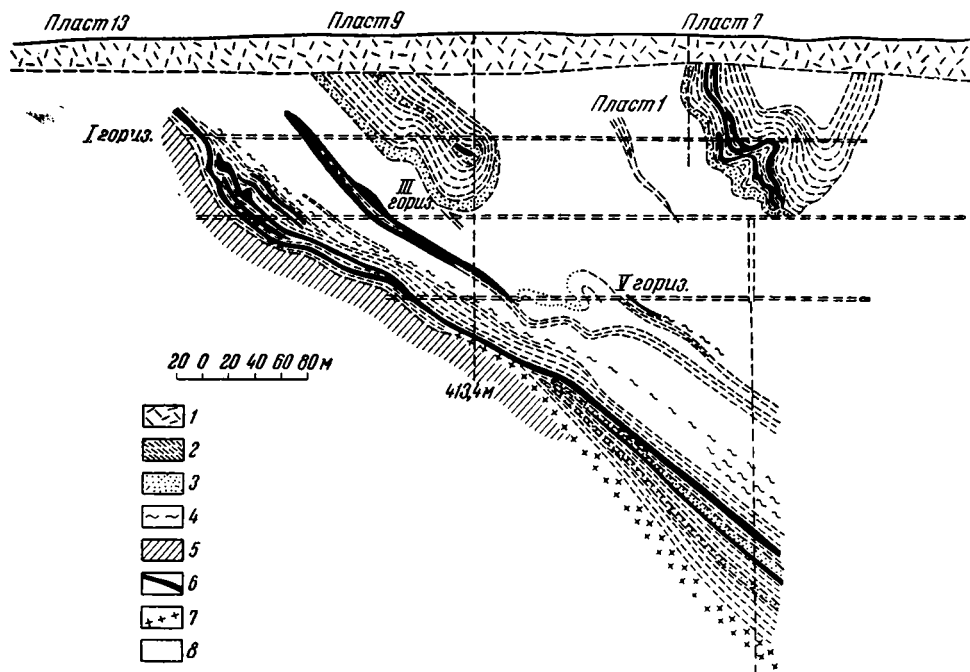
Фиг. 23. Геологический профиль района Биткова, по В. Г. Корнеевой.

1 — соленосная свита; 2 — космачская свита; 3 — верхняя часть менилитовой свиты; 4 — средняя часть менилитовой свиты; 5 — нижняя часть менилитовой свиты; 6 — попельские слои; 7 — верхняя часть карпатской свиты; 8 — средняя часть карпатской свиты (песчаные известняки); 9 — нижняя часть карпатской свиты; 10 — пестроцветная толща карпатской свиты; 11 — карпатская свита; 12 — иноцерамовая свита; 13 — надвиги.

плоскость надвига близ дневной поверхности наклонена под углом $40-50^\circ$, а на юго-запад отсюда углы наклона ее уменьшаются до 20° и меньше (фиг. 25).

В районе г. Калуж надвинутый комплекс внутренней зоны почти горизонтально перекрывает верхнетортонские отложения внешней зоны. Но в обоих случаях далее в глубь прогиба поверхность надвига, по-видимому, приобретает более крутые углы, уходя в фундамент.

Внешняя зона краевого прогиба, отделенная от платформы, как говорилось выше, флексурами и ступенчатыми сбросами, значительно расширена на северо-западе и на юго-востоке в то время как в средней части она имеет ширину всего 10—20 км.



Фиг. 24. Геологические разрезы Стебнического калийного месторождения (по материалам рудника).

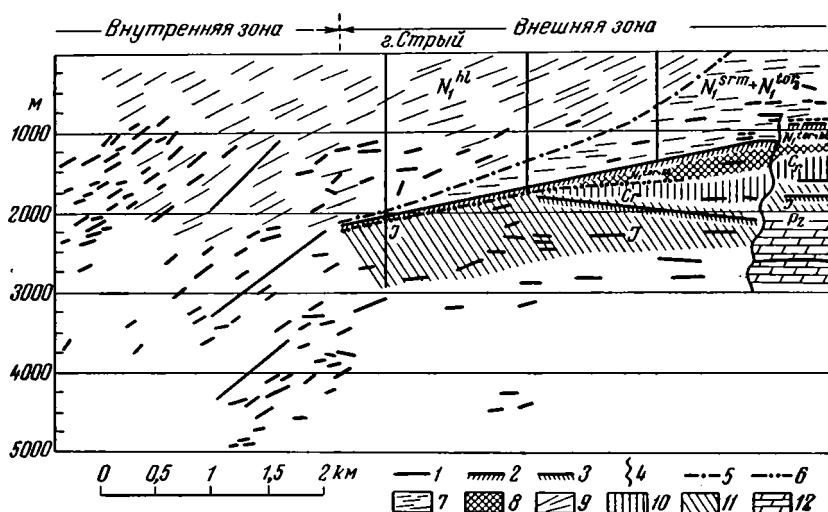
1 — гипсово-глинистая шпала и четвертичные отложения; 2 — каннито-лангбейнитовая соль; 3 — лангбейнитовая соль; 4 — полигалит; 5 — соленосная глина с прослоями каменной соли; 6 — каменная соль; 7 — сylvинит; 8 — солевосные глины с обломками песчаника.

Развитые в пределах внешней зоны тортонские и сарматские отложения образуют пологие муьды и купола, что резко отличает ее тектонику от тектоники внутренней зоны. «Амплитуда этих структур, по имеющимся данным, не превышает 200—400 м. Муьды и купола имеют распывчатые очертания и достаточно большие размеры» (Богданов, 1949, стр. 18). К этой зоне приурочены крупнейшие газовые месторождения Предкарпатья — Дашава, Угерско, Опары и др.

Дашавское поднятие имеет в целом северо-западное простирание. Оно распадается на три обособленные куполовидные антиклинальные структуры, разделенные прогибами. Своды антиклинальных структур пологие, углы на крыльях в целом незначительные, $1-3-5^\circ$, местами до $22-25^\circ$ (южный купол). Сходное строение имеет куполовидное поднятие Угерско, в котором в присводовой части углы составляют около 1° , а на крыльях 5° .

Разрывные нарушения для пород, выполняющих внешнюю зону, не характерны. На ступенчатых сбросах, существующих в фундаменте зоны и захватывающих самые нижние горизонты тортонских отложений, перекрывающих фундамент, мы остановимся ниже.

Особенности форм тектонических нарушений, свойственные тем или иным районам краевого прогиба, зависят от целого ряда факторов. Во-первых, внутренняя зона прогиба развивалась значительно более длительное время, охватывающее весь миоцен, тогда как внешняя зона развивалась в основном в верхнем миоцене. Поэтому на породах внешней зоны



Фиг. 25. Сейсмологический разрез в районе г. Стрый, по В. Б. Соллогубу (1955).

1 — отражающие площадки; 2 — первый опорный отражающий горизонт (гипсоангидритовый пласт); 3 — второй опорный отражающий горизонт; 4 — дизъюнктивные нарушения — сбросы; 5 — линия надвига стебникских отложений на верхнетортонские; 6 — граница между неогеновыми и мезозойскими отложениями; 7 — сарматские и верхнетортонские отложения; 8 — нижнетортонские отложения; 9 — стебникские отложения; 10 — меловые отложения; 11 — юрские отложения; 12 — палеозойские отложения.

отразились лишь самые поздние и наименее эффективные складкообразовательные движения. Во-вторых, важным фактором является степень удаленности тех или иных участков краевого прогиба от фронтального надвига Карпат. Ясно, что механическое воздействие Карпат, при движении их масс в северо-восточном направлении, на удаленных участках прогиба должно было сказаться в меньшей мере. Большое значение в формировании дисгармоничных нарушений во внутренней зоне имели мощные пласты солей, отсутствующие во внешней зоне. Наконец, важнейшее влияние на тектоническое строение прогиба оказала разнотипность природы его основания, на чем следует остановиться подробнее.

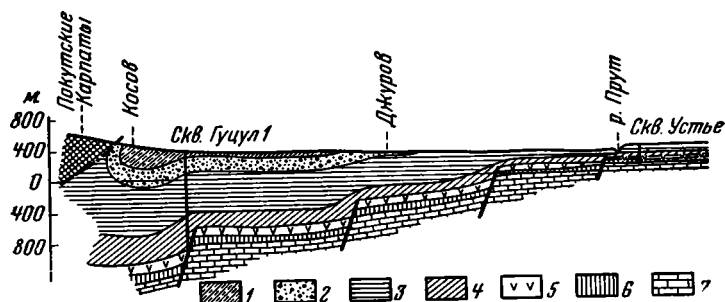
Внутренняя зона располагается на складчатой структуре, осложняющей периферическое крыло Внешней антиклинальной зоны Карпат. Внешняя зона прогиба развилась на платформенном основании, которое в ряде мест вскрыто буровыми скважинами. Складчатое основание местами, вблизи складчатой области, поднято и выступает на поверхность. Наиболее крупным поднятием такого рода является выступ Покутских Карпат.

Покутский выступ располагается в верховьях рек Прута и Черемоша, прослеживаясь в длину более 60 км и достигая ширины 20 км. Выступ сложен верхнемеловыми, но главным образом третичными отложениями, имеющими складчатое строение (см. фиг. 20). Складки Покутских Карпат

характеризуются довольно правильной формой, имея сравнительно небольшой наклон на северо-восток, будучи местами нарушены крутыми и не очень значительными по амплитуде разрывами.

Простираение складок северо-западное, однако несколько более северное, чем надвинутых на них структур Внешней антиклинальной зоны Карпат. Этот карпатский надвиг имел крупные размеры, на что указывают тектонические останцы в отдельных частях Покутских Карпат, расположенные на 3—4 км восточнее современного края надвига.

Продолжением складок Покутских Карпат нужно считать ближайшие к северо-западу структуры, выступающие среди краевого прогиба. К их числу относится, в частности, крупная антиклинальная структура Слободы Рунгурской — Черного Потока.



Фиг. 26. Геологический профиль по линии Косов — Джуров — Устье, по И. Н. Кухтину (1955).

1 — сармат; 2 — коломийские и прутские слои; 3 — вербовецкие слои; 4 — гипсо-ангидритовые слои; 5 — вовнецкие слои; 6 — воро-тыщенская серия; 7 — мел.

Кроме того, как показывает состав конгломератов, слагающих отдельные горизонты и мощные пачки в нижнемiocеновых отложениях прогиба, в основании его развиты породы метаморфического палеозойского комплекса. Конгломераты имеют зональное распространение, поэтому и погребенная ныне палеозойская структура должна иметь линейную и к тому же узкую форму. Впервые указанная палеозойская гряда была отмечена еще Р. Зубером (Zuber, 1902), а в нашей литературе эти представления широко развивал М. В. Муратов (1947), который назвал гряды Добруджинско-Станиславской. Накопления конгломератов хотя и вытянуты цепочкой, но локализуются в отдельных районах, да и в пределах этих районов они иной раз резко различаются как по мощности, так и по характеру сложения. Поэтому тектонический рельеф палеозойской гряды не является однородным. Она разбита на отдельные узкие блоки, которые были как бы припаянными к краю платформы.

Строение основания внешней зоны краевого прогиба недавно было рассмотрено И. Н. Кухтиным (1955). На участке Косов — Джуров — Устье (средняя часть прогиба) тортонские отложения, слагающие нижнюю часть внешней зоны, трансгрессивно перекрывают меловые породы, типичные для окраины Русской платформы. Это платформенное основание разбито продольными и поперечными сбросами, что придает структуре блоковый характер. По мере продвижения от платформы к оси прогиба высота отдельных сбросов увеличивается (фиг. 26). Движения блоков в основании внешней зоны прогиба отразились на осадконакоплении. На относительно погруженных участках наблюдается резкое увеличение мощности отдельных горизонтов третичных отложений. Менее погруженные участки характеризуются уменьшением мощности тех же горизонтов,

вплоть до выпадения их из разреза. В зависимости от характера движений блоков меняется также фациальный состав и условия залегания пород.

Геологию фундамента Предкарпатского краевого прогиба в целом рассмотрел О. С. Вялов (1955). По его данным, в фундаменте краевого прогиба залегают породы палеозоя, триаса, юры, мела и палеогена.

Анализируя различные данные, О. С. Вялов полагает, что возраст зеленых и красных филлитов, встречающихся в гальке миоценовых конгломератов, может охватывать кембрий — ордовик. По-видимому, в составе палеозойского фундамента присутствуют также породы силура, девона и карбона.

Триас представлен обломками мелкогалечного конгломерата типа веррукано, ранее считавшегося пермским.

Юрские известняки являются одним из главных элементов домиоценового фундамента прогиба. Они слагают непосредственное подложие Карпатского геосинклинального прогиба, где ими заканчивается «дофлишевый» этап развития, и находятся под аналогичными толщами во внутренней зоне краевого прогиба. Во внешней его зоне юрские известняки значительной мощности вскрыты буровыми скважинами.

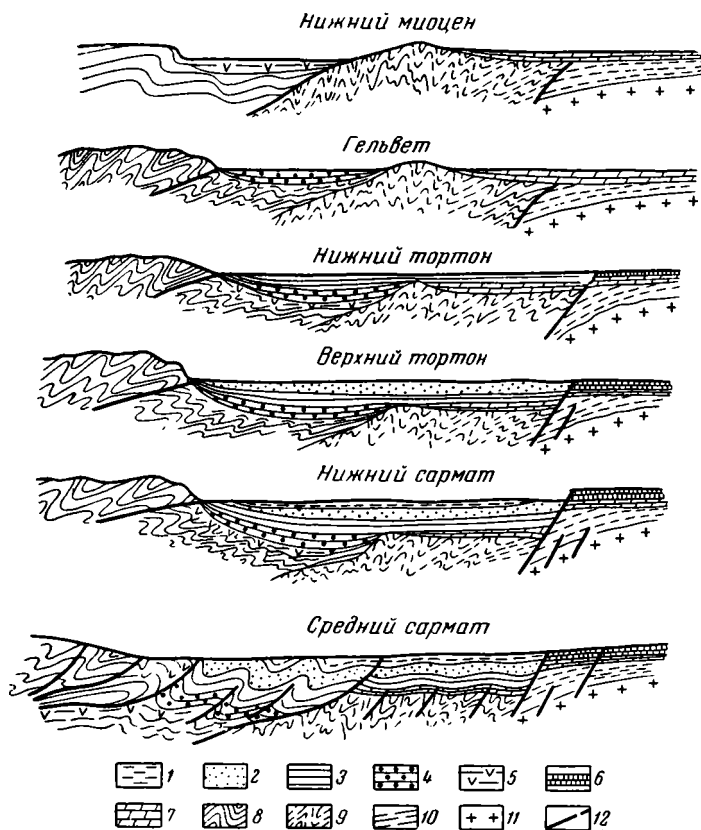
В меловых отложениях (верхнем мелу) существуют две формации: во внутренней зоне прогиба — флишевая, во внешней — платформенные мергели и песчаники (последние еще недавно ошибочно относили к верхнему тортону). Палеоген во внутренней (Прикарпатской) зоне краевого прогиба также представлен флишем. В пределах внешней зоны палеоген отсутствует и миоценовые образования (тортон) ложатся непосредственно на породы верхнего мела.

Таким образом, Предкарпатский прогиб, начавший свое существование в миоцене, развивался частью на платформенном, частью на геосинклинальном флишевом основании. Граница обеих частей прогиба проходила, очевидно, вблизи юго-западного подножия Сандомирско-Добруджинской складчатой палеозойско-мезозойской гряды (Добруджинско-Станиславская гряда М. В. Муратова), впоследствии погребенной под верхними толщами молассы, выполняющей прогиб. Анализируя различные данные о тектонической истории области и сопредельных территорий, О. С. Вялов приходит к выводу о проявлении в полосе передового прогиба каледонских, герцинских, мезозойских и альпийских складчатых движений. Тектоническая история Предкарпатского краевого прогиба обстоятельно рассмотрена А. Е. Михайловым (1951), который выделяет в ней четыре основных этапа (фиг. 27). Первый этап охватывает конец олигоцена — нижний миоцен; второй — гельветское время; третий обнимает отрезок времени от нижнего тортон до нижнего сармата; четвертый относится к концу нижнего и началу среднего сармата.

Первый этап характеризуется развитием узкой интенсивно прогибающейся впадины, которая наложилась на окраинную часть Восточных Карпат. Ее внешним ограничением была гряда, сложенная породами палеозоя, припаянная к краю Русской платформы. Впадина протягивалась на большое расстояние: от Перемышленского выступа карпатской дуги на северо-западе в предгорья южных Карпат на юго-востоке.

Сначала в бассейне отлагалась сероцветная морская моласса с признаками флишевой ритмичности в отдельных частях разреза, сменявшаяся впоследствии соленосной молассой, формировавшейся в условиях лагуны (фиг. 28): «В отдельные отрезки времени бассейн распадался на ряд замкнутых заливов и лагун, в которых накапливались и относительно чистые соли» (Михайлов, 1951, стр. 23). Осевая зона прогиба проходила вблизи современного края Карпат, представлявших в то время более или менее высоко поднятую и относительно слабо дислоцированную область.

В течение второго этапа (гельвет) сначала происходит оттеснение краевого прогиба в сторону платформы, что связано с крупным воздыманием и расширением внешней антиклинальной зоны Карпат и формированием в ней резких складок с опрокидыванием и надвиганием в направлении на северо-восток. К концу этого этапа палеозойская гряда, припаянная



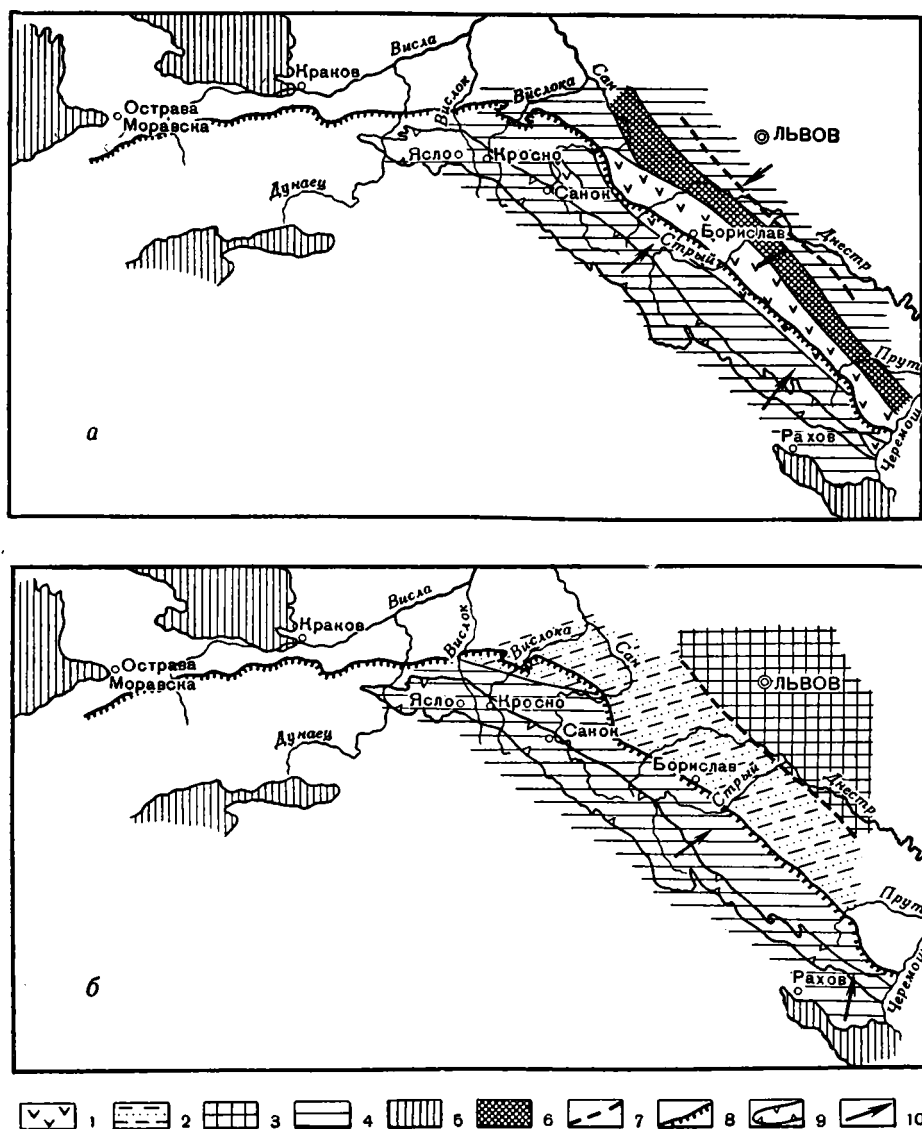
Фиг. 27. Схема развития Предкарпатского краевого прогиба, по А. Е. Михайлову (1951).

1 — отложения нижнего сармата; 2 — покутская свита (верхний тортон); 3 — чаплинская свита (нижний тортон); 4 — стевнянская свита (гельвет); 5 — нижняя соленосная свита (нижний миоцен); 6 — тортонские отложения платформы; 7 — верхнемеловые отложения платформы; 8 — Карпатская складчатая область; 9 — герциниды; 10 — палеозойские отложения окраины Русской платформы; 11 — докембрийские кристаллические породы; 12 — разрывы.

к платформе, полностью погрузилась ниже уровня моря, и внешним ограничением прогиба стала линия раздела современных внешней и внутренней зон. Наиболее прогнутая часть впадины в это время находилась уже к северо-востоку от современного края Карпат. Прогибание было глубоким, так как мощность развившейся при этом шпировой формации достигает 1000 м. В гельветское время, несомненно, в какой-то мере были дислоцированы более древние отложения, выполняющие крайовой прогиб, по крайней мере те из них, на которые надвинулись Внешние Карпаты и которые примыкали к ним.

Третий этап (тортон — нижний сармат) характеризуется дальнейшим перемещением краевого прогиба в северо-восточном направлении (см.

фиг. 28). Теперь в погружение была уже вовлечена окраина платформы в тех пределах, которые отвечают современным контурам внешней зоны прогиба. В это время происходило дальнейшее разрастание Карпат, как горного сооружения, и усложнение его чешуйчато-складчатой структуры.



Фиг. 28. Схемы распределения отложений: а — нижнего миоцена, б — тортонского яруса.

1 — соленосные толщи; 2 — песчано-глинистые толщи; 3 — отложения платформы; 4 — суша; 5 — древние массивы; 6 — неустойчивые зоны размыва; 7 — современная граница платформы; 8 — внешнее обрамление Карпат; 9 — границы Центральной синклинальной зоны Карпат; 10 — направление сноса материала.

В нижнем тортоне на территории прогиба и прилегающей части платформы происходила широкая трансгрессия, сопровождавшаяся накоплением во внешней зоне типичной сероцветной морской молассы. С ниж-

нетортонским временем связано заложение флексур и ступенчатых сбросов, ограничивающих краевой прогиб от платформы.

Затем последовала регрессия, поскольку перед отложением соленосных верхнетортонских пород обнаруживаются следы энергичного континентального размыва. Соленосные образования верхнего тортонца вновь обозначают трансгрессию вод. Анализ мощностей этих отложений позволяет отчетливо отделить область краевого прогиба от платформы: на чрезвычайно ограниченном пространстве вкост простирания структур мощности изменяются в несколько раз. Как и в нижнем миоцене, калийные соли и каменная соль локализуются в верхнем тортоне в пределах внутренней зоны прогиба, в то время как во внешней зоне отлагаются гипсоносные породы.

Стратиграфически более высокие отложения вновь представлены типичными сероцветными морскими молассами. «Верхнетортонская моласса отличается особенно резким непостоянством состава. Восходящие движения Карпат, чрезвычайно энергичные в это время, привели к появлению среди молассы мощных скоплений галечных и валунных конгломератов, состоящих из обломков меловых и палеогеновых флишевых толщ» (Михайлов, 1951, стр. 29).

Судя по мощности отложений моласс этого типа (до 1000 м), погружение было значительным. В то же время прогиб сильно расширился и занял наибольшую площадь, по сравнению с предыдущими этапами развития. В нижнем сармате прогиб суживается за счет некоторого поднятия как приплатформенной зоны, так и той части прогиба, которая отвечает юго-западной полосе внутренней зоны. С этого времени начинаются движения обратного знака.

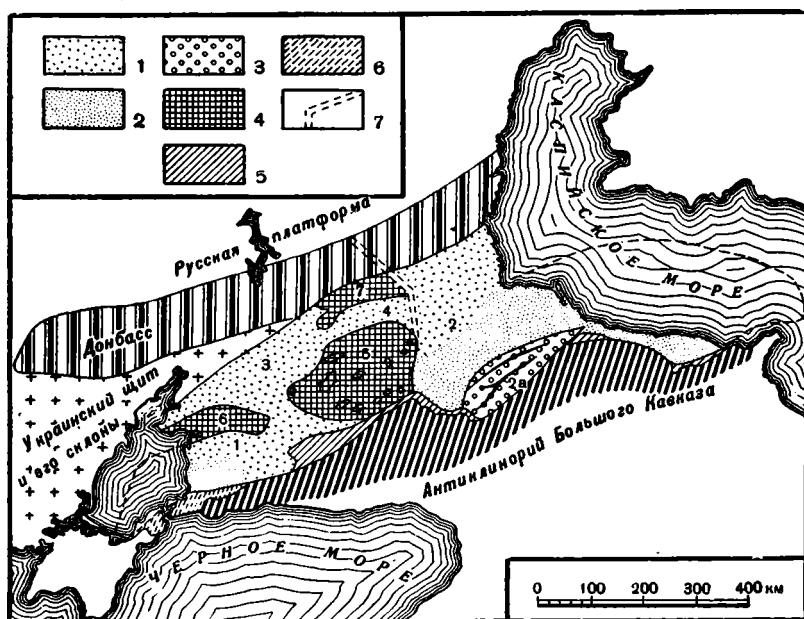
Четвертый этап (конец нижнего — начало среднего сармата) характеризуется прекращением опускания краевого прогиба, его поднятием и формированием во внутренней зоне современной линейной структуры, осложненной надвигами и сбросами, с одной стороны, и куполовидной складчатостью в пределах внешней зоны, с другой. Несомненно, тектонические нарушения четвертого этапа находятся в такой же тесной связи с движениями в складчатой области, как это было и в предшествующие этапы. Что касается вулканических туфов, наблюдаемых в отложениях гелльвета, нижнего тортонца и сармата, то происхождение их, несомненно, связано с мощным миоценовым вулканизмом в Закарпатье.

Краевая Предкавказская система

Опорное и разведочное бурение, а также геофизические исследования, проведенные на территории Северного Кавказа в последнее десятилетие, уже обобщены в ряде работ, из которых наибольший интерес представляют для нас статьи: М. В. Муратова (1955), В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева (1950), Ю. А. Косыгина и др. (1955), Е. А. Щерик (1954), Б. Н. Викторова и Б. И. Юрченко (1956), а также тектоническая карта СССР масштаба 1 : 4 000 000, изданная под редакцией Н. С. Шатского (1953). На основе перечисленных работ мы попытаемся выявить основные черты строения краевой Предкавказской системы.

Наиболее правильно, с нашей точки зрения, эта система показана на тектонической карте СССР первого издания (1953 г.), где она обозначена знаком краевого прогиба. В ее пределах на карте выделены следующие основные структурные элементы: Кубанский прогиб, Терско-Каспийский прогиб, Ставропольское поднятие и Манычский прогиб. Кроме указанных единиц, в краевую систему входят выделенные М. В. Муратовым (1955) Челбасское поднятие, прилежащее с севера к Кубанскому проги-

бу, и Ейская впадина. С юга краевая система ограничивается складчатой зоной Главного Кавказского хребта. Ограничением на севере является Южно-Ергенинское поднятие, а далее на запад — склон Украинского щита (фиг. 29).



Фиг. 29. Схема строения краевой Предкавказской системы, по М. В. Муратову (1956) с изменениями автора.

1 — впадины и прогибы; 2 — наиболее прогнутые участки в них; 3 — относительно поднятые участки прогибов; 4 — поднятия; 5 — зоны спокойного погружения Большого Кавказа (моноклинали); 6 — участки крыльев, осложненные складчатостью; 7 — Ергенинско-Прикумский тектонический уступ.

Цифровые обозначения на карте: 1 — Кубанский прогиб; 2 — Терско-Каспийский прогиб; 2а — Терско-Сунженское поднятие; 3 — Ейская впадина; 4 — Манычский прогиб; 5 — Ставропольское поднятие; 6 — Челбасское поднятие; 7 — Южно-Ергенинское поднятие.

Таким образом, краевая Предкавказская система занимает значительную часть области с палеозойским складчатым основанием, окаймляющей с юга Русскую платформу, и лежит почти целиком в ее пределах. Эта область М. В. Муратовым названа Скифской платформой (1955).

Лишь узкая предкавказская полоса в Кубанском и Терско-Каспийском прогибах имеет в основании дислоцированные породы мела и палеогена, слагающие северный склон Кавказа.

Все перечисленные выше структурные элементы входят в состав единой краевой Предкавказской системы, потому что в эпоху замыкания Кавказской геосинклинали, складчатости в ней и общего поднятия они, располагаясь по окраине складчатой зоны, испытывали большее или меньшее опускание, сопровождаемое накоплением осадков.

Таким образом, краевая Предкавказская система занимает обширную площадь, имеющую в длину свыше 1300 км и достигающую в ширину более 300 км. Такие крупные размеры краевой системы вполне соизмеримы с системой самого Кавказа. Мы увидим ниже примерно сходные соотношения в Альпах и в Северной Африке, так что относительно большая ширина краевых систем, очевидно, является их характерным признаком. Ниже мы проанализируем эту особенность строения краевых систем более подробно.

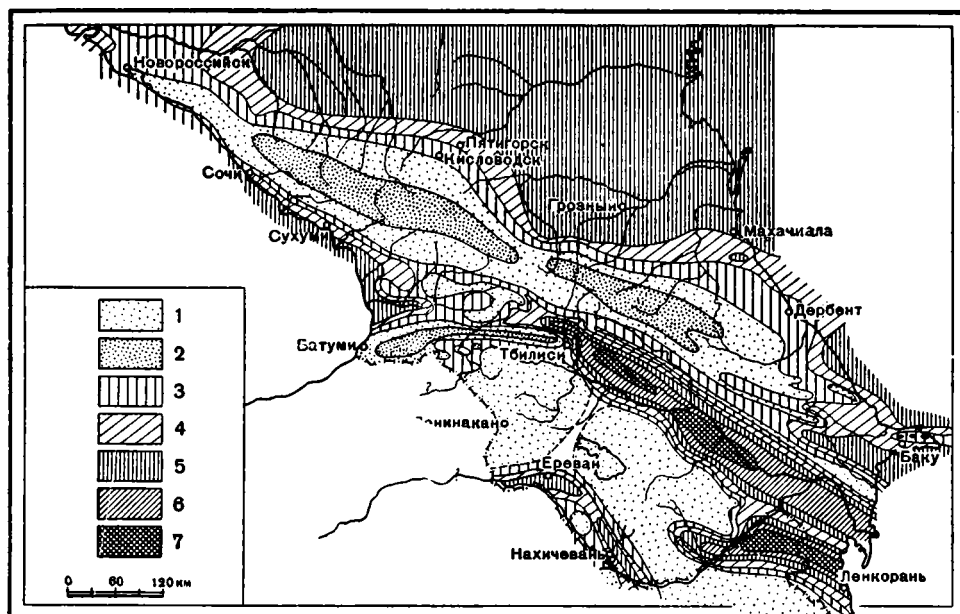
Ставропольское поперечное поднятие разделяет краевую систему на две части — западную и восточную. По обеим сторонам от него находятся два наиболее глубоких прогиба краевой системы — Кубанский и Терско-Каспийский. Мощность выполняющих их отложений достигает 3—4 км. Прогибы выполнены породами средне- и верхнемиоценового, плиоценового и четвертичного возраста. «Фации среднего и верхнего миоцена в Северокавказском морском бассейне были очень разнообразны — пески, глины, мергели, детритусовые известняки, конгломераты, битуминозные породы, отложения большей частью мелководные, реже относительно глубоководные. В зоне, примыкавшей к Кавказскому острову, песчаные, особенно более грубые, галечные материалы явно представлены продуктами размывания пород Кавказа. Более северные участки бассейна продолжают питаться терригенными материалами с северной суши» (Геология СССР, т. 9, стр. 522). Однако в основном разрез сложен сероцветными и более темными породами песчано-глинистого ряда.

Плиоценовые отложения также представлены в основном мелководными песчано-глинистыми отложениями. В Терско-Каспийском прогибе они достигают особенно большой мощности. В разрезе плиоцена в упомянутом прогибе принимают участие мощнейшие толщи грубых галечных конгломератов, образовавшихся в результате разрушения Кавказа. Кроме того, местами здесь распространены значительные пачки пирокластических пород. Плиоценовые бассейны имели характер замкнутых морей, временами со значительным опреснением.

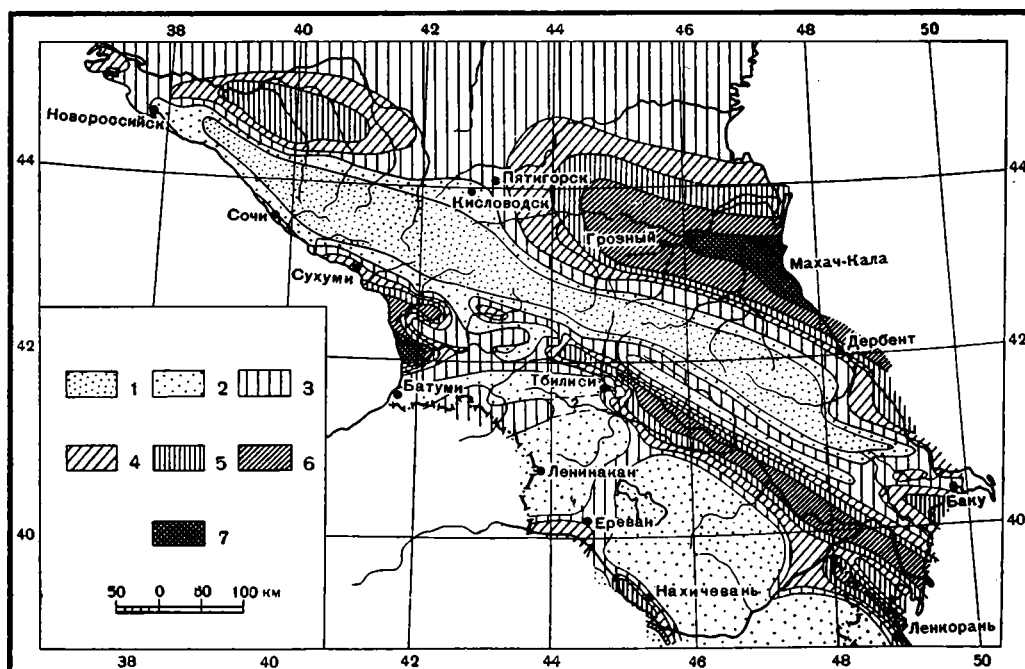
Четвертичные отложения представлены главным образом аллювием, мощность которого в наиболее прогнутых частях достигает почти 300 м. Таким образом, для дочетвертичных отложений, выполняющих Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, характерно распространение морской сероцветной молассовой формации. Четвертичные отложения отвечают континентальной молассе. Наглядное представление о распространении типов отложений и величинах мощностей дают соответствующие схемы (фиг. 30, 31, 32), составленные В. Е. Хаиным и Л. Н. Леонтьевым (1950).

Соотношение Кубанского прогиба с Кавказом выявлено в работах Ю. А. Косыгина и др. (1955) и Е. А. Щерик (1954). Северное крыло мегантиклинория Большого Кавказа в общем моноклинально погружается в сторону Кубанского прогиба, и только в полосе их сочленения в западной части прогиба проходит узкая полоса, где меловые и третичные породы, слагающие склон, образуют местами резкие складки, осложненные сбросами и наклоненные или опрокинутые в сторону прилежащего прогиба. Эти складки срезаются более спокойно лежащими верхнетретичными породами, выполняющими прогиб (фиг. 33, 34). Ориентировка этих складок вызвана крутым наклоном общего фронта складчатости на этом участке в связи с развитием прогиба.

Ближе к Таманскому полуострову в предгорной полосе распространены структуры диапирового и криптодиапирового типов (Щерик, 1954). Они располагаются по отчетливым зонам, разделенным синклиналями, выполненными полого лежащими отложениями верхнетретичного возраста. В ядрах диапиров залегают глинистые породы майкопской свиты, углы падения в них крутые. Крылья структур сложены более молодыми породами миоцена, залегающими все более и более полого по мере удаления от ядра (фиг. 35). От этой узкой полоски к северу в верхнетретичных отложениях складчатость очень спокойная. Здесь распространены брахиантиклинальные и куполовидные формы, иногда довольно крупные. Характерно отсутствие типичных линейных структур. На северном крыле Кубанского прогиба складчатость затухает. В своей внешней части прогиб ограничивается Челбасским поднятием, где высоко залегают образования складчатого палеозоя и мощность отложений миоцена уменьшается.

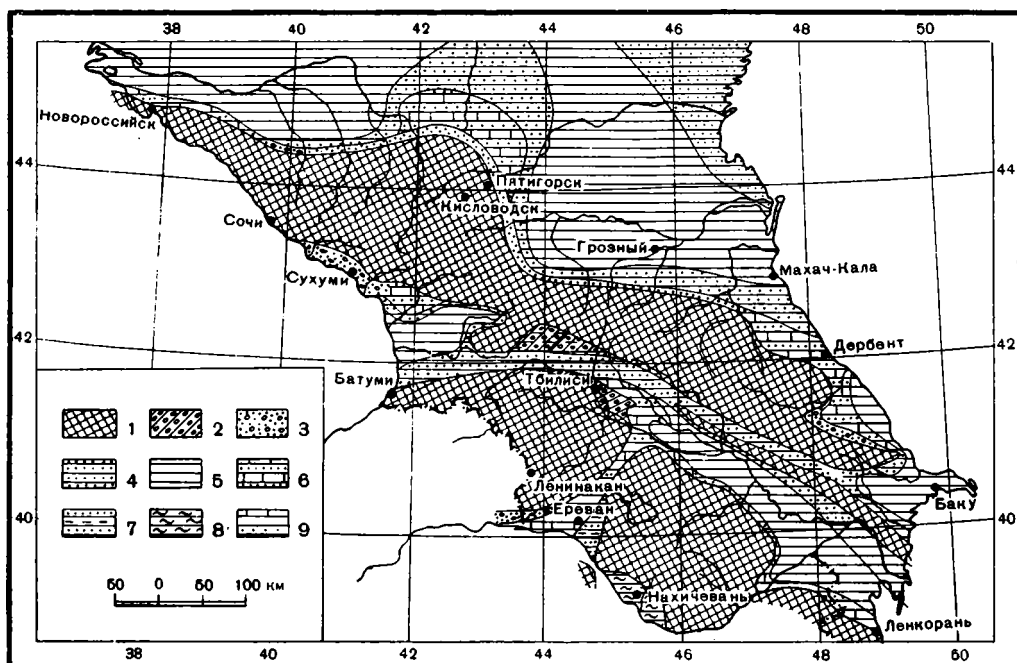


Фиг. 30. Мощности майкопских отложений, по В. Е. Хаину и Л. Н. Леонтьеву (1950).
 1 — области нулевых мощностей; 2 — то же, интенсивно воздымавшейся суши; 3 — мощности отложений менее 500 м; 4 — то же, 500—1000 м; 5 — то же, 1000—2000 м; 6 — то же, 2000—3000 м; 7 — то же, более 3000 м.



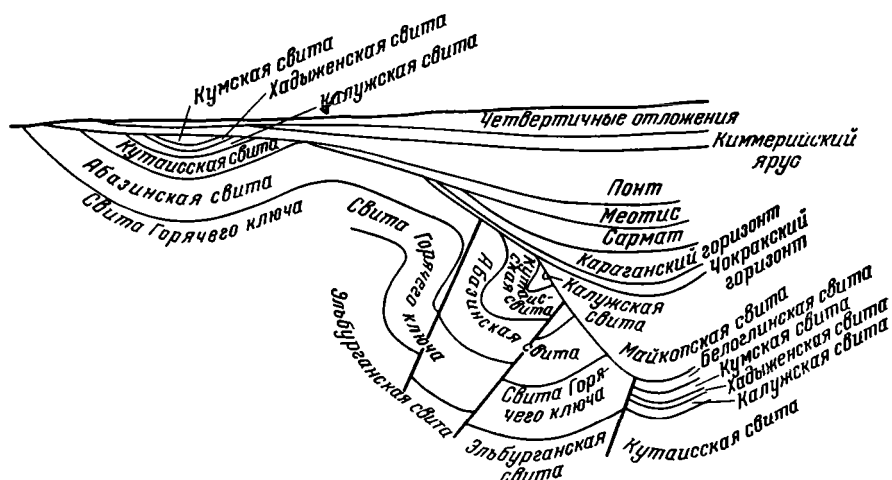
Фиг.31. Мощности отложений тортона — сармата, по В.Е.Хаину и Л.Н.Леонтьеву(1950).
 1 — области нулевых мощностей; 2 — то же, интенсивно воздымавшейся суши; 3 — мощности отложений менее 500 м; 4 — то же, 500—1000 м; 5 — то же, 1000—2000 м; 6 — то же, 2000—3000 м; 7 — то же, более 3000 м.

В Ейской впадине, находящейся севернее упомянутого поднятия, мощность верхнетретичных отложений снова несколько увеличивается.



Фиг. 32. Фации среднего сармата, по В. Е. Хайну (1950).

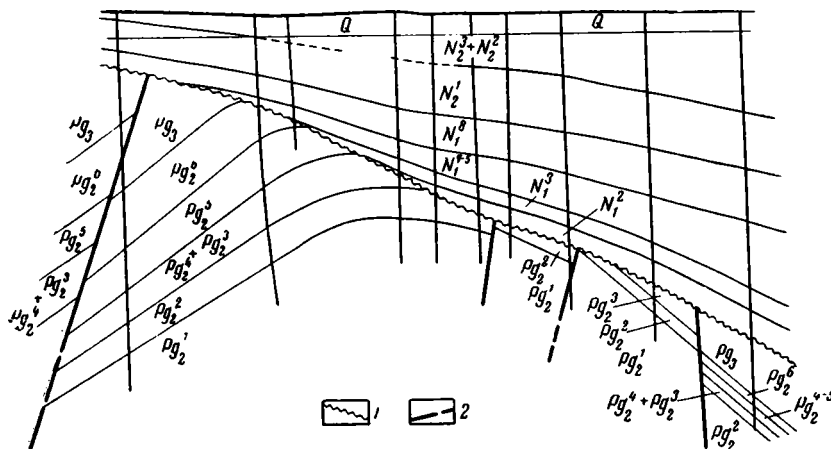
1 — области размыва; 2 — континентальные галечники и суглинки; 3 — песчаники и конгломераты (морские); 4 — песчаники, пески и глины; 5 — глины; 6 — песчаники, пески и ракушечники; 7 — пески, глины и мергели; 8 — гипсо-соленосные песчано-глинисто-мергельные отложения; 9 — пески, глинны и ракушечники.



Фиг. 33. Разрез складки Ильско-Крымского участка, по Ю. А. Косыгину и др. (1955).

В Терско-Каспийском прогибе, в полосе сочленения его с Кавказом, выделяется поднятие, где развиты наиболее низкие горизонты третичных отложений, выполняющих прогиб. Поднятие представляет собой сложную

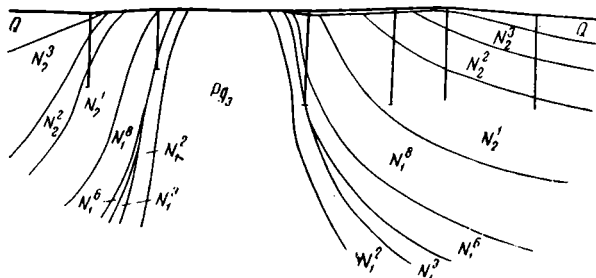
структуру, образованную Терской и Сунженской антиклиналями, которые отделены одна от другой, а также от мегантиклинория Большого Кавказа синклинальными прогибами. Как показали Б. Н. Викторов и Б. И. Юрченко (1956), оси этих антиклиналей совпадают с осями домезозойских поднятий, установленных по данным гравиметрии (фиг. 36). Таким образом — это выступ основания, но под чехлом верхнетретичных пород.



Фиг. 34. Зыбзенская погребенная антиклинальная складка, по Е. А. Щерик (1954).

Q — четвертичные отложения; N_2^3 — надрудные слои; N_2^2 — рудные слои; N_2^1 — потицкий ярус; N_1^8 — мейотический ярус; N_1^7 — верхний сармат; N_1^6 — средний сармат; N_1^5 — нижний сармат; N_1^4 — нараганские слои; N_1^3 — чокракские слои; Pg_3 — майкопские слои. Форминиферовые слои: Pg_2^6 — белоглинская свита; Pg_2^5 — кумская свита; Pg_2^4 — хадзыженская свита; Pg_2^3 — калужская свита; Pg_2^2 — нутаиская свита; Pg_2^1 — абазинская свита. 1 — линии несогласий; 2 — линии нарушений.

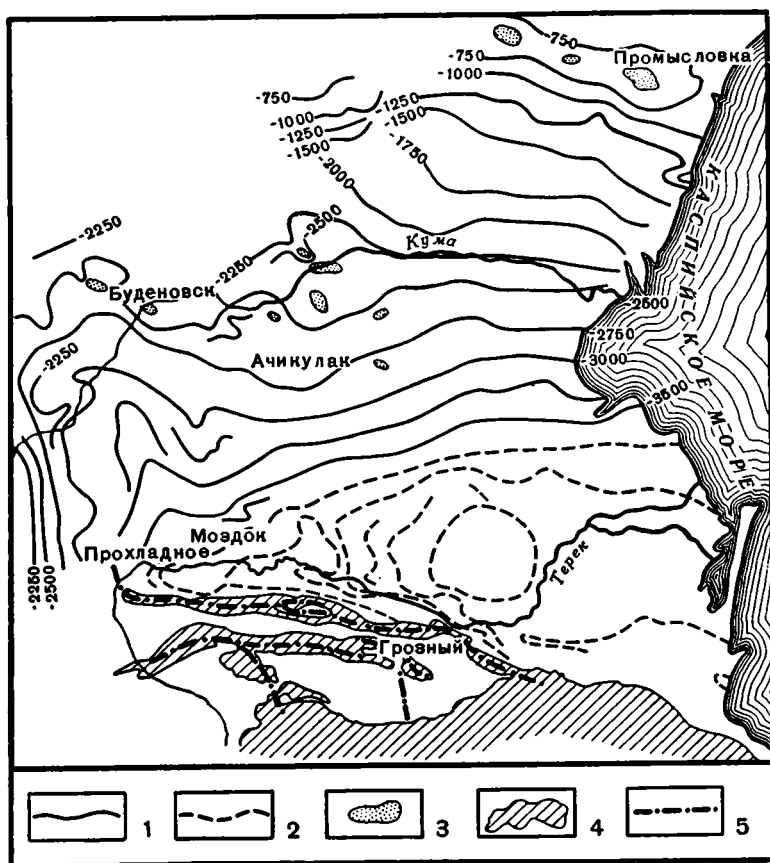
К северу от Терской антиклинали находится наиболее прогнутая часть Терско-Каспийского прогиба, где поверхность меловых отложений погружается на глубину более 4 км. Его ось пересекает р. Терек несколько южнее начала его дельты.



Фиг. 35. Курчанская диапировая складка, по Е. А. Щерик (1954). Условные обозначения те же, что для фиг. 34.

От этой оси и далее на север основание прогиба постепенно поднимается, и в районе пос. Промысловка верхнемеловые отложения лежат уже на глубине всего 750 м. Таким образом, Терско-Каспийский прогиб, как и Кубанский, представляет собой крупную и резко асимметричную структуру с крутым южным крылом и пологим северным. На северном крыле третичные отложения лежат моноклинально с пологим падением на юг.

Терско-Каспийский прогиб и Ейская впадина соединяются между собой широтным Манычским прогибом, окаймляющим с севера Ставропольское поднятие. В неогене этот прогиб наследовал свое развитие мелового и палеогенового времени, когда он прогибался на значительную глубину (возможно до 3 км).



Фиг. 36. Схема тектоники северо-восточного Предкавказья, по Б. Н. Викторову и Б. И. Юрченко (1956).

1 — изогипсы опорного сейсмического горизонта (C_2); 2 — изогипсы условного горизонта; 3 — погребенные поднятия мезозоя; 4 — третичные отложения; 5 — оси домезозойских поднятий по данным гравиметрии.

Структурные соотношения Кубанского прогиба, Ставропольского поднятия и Манычского прогиба выяснены Е. А. Щерик (фиг. 37).

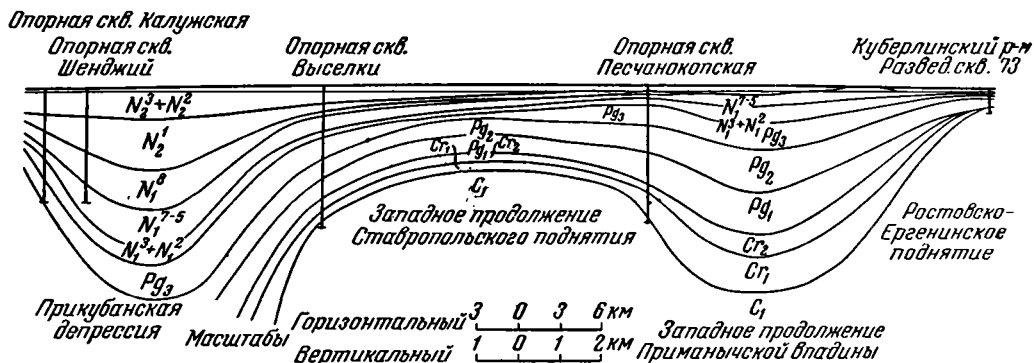
Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, расположенные по окраине Кавказа, надо рассматривать как краевые прогибы. Это глубокие и крупные линейные структуры, развившиеся в эпоху общего поднятия Кавказского антиклинория. Началом их развития (как краевых прогибов) надо считать, по существу, послемайкопское время.

Майкопскую формацию, широко распространенную в Кавказской геосинклинали (см. фиг. 30), следует рассматривать как последний осадочный комплекс в геосинклинальном развитии. Она отражает эпоху известного сглаживания контрастности тектонических движений, за которой следует этап крупного поднятия и образования краевых прогибов. Особенно наглядным становится высказанное заключение при сравнении развития Кавказа с историей Восточных Карпат. Там подобной эпохе от-

вечает менилитовая формация (Pg_3), являющаяся почти полным стратиграфическим и литологическим аналогом майкопской формации Кавказа.

Имеются данные о том, что развитие предкавказских краевых прогибов продолжается и сейчас, о чем свидетельствует прогибание их в настоящее время.

В процессе развития Терско-Каспийского прогиба ось его смещалась в направлении к Кавказу, а не к платформе, т. е. в обратном направлении по сравнению с другими краевыми прогибами. Объясняется это тем, что в складчатой системе Кавказа движение масс происходит не в сторону краевого прогиба, а в противоположном направлении, к внутренним частям складчатой зоны¹.



Фиг. 37. Схематический геологический профиль через Прикубанскую низменность, по Е. А. Щерик (1954).

Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, как видно из изложенного, не имеют типичных внутренних зон с линейной складчатостью. Только в очень узкой предкавказской полосе они более или менее интенсивно дислоцированы. На основной площади обоих прогибов распространены простые, нерезкие структурные формы, все более ослабевающие по мере удаления от Кавказского антиклинария в сторону платформ.

Кубанский и Терско-Каспийский прогибы не представляют собой единственные структуры, образование которых связано с последним этапом развития Кавказа. Они входят как составные элементы в краевую Предкавказскую систему. Сравнительная податливость эпигерцинской Скифской платформы обусловила возникновение такой системы. Тот же фактор объясняет и основные особенности тектонического строения обоих предкавказских краевых прогибов, не свойственные прогибам, лежащим у древних платформ.

2. СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Область мезозойской складчатости Северо-Востока Советского Союза отделяется от Сибирской платформы двумя структурными элементами, тесно связанными между собой в их развитии: Приверхоянским краевым прогибом и Вилюйским поперечным краевым прогибом.

Как самостоятельная тектоническая структура Приверхоянский краевой прогиб был выделен Н. С. Шатским в 1935 г. под названием «Ленского прогиба». Однако еще в 1933 г. в известной работе А. Д. Архангельского

¹ Объяснительная записка к Тектонической карте СССР м. 1:5 000 000 (1957).

тектонической структуры древних платформ. В этой работе высказан ряд чрезвычайно важных общих положений, относящихся к нашей теме.

В дальнейшем в нашей совместной с В. А. Вахрамеевым работе (1954) на основе новых геологических материалов была дана в печати более конкретная, чем прежде, характеристика особенностей строения разреза и тектоники Приверхоянского прогиба, а также Вилъюйской впадины. Наконец, в 1955 г. мною была опубликована специальная работа о тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба, которая и положена в основу описания.

Приверхоянский прогиб является краевым прогибом, развившимся в эпоху воздымания области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР вдоль границы ее с Сибирской платформой. Это весьма крупная по размерам структура, протягивающаяся от низовьев Лены почти до среднего течения Алдана, т. е. на расстояние более чем 1200 км. Очень четко обособляются северный и южный отрезки прогиба (Ленский и Алданский), окаймленные с запада склонами Анабарского массива и Алданского щита, а с востока складчатыми образованиями Верхоянья. В своей средней части краевой прогиб сливается с глубокой Вилъюйской впадиной (фиг. 38).

На севере Приверхоянский прогиб через Прихараулахский поперечный порог переходит в Лено-Анабарскую мезозойскую впадину, а на востоке он слепо оканчивается, отделяясь крутыми взбросами от палеозойского антиклинария Сетта-Дабан.

По обоим бортам прогиба сравнительно узкими продольными полосами развиты юрские отложения; более широкая центральная часть прогиба выполнена верхнеюрской — нижнемеловой угленосной формацией, достигающей мощности в несколько километров.

В области слияния Вилъюйской впадины с краевым прогибом в пределы последнего заходят верхнемеловые отложения, имеющие также значительную мощность. Верхнеюрский — нижнемеловой возраст угленосной формации устанавливается в средней и южной частях краевого прогиба. Севернее полярного круга и вплоть до дельты Лены угленосная формация относится только к нижнему мелу. Здесь ее подстилают морские песчаные отложения валанжина, ниже которых залегают верхнеюрские песчано-глинистые породы сравнительно небольшой мощности.

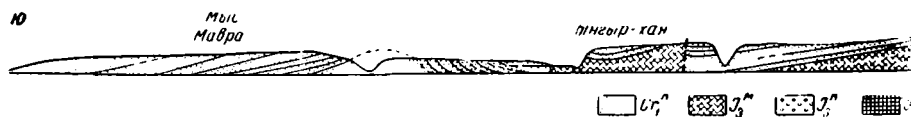
К югу, в Приверхоянском прогибе, происходит выклинивание морских отложений, и только отдельные маломощные горизонты оксфорда-кимериджа в мелководных фациях, вероятно, протягиваются узкой полосой вдоль всего краевого прогиба. Ниже и выше этих отложений лежат угленосные песчано-глинистые породы. Мощность угленосных отложений верхней юры в приплатформенной части прогиба невелика — около 300 м. В полосе, прилегающей к Верхоянью, мощность увеличивается до 900 м (чечумская серия).

Фиг. 38. Схема тектоники Приверхоянского краевого прогиба и прилежащих областей, по Ю. М. Пуцаровскому (1955).

Приверхоянский краевой прогиб: 1 — область прогиба; 2 — граница внешней (приплатформенной) и внутренней (приверхоянской) зон прогиба; 3 — брахиантиклинальные поднятия; 4 — Хараулахский выступ нижнепалеозойского основания прогиба; 5 — Китчанское поперечное поднятие; 6 — очертания антиклиналей; 7 — внутренний борт краевого прогиба. В и л ю й с к а я в п а д и н а: 8 — граница впадины; 9 — граница мульды; 10 — наиболее прогнутая часть мульды; 11 — Кемпендяйское солянокупольное поднятие. М е з о з о й с к а я с к л а д ч а т а я о б л а с т ь: 12 — Верхоянская мегантиклиналь; 13 — Быковский антиклинорий; 14 — Сетта-Дабанский антиклинорий; 15 — борт Яно-Кольмской мегасинклинали; 16 — Яно-Кольмская мегасинклиналь. С и б и р с к а я п л а т ф о р м а, выступы докембрийского фундамента: 17 — Алданский (I), Анабарский (II), Оленевский (III); 18 — Патомский; 19 — Оленевское поднятие; 20 — Кылаханское поднятие; 21 — Приленская складчатая зона; 22 — склоны древних выступов и плиты, сложенные кембрием; 23 — склоны древних выступов и плиты, сложенные породами ордовика и силура; 24 — склоны древних выступов и плиты, сложенные верхнепермскими и мезозойскими отложениями; 25 — склоны древних выступов и плиты, сложенные юрскими отложениями (включая борта Вилъюйской впадины); 26 — мульда, сложенная нижнеамениноугольными отложениями; 27 — Тунгусская синеклиза; 28 — границы синеклиз; 29 — Тунгусско-Вилъюйский юрский прогиб; 30 — Алданский юрский прогиб; 31 — граница широкого распространения пород трапповой формации; 32 — контуры основных платформенных структур; 33 — оси линейных складок; 34 — разломы; 35 — границы районов с крупными колебаниями аномалий силы тяжести.

В Вилъюском поперечном прогибе верхнеюрские отложения нацело сложены угленосной толщей. Их мощность по бортам прогиба около 300 м, в центральной же части (Вилъюск) она в три раза больше. Более подробно следует остановиться на строении нижнемеловых отложений, поскольку с ними связаны основная эпоха развития Приверхоянского прогиба и существенный этап в истории Вилъюской впадины, как поперечной структуры. При этом можно говорить о двух типах разреза.

Один тип этих отложений свойствен бортам Вилъюской впадины и платформенному крылу Приверхоянского прогиба. Другой — характеризует их центральные части и приверхоянское крыло прогиба. Отличия между ними заключаются в разных мощностях и составе пород.



Фиг. 39. Схема залегания юрских и нижне-

В первом случае эти отложения представлены песками и рыхлыми песчаниками с подчиненными прослоями серых, обычно песчанистых глин, стяжениями сидеритов, пластами бурых углей и невыдержанными прослоями или караваеобразными стяжениями плотного известковистого песчаника. Среди песков и песчаников преобладают мелкозернистые и среднезернистые разности, обычно плохо отсортированные. Породы включают истертые обугленные растительные остатки и разрозненные обломки также обугленных, а иногда окремненных или сидеритизированных стволов деревьев. Окраска пород — от белесо-серой до зеленовато-серой. Встречаются тонкие прослойки и линзочки, состоящие из полуокатанных обломков глин, представляющих следы внутриформационных размывов. Слоистость преимущественно косая. Отложения эти очень однообразны и лишь с трудом поддаются расчленению на свиты или пакки узко местного значения. Мощность нижнемеловых отложений по бортам Вилъюской впадины равна первым сотням метров. Однако в центральной части впадины мощность их значительно увеличивается, достигая 1000 м. Там разрез уже иного типа.

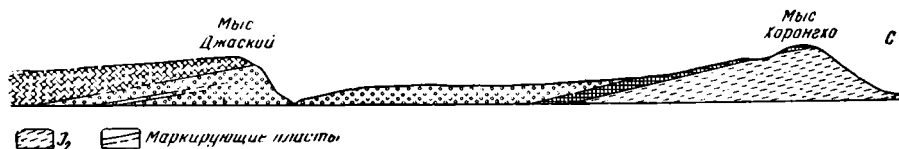
Этот второй тип разреза нижнего мела, характеризующий также приверхоянскую продольную зону краевого прогиба, лучше всего изучен в его средней части. Отложениям этого возраста здесь соответствует сангарская серия. В ее строении (в Сангарском районе) выделяются две части: нижняя угленосная и верхняя, сложенная преимущественно песчаниками.

Песчаники — толстослоистые или массивные, преимущественно среднезернистые кварцево-полевошпатово-слюдистые. В них в значительном количестве содержится эпидот, придающий породе серо-зеленую окраску. Среди относительно слабо сцементированных разностей заключены невыдержанные пласты, линзы и округлые стяжения крепких известковистых песчаников. Угленосная толща сложена чередующимися аргиллитопесчаниковыми пакками, содержащими пласты углей и пакками песчаников без угольных пластов. Степень углефикации растительного вещества здесь значительно выше, чем в приплатформенной полосе краевого прогиба. Общая мощность серии более 2000 м.

Среди пород часто встречаются обуглившиеся обрывки стеблей, мелко измельченные растительные остатки и хорошо сохранившиеся отпечатки растений.

Нижнемеловые отложения на правобережье Алдана сходны с вышеописанными. В основном они также сложены песчаниками. Характерно присутствие в составе песчаников красных зерен эффузивов. Песчаники иногда переходят в крупнозернистые разности, а местами в них видны небольшие скопления гальки, состоящей из кварца, различных сланцев, метаморфизованных песчаников и кварцевых порфиров. Довольно значительное содержание кислых эффузивов в породах этой толщи связано с вулканической деятельностью на Северо-Востоке СССР в это время. Общая мощность нижнего мела, очевидно, превышает здесь 2500 м.

На севере в низовьях Лены для нижнемеловых угленосных отложений характерно макоритмичное строение. Наблюдается неоднократное



меловых пород на левом берегу Лены.

чередование толщ песчаников, достигающих нескольких сот метров мощности, с угленосными глинистыми толщами, имеющими обычно мощность до 100—150 м. В Булунском районе общая мощность нижнего мела составляет около 2000 м.

Различия в строении разрезов одного и другого типа, как можно видеть, весьма существенны. В приплатформенной полосе и по бортам Вилюйской впадины развиты более рыхлые породы с относительно малой степенью углефикации растительного вещества и мощностью порядка первых сотен метров. В приверхоанской полосе краевого прогиба цементация пород значительно сильнее, угли здесь более метаморфизованы, а мощности нижнего мела превышают 2000 м.

Верхнемеловые отложения распространены на обширном пространстве центральной части Вилюйской впадины и в пределах прилегающей к ней области краевого прогиба. Они сложены главным образом песками, которыми подчинены небольшие линзовидные пакки глины. Распространены галечники, а в верхней части лигниты. Это преимущественно аллювиальные образования и лишь в небольшой части — озерные. В наиболее опущенной части Вилюйского поперечного прогиба мощность верхнего мела приближается к 1000 м.

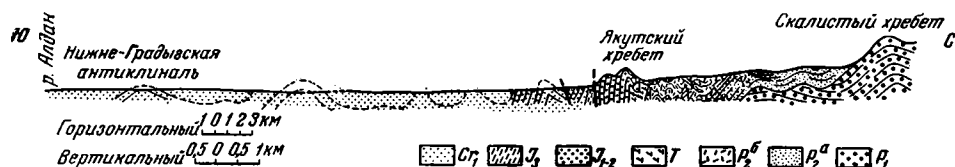
Условия залегания мезозойских отложений в Приверхоанском прогибе различны. По характеру нарушений в нем отчетливо выделяются те же две продольные зоны: внешняя — приплатформенная и внутренняя, примыкающая к складчатой области.

Внешняя зона характеризуется развитием неметаморфизованных юрских и нижнемеловых пород, которым свойственно пологое, моноклинальное залегание (наклон от десятков минут до 1—2 градусов), осложненное отдельными пологими брахиантиклинальными складками и иногда крутыми сбросами. Как складки, так и большинство сбросов простираются в соответствии с Верхоянским хребтом.

Тип структуры внешнего крыла краевого прогиба иллюстрируется профилем, проходящим по левобережью Лены в районе пос. Жиганска (фиг. 39). Изображенная на профиле брахиантиклиналь сложена породами жиганской свиты нижнего мела. Падение южного крыла складки около 1°; к северу от присводовой части углы падения достигают 6 и даже 10°. Таким образом, складка асимметрична.

Внутренняя зона прогиба обладает складчатой структурой. Слагающие ее юрские и нижнемеловые отложения отличаются несравненно большими мощностями (до 4000 м) и заметной метаморфизацией пород. Здесь распространены крупные удлиненные складки гребневидной, либо коробчатой формы.

Тип структуры внутреннего крыла краевого прогиба иллюстрируется профилем по р. Западной Градыге, правому притоку Алдана в его нижнем течении (фиг. 40).



Фиг. 40. Схематический профиль по р. Западной Градыге.

На профиле видно, что по мере удаления от складчатой области к платформе происходит постепенное изменение типов тектонических форм от более сложных к более простым. Вблизи крутого надвига Якутского хребта в породах угленосной формации распространены резко асимметричные складки с крутыми, иногда почти вертикальными южными крыльями и относительно более пологими северными (45°). Наблюдаются здесь и небольшие сбросы. В длину такие складки протягиваются на несколько километров, но ширина их незначительная, — это линейные складки. Южнее углы наклона становятся более пологими, а в пределах платформенного крыла прогиба распространен тип локальных брахиантиклиналей.



Фиг. 41. Типы складок Китчанского поднятия, по Г. В. Бархатову.

Граница между внешней и внутренней зонами прогиба достаточно определенно намечается в пределах Ленского и Алданского его отрезков. В средней части прогиба, где он сливается с Вилюйской впадиной, такую границу провести нельзя.

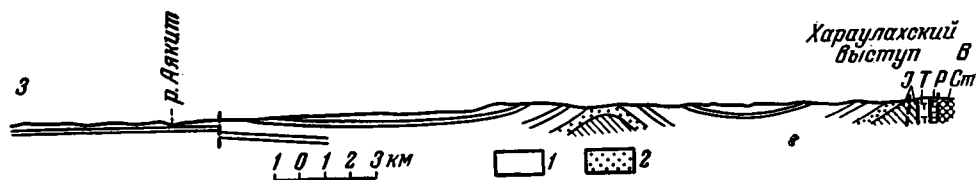
В этом районе в краевом прогибе имеется крупное поперечное поднятие — Китчанское, которое характеризуется широким площадным распространением верхнетриасовых, ниже- и среднеюрских отложений (байлыкская серия) и отчасти верхнепермских, в то время как породы угленосной формации сохранились только в периферических синклинальных складках этого поднятия. Лежит оно напротив устья Вилюя и протягивается в длину на 200 км, при ширине до 100 км. Породы Китчанского поднятия смяты в крупные удлиненные складки обычно с пологими сводами и крутыми перегибами к крыльям (фиг. 41). Длина антиклиналей 40—80 км. Вытянуты они по простиранию Верхоянского хребта.

Синклинали характеризуются в общем плоскими неглубокими формами. В глубь складчатой области структура становится более сжатой. Это — выступ пород основания краевого прогиба.

По внешней оторочке Китчанского поперечного поднятия, в пределах распространения угленосной формации, располагаются крупные и крутые брахиантиклинальные складки: Усть-Вилюйская, Сангарская и

Эксеня-Хаята. Такие складки прослеживаются в длину на 20—30 км при ширине примерно вдвое меньшей. Они простираются в соответствии со складками Китчанского поднятия. Своды складок пологи; крылья наклонены под углом 20—30°. Местами наблюдаются сбросы.

Наиболее древние породы основания краевого прогиба (P_{z1}) видны на поверхности только в одном случае — в Хараулахском выступе. Он представляет собой структуру, состоящую из двух крупных антиклиналей, разделенных синклиналью. Своды антиклиналей сложены пре-

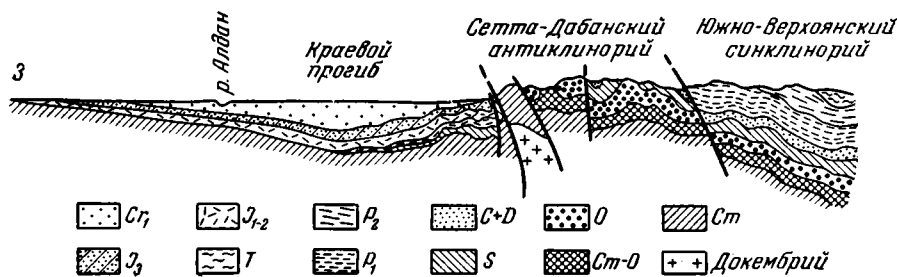


Фиг. 42. Профиль через северную часть Приверхойанского краевого прогиба (в районе Булуна), по П. И. Глушискому (1953).

1 — нижний мел; 2 — морские отложения нижнего мела.

имущественно карбонатными рифейскими и кембрийскими породами; на крыльях выходят пермские и мезозойские терригенные образования. В ядре синклинали лежит песчаноглинистая толща, относящаяся к валанжину. Мощность ее, по данным А. А. Межвилка, 600 м.

Хараулахский выступ является результатом глыбовых движений; крупными разломами он ограничен, в частности, на юге и юго-западе.



Фиг. 43. Соотношение Сетта-Дабанского антиклинория с прилежащими областями (Хандыгское пересечение), по Ю. М. Пушаровскому (1954).

Между Хараулахским выступом и Оленекским платформенным поднятием, перебитом сбросами, лежит северное окончание Приверхойанского прогиба. Прогиб здесь резко сужается и характеризуется меньшей глубиной залегания ложа угленосной формации (Ленский порог). В связи с этим, в описываемом районе отмечается значительное количество более или менее крупных поднятий брахиантиклинального типа, в ядре которых выходят образования валанжина (фиг. 42).

Южное окончание Приверхойанского прогиба примыкает к антиклинорию Сетта-Дабан. Этот антиклинорий, сложенный палеозойскими отложениями, по системе крутых и глубоких разломов круто надвинут на передгорную впадину (фиг. 43). Вблизи надвига в юрских отложениях прогиба отмечаются резкие, опрокинутые на запад складки, осложненные разрывами. По мере удаления от гор складки выпрямляются и степень их сжа-

тия уменьшается. Это является общим признаком тектоники краевого прогиба.

При описании геологического разреза было обращено внимание на очень большие мощности угленосной формации в полосе, прилегающей к складчатому Верхоянью. В то же время в Верхоянском хребте отложения соответствующего возраста отсутствуют. Есть все основания предполагать здесь крупное геоантиклинальное поднятие — краевую геоантиклинальную зону мезозойской складчатой области. Время формирования угленосной формации в Приверхоянском прогибе (верхняя юра — нижний мел) совпадает с периодом замыкания и общего воздымания геосинклинальной области Северо-Востока СССР, где с верхнеюрским и нижнемеловым временем связаны крупные расколы в земной коре, обусловившие внедрение в складчатую структуру больших масс гранитных интрузий, эффузивная деятельность и формирование более или менее крупных наложенных впадин (грабен-синклиналей).

Отмеченные обстоятельства, а именно: тектоническое и пространственное положение Приверхоянского прогиба и время его образования, а также другие признаки — линейность формы, формации, особенности разреза и типы структур, — все это говорит о том, что мы имеем здесь дело с к р а е в ы м прогибом.

Вместе с тем, описываемый краевой прогиб имеет свои особенности. Они выражаются, в частности, в отсутствии моласс (в смысле «фаций подножия»). Последнее обстоятельство обусловлено тем, что Верхоянская геоантиклиналь в эпоху развития краевого прогиба не представляла собой горного сооружения, несмотря на всю разницу в тектоническом режиме обеих структур. Приверхоянский прогиб поэтому для верхнеюрского — нижнемелового времени хотя и является краевым прогибом, но не представляет предгорной впадины. Развитие Приверхоянского краевого прогиба в основном закончилось к верхнемеловому времени, хотя складкообразовательные движения, определившие современную структуру Приверхоянья, продолжались до конца верхнемеловой эпохи.

Выше было установлено существенное различие в строении геологического разреза и в характере тектонических нарушений двух продольных зон краевого прогиба — внешней и внутренней, располагающихся соответственно вдоль окраины платформы и в области Приверхоянья.

Внешняя или приплатформенная зона характеризуется развитием относительно маломощных и неметаморфизованных юрских и нижнемеловых пород, достигающих в мощности нескольких сот метров, которым свойственно пологое моноклинальное залегание, осложненное отдельными более или менее крупными и пологими брахиантиклинальными вздутиями.

Внутренняя или Приверхоянская зона обладает складчатой структурой. Слагающие ее юрские и нижнемеловые отложения отличаются несравненно большими мощностями (несколько тысяч метров) и заметной метаморфизацией пород (рассланцованные аргиллиты, песчаники и т. д.).

Существенные различия в геологическом строении этих зон позволяют думать, что они обусловлены прежде всего различием характера их основания. Внешняя зона прогиба, несомненно, образовалась на окраинных частях древних структур Сибирской платформы, жестких и малоподвижных, что и определило платформенный характер ее разреза и тектоники. Внутренняя зона развилась на складчатом основании, значительно более мобильном, откуда в ее строении возникли некоторые геосинклинальные черты.

Платформенное основание прогиба сложено в основном отложениями нижнего палеозоя. Наоборот, в складчатом основании прогиба можно уверенно предполагать наличие пермских и триасовых образований,

типа верховьянского комплекса, однако более сокращенных в мощности, чем это наблюдается в Верховьяне.

Говоря о различной тектонической природе внешней и внутренней зон прогиба, мы подчеркнули лишь самую общую закономерность в отношении строения его основания. В ряде случаев дело обстоит, однако, значительно сложнее. Описывая нижне- и среднеюрские породы Китчанского поднятия (байлыкская серия), Н. П. Херасков указывал (1938): «Обращает на себя внимание в общем «гранитный» состав пород байлыкской свиты и большое содержание в ней обломков разнообразных изверженных и метаморфических пород».

Для приалданского отрезка прогиба близкие выводы делает А. Г. Коссовская, проводившая специальные работы по литолого-петрографическому изучению развитых здесь мезозойских отложений.

На возможные источники происхождения таких пород проливает свет буровая скважина в Якутске, вскрывшая, как нам представляется, горстовый выступ кристаллических пород непосредственно под юрскими отложениями. Такого рода выступы с различной степенью погружения, очевидно, не представляют редкости в пределах краевого прогиба и образуют в целом участки блоковой структуры. Существование таких выступов подтверждается геологическим строением Оленекского поднятия и района распространения кембрийских отложений к югу от него.

В пределах самого поднятия можно видеть, как наиболее древние его образования (архей, верхний протерозой и нижний кембрий) непосредственно перекрыты отложениями триаса.

Край мезозойской впадины резко обрывает здесь палеозойское поднятие платформы. Такая же картина наблюдается и южнее, в частности в районе р. Молодо и в низовьях р. Муны. Во всех этих случаях мезозойская впадина срезает более древние платформенные поднятия.

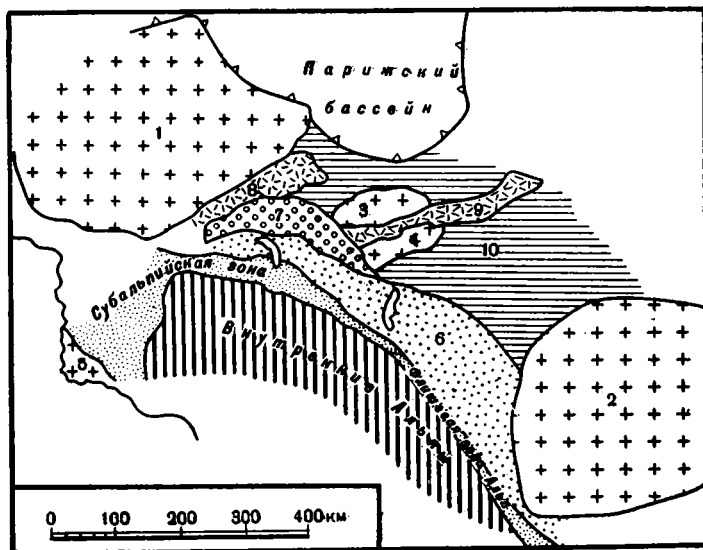
На основании всех имеющихся данных сейчас можно уверенно говорить о существовании в пределах краевого прогиба отдельных поднятий, осложняющих строение его основания.

Наметить районы распространения таких горстовых систем можно лишь условно. В первом приближении к этому можно подойти, анализируя очертания отдельных тектонических элементов как внутренней части краевого прогиба, так и востока Сибирской платформы в целом, учитывая одновременно имеющиеся данные гравиметрии. Очень вероятно, что таким районом является южный борт Вилюйской впадины, где местами наблюдаются участки с большими различиями в значениях аномалий силы тяжести. Очертания верхнемеловой мульды также дают основание для предположения о наличии на глубине в этой части левобережья Лены каких-то упоров. Заметим, что вдоль северного крыла Вилюйской впадины наблюдается более плавное погружение древнего основания, в связи с чем тектоническое строение впадины должно быть асимметричным.

Другой вероятной областью распространения горстовых поднятий древних пород является, очевидно, Ленский отрезок краевого прогиба, где их цепочка протягивается к северу от Китчанского поперечного поднятия. Эта особенность в строении Приверхоянского краевого прогиба сближает его с некоторыми другими краевыми прогибами, где подобные структуры также имеют место (Предкарпатье). В последние годы на территории Приверхоянского краевого прогиба были проведены исследования различными геофизическими методами. Эти исследования нашли уже частичное обобщение в статье А. А. Николаевского (1958). Выводы этого автора, основанные на составленной им карте глубин залегания докембрийского фундамента, в общем совпадают с нашими представлениями о наличии погруженных выступов, особенно в пределах южного крыла Вилюйской впадины и в Якутском районе.

3. КРАЕВАЯ ПРЕДАЛЬПИЙСКАЯ СИСТЕМА

По внешнему краю Альпийской горной дуги между Чешским и Центральным французским массивами протягивается Предальпийская краевая система. В своем развитии она тесно связана с последней стадией тектонической истории Альпийской геосинклинали — замыканием ее и превращением в орогеническую зону. На территории Предальпийской



Фиг. 44. Схема расположения главных структурных элементов Альпийской краевой системы.

Выступы кристаллического фундамента: 1 — Центральный массив Франции; 2 — Чешский массив; 3 — Вогезский массив; 4 — массив Шварцвальд; 5 — массив Мор-Эстерель. Краевая Предальпийская система: 6 — Предальпийский краевой прогиб; 7 — поднятие Юрских гор; 8 — Ронский грабен; 9 — Рейнский грабен; 10 — плиты, сложенные мезозойскими отложениями.

краевой системы происходило в это время (олигоцен-миоцен) крупное прогибание, сопровождавшееся мощным осадконакоплением, преимущественно (в миоцене) молассового типа. Предальпийская краевая система состоит из четырех главных структурных единиц: Предальпийского краевого прогиба, Ронского грабена, поднятия Юрских гор и Рейнского грабена (фиг. 44). Рассмотрим строение упомянутых элементов.

Предальпийский краевой прогиб

Предальпийский краевой прогиб протягивается по внешней периферии Альпийских горных дуг на расстояние около 600 км. Западноевропейские геологи обозначают описываемый краевой прогиб чаще всего как «молассовый бассейн». Именно под этим названием он описывался в последнее время О. Ганссом (Ganss, 1953), В. Эльберскирхом и К. Лемке (Elberskirch u. Lemke, 1953), О. Ганссом и П. Шмидт-Томе (Ganss u. Schmidt-Thomé, 1955) и многими другими авторами. Статьи перечисленных исследователей представляют исключительно большой интерес для данной работы, и из них будут заимствованы многие основные сведения по геологии северовосточной (Баварской) половины прогиба, входящей в Южную Германию.

При рассмотрении юго-западной половины прогиба будет использована классическая книга А. Гейма (Heim, 1919) по геологии Швейцарии, монография М. Жинью в русском переводе и ряд других работ.

Если с юга краевой прогиб на всем протяжении окаймляется Альпийскими складчатыми сооружениями, то с севера его ограничивают разнообразные тектонические образования. В юго-западной части это будут поднятия Юрских гор и затем массив Шварцвальд; в северо-восточной области — обширная плита эпигерцинской платформы, сложенная мезозойскими отложениями и простирающаяся к востоку от Шварцвальда; далее — Чешский массив. Против стыка мезозойской плиты и Чешского массива краевой прогиб имеет наибольшую ширину — до 120 км. К востоку отсюда прогиб быстро сужается, и у южного угла Чешского массива практически выклинивается. В западном направлении прогиб сужается постепенно, несколько пережимаясь в районе Цюрихского озера. Выклинивается прогиб в своей юго-западной части к югу от Женевского озера, где складки Юрских гор сближаются с Альпами.

Предальпийский краевой прогиб выполнен мощной толщей терригенных образований, среди которых главную роль, особенно в предгорной полосе, играют молассы. Общая мощность отложений в предгорной части может достигать 2, 3 и даже 4 км (Brockamp, 1955). По северному борту прогиба мощность отложений сокращается до нескольких сот метров. У края гор в очень узкой зоне породы довольно сильно перемяты. В основной же части прогиба наблюдается пологое моноклинальное залегание свит с общим наклоном в сторону Альп.

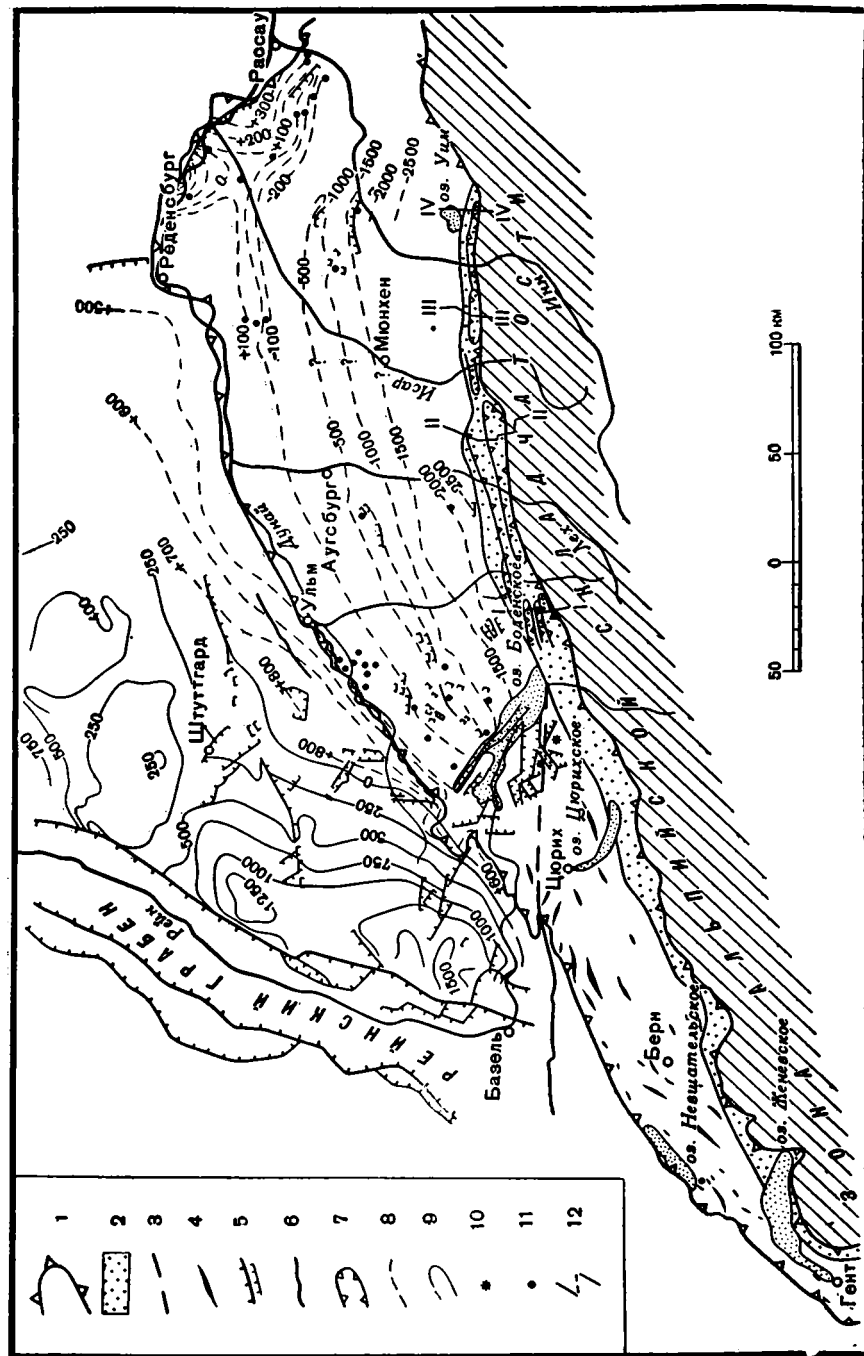
В продольном направлении краевой прогиб четко разделяется на две зоны: юго-западную, или швейцарскую, и северо-восточную, или южногерманскую (Баварскую). Граница между ними проходит от восточного окончания складчатых Юрских гор к южному концу Боденского озера (фиг. 45).

Рассмотрим сначала геологическое строение южногерманской части прогиба, хорошо изученной в последнее время благодаря многочисленным буровым скважинам и геофизическим исследованиям.

Среди выполняющих ее пород принимают участие морские и пресноводные отложения. Они переплетаются между собой, сменяя друг друга как вкрест простирания, так и по простиранию прогиба. В настоящее время весь этот комплекс, возрастные рамки которого нижний олигоцен — понтический ярус плиоцена, в описаниях подразделяется на четыре толщи. В нем выделяются: нижняя морская моласса, нижняя пресноводная моласса, верхняя морская моласса и верхняя пресноводная моласса (фиг. 46).

Нижняя морская моласса начинается развитыми локально солоноватоводными и речными песчаниками, достигающими 800 м мощности и имеющими, вероятно, латторфский возраст (нижний олигоцен). В них местами вклиниваются глинистые сланцы. Выше залегают глинистые мергели (слои Tonmergel), составляющие главную часть нижней морской молассы. В верхней части разреза в них встречаются песчаники. На западе их мощность 250 м, к востоку она возрастает до 1000 м. Возраст пород — рупельский. Вверху нижней морской молассы вновь залегает серия песчаников (слои Baustein), охватывающая частично рупель, а частично нижний хатт. Мощность серии меняется от 15—100 м на западе до 200 м на востоке. В Альговской области (к востоку от Боденского озера) серия включает толщу конгломератов мощностью до 600 м.

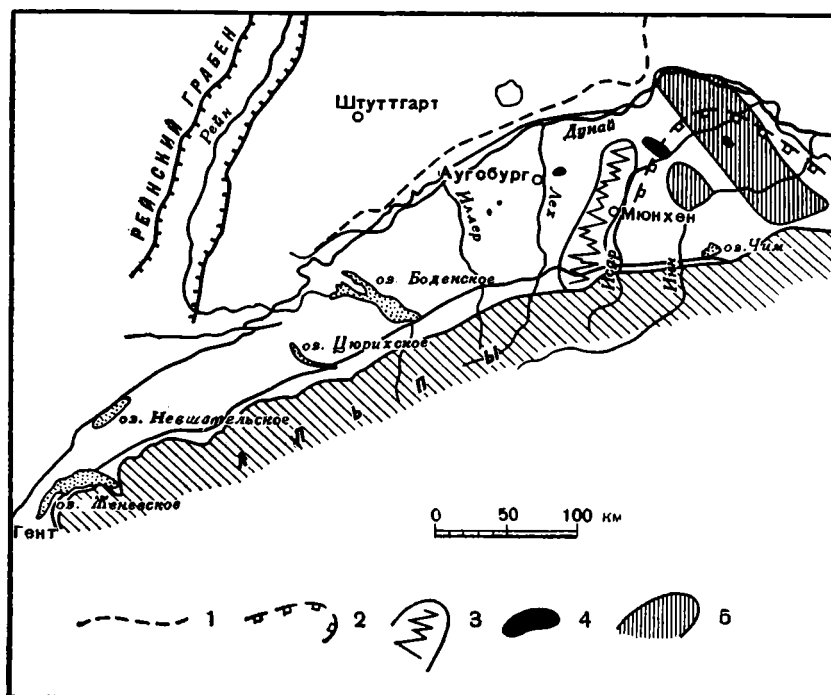
Нижняя пресноводная моласса, имеющая в основном возраст хаттский ярус — аквитан, с запада на восток распространяется до Восточной Баварии. В пределах последней она замещается серией солоноватоводных и морских отложений. На южной окраине области к нижней пресноводной



Фиг. 45. Тектоническая схема Предальпийского краевого прогиба, по В. Эльберскірху и К. Лемке (Elberskirch u. Lemcke, 1953).
 1 — граница Предальпийского краевого прогиба; 2 — Южная складчатая зона краевого прогиба; 3 — линия разгущивания швейцарского и южногерманского отрезков краевого прогиба; 4 — ось антиклиналей; 5 — крупные и более мелкие разломы; 6 — флексура; 7 — крупные синклинали; 8 — горизонталы по поверхности мезозойского основания в краево́м прогибе, а севернее — по поверхности мальма; 9 — горизонталы по границе нейпера и ратовинного известняка; 10 — следы вулканической деятельности в северо-восточной Швейцарии; 11 — буровые скважины; 12 — линии профилей.

нижней морской молассе, т. е. отложениям олигоцена и низам миоцена (аквитан). Верхняя морская моласса и верхняя пресноводная моласса (бурдигал — нижний плиоцен) выдерживаются почти на всем протяжении южногерманской части краевого прогиба (уже указывалось, что протяженность ее около 300 км).

Наблюдается определенная закономерность также и в отношении смены типов пород в направлении с запада на восток. На западе широко развиты конгломераты и вообще обломочные породы (т. е. моласса в собственном смысле слова); на востоке главную роль играют мергели, глинистые мергели и песчанистые мергели («шпир» немецких геологов).



Фиг. 47. Схема распространения некоторых типов отложений в краевом прогибе, по В. Эльберскирху и К. Лемке (Elberskirch u. Lemcke, 1953).

1 — северная граница распространения верхней пресноводной молассы; 2 — северный край морского хатт-аквитана в Нижней Баварии (предположительно); 3 — область фациальных переходов лимнических, солоноватоводных и морских отложений в хатт-аквитане; 4 — районы распространения туффитов и бентонитов в верхнем миоцене; 5 — районы с доказанным верхним мелом в основании прогиба.

В процессе развития упомянутых выше образований ось краевого прогиба с течением времени перемещалась в направлении на север, т. е. в сторону платформы.

Наиболее глубокая часть прогиба верхнеолигоценового возраста прилегает к фронту Гельветской зоны Альп. В нижнем миоцене соответствующая зона находилась уже севернее полосы складчатой молассы, с образованием особенно глубокой депрессии в районе оз. Хим. В понте ось прогиба перемещается в его среднюю часть. Положение оси прогиба на разных отрезках времени его развития иллюстрируется табл. 2, заимствованной из работы О. Гансса и П. Шмидт-Томе (Ganss u. Schmidt-Thomé, 1955).

Рассмотрим далее тектоническое строение южногерманской части краевого прогиба.

Таблица 2

Фациальное расчленение молассы	Возраст	Положение оси прогиба	Мощность, м
Верхняя пресноводная моласса	Нижний понт	20—40 км севернее края складчатой зоны	200—400
	Сармат + тор- тон	Близ северной границы зо- ны складчатой молассы; на востоке — значительно север- нее	200—1300
Верхняя морская мо- ласса	Гельвет + бур- дигал	Прогиб только в восточной части Верхней Баварии; ось располагается севернее края зоны складчатой молассы	200—2000
Нижняя пресноводная моласса	Аквитан + хатт	В северной части зоны складчатой молассы	1000—3000
Нижняя морская мо- ласса	Рупель + лат- торф	В области южного края молассы	200—1500

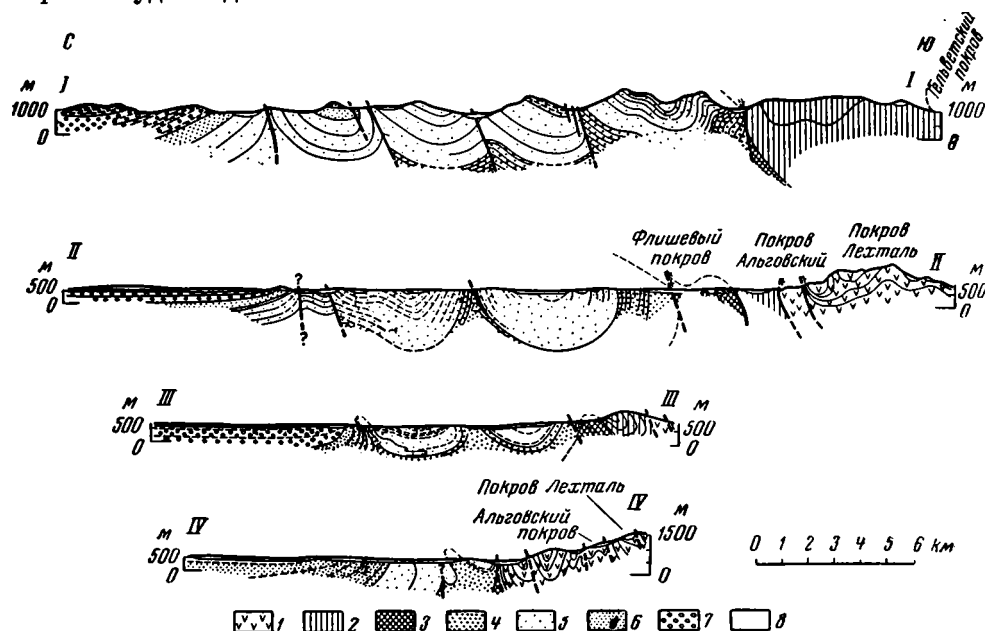
По южному борту прогиба, вдоль системы Известняковых Альп прослеживается узкая зона сильно нарушенных образований флиша и гельветского комплекса, которая имеет сложное чешуйчатое строение. Ширина этой зоны между реками Иллер и Инн достигает до 10 км. Альпийские чешуйчатые структуры надвинуты на краевой прогиб (фиг. 48).

Далее к северу располагается также узкая зона, уже принадлежащая к краевому прогибу, которую немецкие геологи называют «зоной складчатой молассы». На западе, в районе Боденского озера, она имеет ширину 16 км, но дальше на восток сужается до 8 км, а затем и до 3 км. Наиболее характерной особенностью структуры этой зоны является развитие здесь довольно глубоких и сильно вытянутых синклиналей, длина которых может достигать 40 км при ширине 3—4 км. У немецких геологов они называются мульдами (фиг. 49). Эти синклинали разделены узкими, редуцированными за счет разрывных нарушений антиклинальными поднятиями. Среди нарушений могут быть надвиги с амплитудой до 1 км. В направлении от края Известняковых Альп на север интенсивность дислокаций быстро ослабевает. Складки становятся более широкими и приобретают правильные прямые формы, лишенные разрывов.

В наиболее широкой части описываемой зоны выделяются (в поперечном направлении) 4 синклинальных впадины; восточнее — 3, а там, где зона значительно сужается, — всего 2. Впадины выполнены отложениями хаттского яруса и аквитана, причем на западе — это терригенно-лимнические фации, а на востоке — солоноватоводные и морские. Строение зоны иллюстрируется поперечными профилями на фиг. 48.

С севера к описанной узкой полосе примыкает основное поле краевого прогиба, где распространены наиболее молодые образования. Главным образом — это тортонские и более молодые отложения (верхняя прес-

новодная моласса). Эти отложения почти не затронуты складчатостью и, тем более, «альпинотипной тектоникой». По данным сейсмики и глубокого бурения, основание этой зоны представляет полого наклоненную на юг плиту, которая погружается у южного края зоны на 2,5—3 км. Перекрывающие плиту миоценовые отложения нарушены отдельными разломами, среди которых наиболее выдержаны сбросы продольного направления, ориентированные ЗЮЗ—ВСВ. Разломы в своем большинстве уходят, по-видимому, на значительную глубину. Только в районе Боденского озера разломы приобретают характерное поперечное направление, но об этом речь будет идти ниже.



Фиг. 48. Тектонические профили через южную (складчатую) зону Предальпийского краевого прогиба, по О. Ганссу и П. Шмидт-Томе (Ganss u. Schmidt-Thomé, 1955).

1 — известняковые Альпы; 2 — флишевый покров; 3 — гельветский покров; 4 — нижняя морская моласса; 5 — нижняя пресноводная моласса; 6 — верхняя морская моласса; 7 — верхняя пресноводная моласса; 8 — четвертичные отложения.

Сочленение двух зон: южной — дислоцированной и северной, где породы слабо нарушены, представляется в виде крутого перегиба. Иногда краевая антиклиналь дислоцированной зоны несколько сорвана и слабо надвинута на север. В основании прогиба здесь, несомненно, имеется крутой структурный уступ.

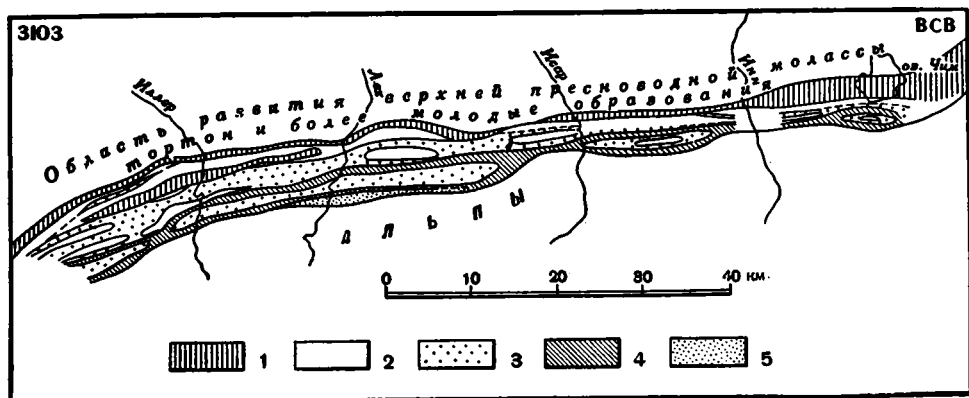
Вся северная зона располагается поверх полого лежащих мезозойских отложений, развитых на поверхности к северу от краевого прогиба, в Швабской Юре. Распространение меловых отложений платформенного типа под молассовыми образованиями доказано глубоким бурением в северо-восточной части краевого прогиба. По общим структурным данным, мезозойская плита должна простирается до Боденского озера.

Внешний край прогиба от северного окончания Боденского озера и далее на восток на протяжении 100 км отделен от мезозойской плиты флексурой.

Таким образом, наиболее широкая часть краевого прогиба располагается на мезозойской плите, расположенной между Чешским массивом и Шварцвальдом.

Узкая южная зона прогиба, где породы дислоцированы, имеет, по-видимому, более подвижное основание. Но здесь нет ни чешуйчатых структур, ни вообще сильно сжатых форм, что позволяло бы говорить о наличии в основании зоны типично альпийской структуры. По всей вероятности, здесь лежат те же породы, которые прослеживаются вдоль северного края Швейцарских Альп в Субальпийской зоне.

Такого взгляда придерживался в частности Жинью (1952), который, имея в виду Ронскую, Швейцарскую и Баварскую депрессии, писал, что они «простирались к востоку и югу дальше, чем в настоящее время, так как последняя складчатость по внешнему краю хребта причленила к Альпам часть древней миоценовой депрессии (субальпийские цепи во Франции, фронтальная часть альпийских покровов в Швейцарии)»¹.



Фиг. 49. Структурная схема южной части Предальпийского краевого прогиба в Южной Баварии, по О. Ганссу и П. Шмидт-Томе (Ganss u. Schmidt-Thomé, 1955).

Структурные формы, сложенные породами: 1 — бурдигала-гельвета; 2 — аквитана; 3 — хатта; 4 — рупеля + нижнего хатта; 5 — латторфа.

Швейцарская часть краевого прогиба лежит от Боденского озера к западу.

В миоценовых отложениях здесь можно выделить три части: нижнюю — пресноводную, среднюю — морскую и верхнюю — также пресноводную. Суммарно они достигают значительной мощности. На крайнем западе их мощность вдоль края Альп составляет 2300 м, несколько восточнее 2700 м, а в районе Боденского озера 3—4 км (Brockamp, 1955). По границе с Юрскими горами мощность варьирует в пределах 1200—900 м. Главными слагающими породами являются серые известковистые песчаники, однородные, тонкозернистые, часто слюдястые и глауконитовые, относительно мягкие, представляющие хороший строительный камень, который легко добывается и режется. Именно эти породы и называются обычно в народной речи Савойи и французской Швейцарии моласса (по Жинью, 1952, стр. 512)². Произошли они за счет разрушения Альп. Чем ближе к хребту, тем обломочный материал становится все более грубым, образуя местами конгломераты. В западном направлении, к бассейну р. Роны, общая роль морских отложений в разрезе увеличивается (см. ниже). Если говорить о структурном расчленении швейцарской части краевого прогиба, то в ней также выделяется по краю Альп узкая полоса значительно дислоцированных пород.

¹ Русский перевод М. Жинью, стр. 512, 1952.

² В литературу этот термин был введен Соссюром и закреплен Штудером в 1853 г.

Кроме того, по краю Юрских гор, с которыми граничит прогиб на севере, также выделяется полоса складчатых форм, хотя и менее интенсивных.

В средней полосе прогиба породы лежат более спокойно, хотя и здесь устанавливаются отдельные антиклинальные поднятия. Как можно видеть, по признакам своей структуры, так же как и по характеру слагающих пород швейцарская часть краевого прогиба отличается от южногерманской.

Зона их разграничения достаточно резкая. Находится она в районе Боденского озера, где развита система сравнительно больших разломов, в целом северо-западного (т. е. поперечного) простираия. В этой же зоне на тектонической схеме В. Эльберскирха и К. Лемке обозначаются два вулканических центра верхнемиоценового возраста. Вероятно, эти разломы отражают существенно важные тектонические линии более древнего возраста.

Какое же основание имеет крайовой прогиб в его швейцарской части? Судя по особенностям строения этой области, можно думать, что здесь под третичной молассой располагается продолжение мезозойского комплекса Юрских гор. Очень вероятно, что средняя часть краевого прогиба лежит в пределах более древнего синклинального прогиба, выполненного сравнительно молодыми комплексами мезозоя. Разломы в районе Боденского озера ограничивают распространение этой структуры на восток.

Возраст основных складчатых и разрывных нарушений в миоценовых отложениях, выполняющих прогиб, предплиоценовый и, очевидно, понтический.

Таковы главные черты строения Предальпийского краевого прогиба.

Ронский грабен

Другим районом мощного осадконакопления в олигоцене и в неогене, связанного с развитием Альпийского сооружения, является Ронский грабен. Он располагается между Центральным массивом Франции и Юрскими горами, протягиваясь в длину на расстояние около 270 км и достигая в ширину местами 60 км.

Разрез к востоку от Лиона, по данным бурения, начинается с пестрых мергелей, железистых конгломератов и озерных известняков, общей мощностью свыше 500 м, возраст которых, по крайней мере в их верхней части, считается олигоценowym. Несколько севернее в олигоцене обнаружены гипсовые слои. Общий тип разреза олигодена, где присутствуют лагунные, пресноводные и отчасти морские отложения, имеет сходство, как увидим ниже, с олигоценом Рейнского грабена.

Начиная с бурдигала и до понта в Ронском грабене формировался морской разрез, что отличает описываемый район от Предальпийского краевого прогиба. В составе пород принимают участие песчаные молассы, имеющие наиболее значительное распространение в разрезе, и, кроме того, мергелисто-известняковые породы и мергели. Последние иногда очень сходны с предальпийским шпиром. Трансгрессия моря происходила с юга на север в несколько этапов (нижний бурдигал, верхний бурдигал, начало гельвета).

В понте установился континентальный режим, во время которого отлагались пески и конгломераты. Общая мощность миоцена в Ронском грабене, очевидно, значительно превышает 1000 м.

«Трансгрессия бурдигальского моря, — указывает М. Жинью (1952, стр. 517), — начинаясь конгломератами, продолжается песками и затем глубоководными мергелями виндобона и, наконец, заканчивается континентальными конгломератами понта; таким образом, миоценовая серия заполнения Ронской долины представляет пример законченного осадоч-

ного цикла, местные бесконечно разнообразные эпизоды которого нисколько не затемняют удивительное постоянство его строения». Однако в плиоцене долина Роны частично вновь покрывается морем, где отлагаются пески, несогласно перекрывающие породы более древнего возраста.

Таким образом, в Ронском грабене в миоцене происходило непрерывное осадконакопление мощного комплекса, которое в отличие от Предальпийского краевого прогиба носило довольно устойчивый морской характер. Основные линии разрывных дислокаций Ронского грабена имеют северо-северо-восточное простирание, т. е. параллельны юго-восточному краю Центрального французского массива.

Поднятие Юрских гор

В строении Юрских гор принимают участие отложения триаса, юры, мела и миоцена. Возможно, присутствуют также породы пермского возраста, которые перекрывают более древнее (герцинское) складчатое основание. Триас характеризуется германским типом разреза. Имеется ли в нем нижний триас, т. е. «пестрый песчаник», точно не известно. Средний триас в фации «раковинного известняка» в некоторых пунктах доказан бурением, в том числе на крайнем юге Юрских гор. В составе раковинного известняка, общая мощность которого несколько сот метров, в нижней части разреза выделяется так называемая «ангидритная группа», которая состоит из мергелей и доломитов с пластами гипса и каменной соли. В классических разрезах Германии мощность ангидритовой группы составляет от 30 до 100 м. Этим соленосным отложениям тектонисты придают большое значение в объяснении механизма формирования складчатости Юрских гор. «Кейпер», отвечающий верхнему триасу, обнажается в сводовых частях нескольких антиклиналей во Французской Юре, где выходит каменная соль (г. Сален и др.). В классическом типе — это соленосная лагунная формация, состоящая из пестроцветных мергелей, доломитов, известняков, пластов гипса, ангидрита и песчаников с растительными остатками. Мощность формации достигает 450 м. В отдельных местах в кейпере встречается соль.

Главную часть Юрских гор составляют породы ниже-, средне- и верхнеюрского возраста, которые полно развиты, дробно расчленены и достаточно хорошо описаны М. Жинью (1952). «Весь остов складчатой Юры, — пишет М. Жинью (стр. 322), — сложен известняками лузитана — кимериджа — портланда; сложенные ими крутые высоты образуют гребни, возвышающиеся над узкими ущельями, в то время как оксфордским мергелям соответствуют травянистые ложбины».

В целом разрез юры Юрских гор сложен в основном карбонатными породами общей мощностью несколько сот метров, принадлежащими к платформенному типу. Если говорить о палеогеографии, то в триасе Европа была обширной пустыней, усеянной лагунами, в пределы которой в среднем триасе вторглось море (раковинный известняк).

В юре в основном было море, а «к концу юрского периода, — заключает М. Жинью (стр. 324), — Юрские горы следует представлять себе как равнину, ограниченную с юго-востока полосой рифов... Позади рифов располагаются обширные пербекские лагуны, либо засоленные, либо пресные. Севернее этих лагун собственно Парижский бассейн был уже полностью континентальным и приподнятым».

Упомянутые М. Жинью рифы располагаются на границе платформы с Альпийской геосинклинальной областью, подобно тому, как это имеет место на западе Залаирского синклинория на Южном Урале. Обращаем на это внимание для того, чтобы противопоставить такие рифы тем, кото-

рые нередко вытягиваются узкими полосами на границе платформ и краевых прогибов.

После кратковременного поднятия в конце юрского времени в Юрских горах отложились морские мелководные известняки различных типов, отчасти мергели и, наконец, песчаники нижнего мела. Имеются признаки, указывающие на то, что и в верхнем мелу Юрские горы были залиты морем. Далее в разрезе Юрских гор развиты миоценовые отложения, представляющие исключительный интерес для выяснения их истории. Они сохранились в синклиналих складках.

Миоцен начинается породами аквитанского яруса, которые, согласно А. Гейму (Heim, 1919), представлены пестрыми песчаниками и мергелями, частично с гипсом, общей мощностью 800—900 м. Они образовывались в морских, озерных и солоноватоводных условиях. Выше лежат породы, образующие морскую молассу. В их числе ракушечные песчаники бурдигала мощностью 25 м и различные конгломераты, пески и зеленые мергели виндобона мощностью 140 м. Разрез миоцена заканчивается отложениями верхней пресноводной молассы, включающей тортон и сармат, где распространены известняки, пудинговые конгломераты (нагельфлю), брекчии, различные мергели, глины и лигниты. Мощность этой части разреза 220 м. Из приведенного описания видно, что особо существенной разницы в строении молассы Юрских гор и предальпийской не наблюдается. Юрские горы в миоцене покрывались осадками, составляя единую зону седиментации с краевым прогибом.

Мезозойские отложения и миоцен в Юрских горах смяты в крупные линейные складки, имеющие в поперечном сечении обычно сундучные, коробчатые формы. Но, наряду с ними, имеются и наклонные, сравнительно острые и даже выжатые складки, местами разорванные надвигами. Преобладает южный наклон таких складок.

Д. Обер (Aubert, 1949) подчеркивает значительную роль надвигов в структуре Юры. Некоторые из них, где находятся в соприкосновении породы раковинного известняка (T_2) и миоцена, достигают амплитуды 1,5—2 км. Тот же автор отмечает, что широкие сравнительно простые формы складок Юры нередко разделены узкими сильно нарушенными зонами. В плане структура Юрских гор рисуется в виде пучка складок, расширяющегося в середине и сужающегося на концах: с одной стороны у Шварцвальда, а с другой — в бассейне Роны. Осевые линии складок выгнуты в северо-западном направлении. Вся эта структура в ее южной (внутренней) части нарушена довольно крупными поперечными сбросами, рассекающими ее на отдельные сегменты.

Каков же возраст этой складчатости? А. Гейм отвечает на это следующим образом (Heim, 1919, т. 1, стр. 645): «Складчатость Юрских гор, со всеми ее надвигами и поперечными нарушениями, произошла после отложения верхней (сарматской) молассы».

Большинство исследователей сходится в том, что главные фазы складкообразования в Юрских горах относятся к предпонтическому времени и концу понта, что вполне согласуется с мощными движениями, которые происходили в это время в Альпах. Как можно было видеть выше, с этим же временем связано и формирование структуры Предальпийского краевого прогиба.

Относительно происхождения складчатости в Юрских горах имеются две основные точки зрения. Согласно одной из них, развивавшейся Буксторфом (Buxtorf, 1908), складчатость образовалась в результате скольжения мезо-кайнозойского комплекса Юры по пластичным галогенным породам среднего триаса (раковинный известняк), в связи с давлениями, шедшими из области Альп. Галогенные породы в этом случае играли роль смазки.

Другую точку зрения развивает Д. Обер. Он считает, что структурные особенности Юрских гор обусловлены скалыванием и смещением на северо-запад довольно крупных пластин герцинского кристаллического фундамента. Отражение этих смещений Д. Обер и видит в складках и надвигах мезозойской оболочки (фиг. 50).



Фиг. 50. Профиль через Юрские горы, по Оберу (Aubert, 1949).

1 — герцины; 2 — пермь; 3 — нижний триас; 4 — ангидритовая зона; 5 — верхний триас; 6 — лейас; 7 — доггер; 8 — аргов; 9 — мальм; 10 — мел; 11 — моласса.

Нами этот вопрос будет рассмотрен ниже, при изложении истории Предальпийской краевой системы в целом.

Рейнский грабен

Рейнский грабен протягивается по р. Рейну от района г. Базеля (Швейцария) до района г. Франкфурта (Западная Германия) на расстоянии около 250 км. В ширину он достигает 40 км. Грабен образовался в олигоценное время, причем на отдельных участках развитие его продолжалось и в четвертичном периоде. Стратиграфический разрез Рейнского грабена изучен при глубоком бурении на нефть и калийные соли. Нижняя часть олигоцена (саннуазский ярус) сложена мергелями до 700 м мощности, «в которых чередуются морские фации с циренами, озерные с лимнеями и лагунные с гипсом и солью»¹ (включая и калийные соли). Распространение солей показано на схеме (фиг. 51). Более высокие отложения олигоцена (хаттский ярус — рупель) представлены морскими сланцами с остатками рыб, мергелями и слюдыстыми песчаниками, мощностью свыше 500 м. Верхний олигоцена сложены озерными мергелями (верхний хатт — аквитан). Бурением в Карлсруэ (Schad, 1953) установлена их мощность 965 м, а общая мощность отложений олигоцена здесь 2040 м. В других разрезах он достигает 3 и даже 4 км.

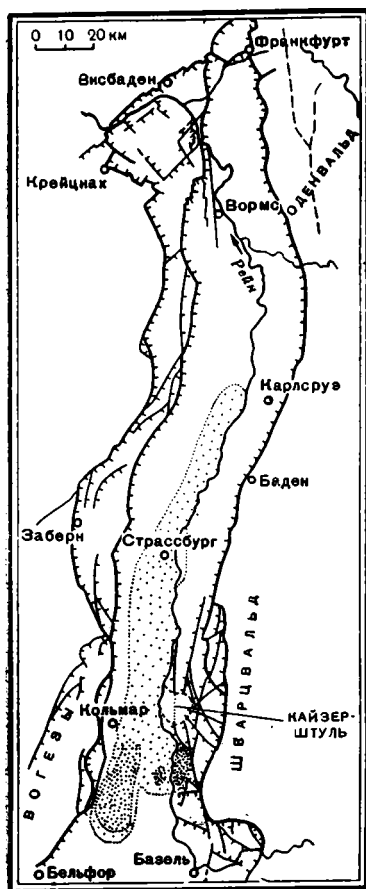
Дорн (Dorn, 1951) отмечает, что если в нижнем и среднем олигоцене наибольшее опускание имело место в южных районах Рейнского грабена, то, начиная с верхнего олигоцена, максимум опускания перемещался к северу. Миоцен и плиоцен в Рейнском грабене представлены рыхлыми обломочными породами. Мощность этих отложений увеличивается в средней части грабена, достигая там 1500 м, и уменьшается к краям.

История осадконакопления в Рейнском грабене показывает, что отдельные его части — блоки — претерпевали дифференцированные движения в процессе развития структуры. В современном виде структура Рейнского грабена представляет собой сложную систему крупных продольных сбросов, либо вертикальных, либо круто наклоненных к средней части грабена (фиг. 52). Их амплитуда иногда превышает 2 км. Имеются и поперечные нарушения, но незначительные.

Таким образом, время развития Рейнского грабена совпадает с таковым Предальпийского краевого прогиба и Ронского грабена.

¹ М. Ж и н ь ю, 1952, стр. 459.

Интересно отметить, что линии разломов Рейнского грабена не кончаются у края складчатой Юры, а прослеживаются далее на юг, в направлении, поперечном складчатости (Дорн, 1951, стр. 330).



Фиг. 51. Карта Рейнского грабена, из книги Дорна, 1951

Редкие точки — распространение каменной соли; частые точки — распространение олигоценых калийных солей.

Тектоническая история Предальпийской краевой системы

Перейдем к рассмотрению истории Предальпийской краевой системы в целом. Как было видно, она состоит из четырех крупных структурных элементов: Предальпийского краевого прогиба, поднятия Юрских гор, Ронского грабена и Рейнского грабена. Общим для всех этих структурных элементов является их сходная история в эпоху замыкания геосинклинали Альп и становления складчато-покровной структуры последних. Это была эпоха весьма продолжительная, охватившая олигоценное и миоценовое время. В пределах каждого из упомянутых выше элементов как в олигоцене, так и, в особенности, в миоцене происходило накопление осадков в основном молассового типа. В то же время между этими элементами, а также внутри них устанавливается различие фаций и мощностей. Оно указывает на некоторые различия в тектонических и палеогеографических условиях в разных частях краевой Предальпийской системы.

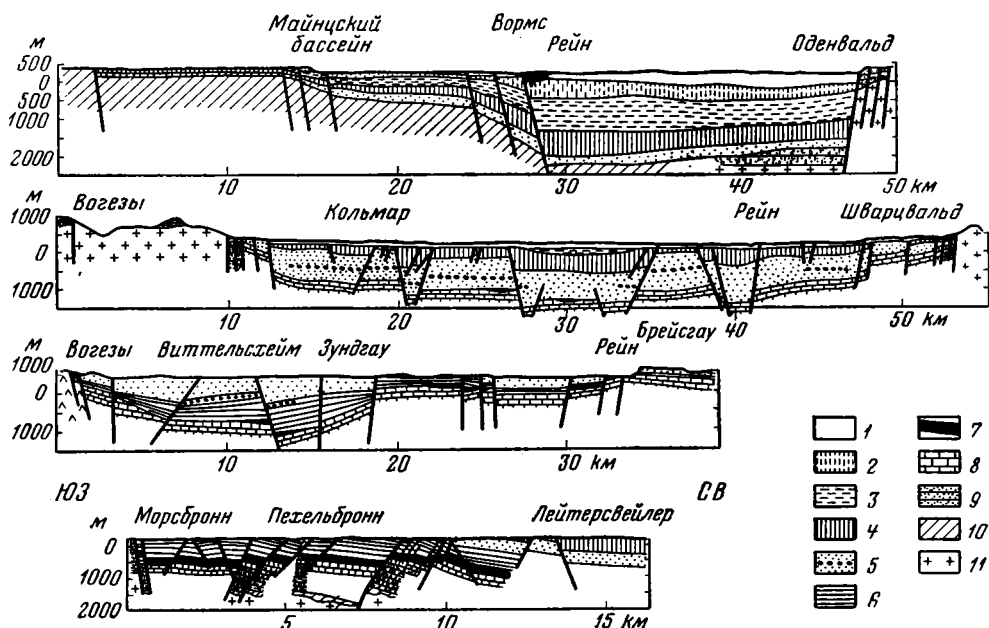
В числе основных формаций в Предальпийской краевой системе могут быть выделены: различные сероцветные моласы, морские, континентальные и смешанные, шпировая пестроцветная карбонатная формация и соленосная формация Рейнского грабена.

Зарождение краевой системы Альп связывается с концом эоценового времени, когда по периферии геосинклинальной зоны образовалась система крупных рас-

колов. Одна группа разломов прошла вдоль полосы сочленения Альп с примыкающей к ним с севера эпипалеозойской платформой. Это продольная система расколов. Другая группа разломов простирается в поперечном направлении — это разломы Ронского и Рейнского грабенов. Кроме того, отражением таких разломов являются поперечные нарушения в Юрских горах, параллельные ронским и рейнским направлениям, а также сбросы в Предальпийском прогибе в районе Боденского озера. В совокупности упомянутые поперечные разломы представляют очень значительное по масштабам тектоническое явление. Структурное положение поперечных разломов весьма характерно: они лежат против резкого изгиба Альпийской дуги (и в частности ее «кристаллической оси»), где меняется простираание Альп с субширотного на субмеридиональное. Возникает естественное предположение о связи образования поперечных расколов с мощным давлением, направленным из

глубин складчатой области (фиг. 53). Давление это было нормальным по отношению к юго-восточному краю кристаллического массива Центральной Франции. Являясь жестким упором, этот массив под воздействием направленного давления и обусловил возникновение сколов, параллельных его краю. Отчасти и сам край Центрально-Французского массива был разрушен, и там образовался Ронский грабен.

Такой же механизм образования имел место и в случае Рейнского грабена. Однако раскалыванию ранее единого кристаллического массива



Фиг. 52. Профили через Рейнский грабен, из книги Дорна, 1951

1 — делювий и аллювий; 2 — плиоцен; 3 — миоцен; 4 — верхний олигоцен; 5 — средний олигоцен; 6 — нижний олигоцен; 7 — эоцен; 8 — юра; 9 — триас; 10 — красный лежень; 11 — фундамент.

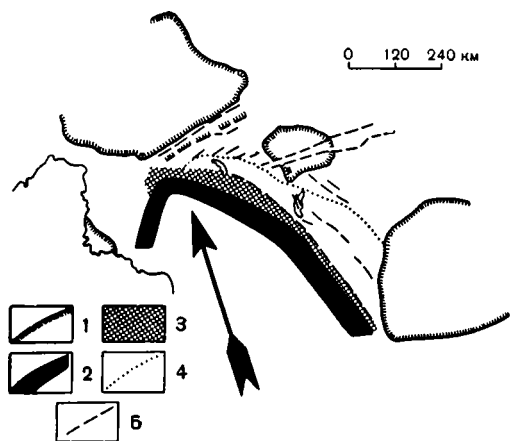
Вогезы — Шварцвальд способствовало, кроме того, наличие определенной ослабленной зоны, прорезающей северную Европу от грабена Осло к Рейну. Там, где влияние Центрально-Французского массива не ощущалось, т. е. к востоку от Боденского озера, поперечных расколов не возникало. Не дал таких расколов и Чешский массив, поскольку его край примерно параллелен главному вектору альпийского давления. Здесь только расширился краевой прогиб.

Таким образом, первая фаза развития Предальпийской краевой системы характеризуется образованием крупных расколов периферии складчатой области, поперечных и продольных.

Следующий этап истории краевой системы отвечает времени олигоценово-миоценового осадконакопления (фиг. 54).

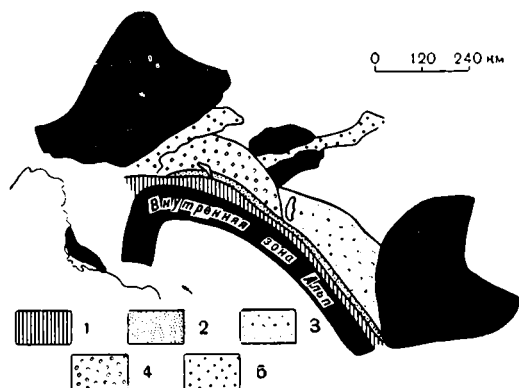
Наиболее равномерно осадконакопление происходило в грабене Роны и в Предальпийском краевом прогибе. В южногерманской части прогиба при этом происходило перемещение оси в направлении на север и впадина соответственно расширялась. Эта часть прогиба лежит на плите с палеозойским дислоцированным основанием и мезозойским платформенным чехлом. Швейцарская часть прогиба оставалась примерно в одних и тех же рамках, причем Юрские горы были как бы ее внешней зоной. Олигоценные отложения на их территории были сильно редуцированы, либо

их вовсе не было. Что касается миоцена, то он развит достаточно полно, причем мощности его уменьшаются на север. Осадконакопление в Рейнском грабене происходило неравномерно и зависело от движения отдельных блоков, составляющих его структуру. К концу миоцена осадконакопление прекратилось и начался третий этап истории краевой Предальпийской системы — складчатость и общее поднятие. Значительная



Фиг. 53. Система разломов в краевой Альпийской системе, возникшая в олигоцене.

1 — ограничения кристаллических массивов платформ; 2 — Внутренние Альпы; 3 — Субальпы; 4 — внешняя граница Предальпийского краевого прогиба; 5 — разломы. Стрелкой показано направление главного давления из глубин складчатой области.



Фиг. 54. Области осадконакопления в краевой Альпийской системе в олигоцене — миоцене.

1 — Субальпы, частично вовлеченные в опускание. Области осадконакопления в краевой Альпийской системе: 2 — на субальпийском основании; 3 — на мезозойской плите; 4 — Юрских горах; 5 — в грабенах.

складчатость проявилась в узкой полосе краевого прогиба, прилегающей к Альпам, что вполне закономерно. К северу от этой полосы, в южно-германской части прогиба, складки не прослеживаются, а развиты преимущественно продольные сбросы.

В швейцарской части прогиба выявляется явственно складчатое строение, причем интенсивность складчатости возрастает не только в предальпийской полосе прогиба, но и близ Юрских гор, правда — в меньшей степени. Этому же времени (конец миоцена) отвечает также основная складчатость Юрских гор.

С чем же связано образование складчатости в Юрских горах? В этом отношении необходимо учитывать ряд обстоятельств. Прежде всего, юрские складки возникли в тектонически ослабленном районе, который был подвергнут дроблению в первую фазу развития Предальпийской краевой системы. Кроме того, эти складки располагаются, в общем, в районе резкого изгиба Альпийской дуги, где должна была происходить разрядка напряжений, направленных из складчатой области. Наконец, дислоцированная зона Юрских гор лежит между двумя выступами кристаллических пород: Центрально-Французским массивом (с его Ронским блоком) с одной стороны и Вогезами и Шварцвальдом — с другой. Все это факторы, благоприятствовавшие образованию складчатости. Непосредственной предпосылкой ее, очень возможно, были косые сколы с последующими перемещениями блоков в палеозойском складчатом фундаменте, как это думает Д. Обер (Aubert, 1949). Возможно, что при этом сыграли также роль и пластичные галогенные породы среднего триаса, обусловившие дисгармо-

нию складок, на что после Буксторфа (Buxtort, 1908) обращали внимание многие исследователи. Локализация складчатости в районе Юрских гор в некоторой мере может быть связана и с особым характером ее палеозойского фундамента. Косвенным указанием на это является несколько большая подвижность этой территории в мезо-кайнозое, чем, например, южногерманской плиты. Вероятно, здесь палеозойский фундамент оказался более податливым. Основываясь на морфологических признаках складок, можно предполагать, что и швейцарская часть краевого прогиба лежит на аналогичном палеозойском основании.

Из изложенного следует, что Юрские горы можно рассматривать как своеобразный выступ основания краевого прогиба, со складчатостью, синхронной основным деформациям в краевом прогибе.

Предальпийская же краевая система в целом характеризует тип краевых структур, которые развиваются на эпигерцинских платформах с широким распространением кристаллических выступов вблизи края складчатой области.

На прямую связь между собой всех описанных выше единиц Предальпийской краевой системы указывает также третичная история Альп. Согласно выводам М. Жинью, осадконакопление в Альпийской геосинклинали заканчивается в конце эоцена. Поднятие внутренней части Альп и «окончательное формирование крупных покровов» (1952, стр. 475) имели место в начале олигоцена, т. е. тогда, когда началось развитие предальпийских прогибов. В миоцене формировались швейцарские гельветские покровы и субальпийские складки Франции.

4. ГЕРЦИНСКИЕ КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Мощные герцинские складчатые сооружения Западной Европы отделены от примыкающей к ним с севера платформы (европейские каледониды) целой системой краевых прогибов, вытянутых в широтном направлении от Уэльса на западе до Рура на востоке. Краевые прогибы прослеживаются и далее на восток, на территорию Польши (Силезия), а затем и в пределы СССР, где к ним принадлежит Вислинский (Львовский) краевой прогиб. Последний, однако, существенно отличается от краевых прогибов Западной Европы в связи с тем, что располагается на окраине докембрийской платформы, а не каледонской.

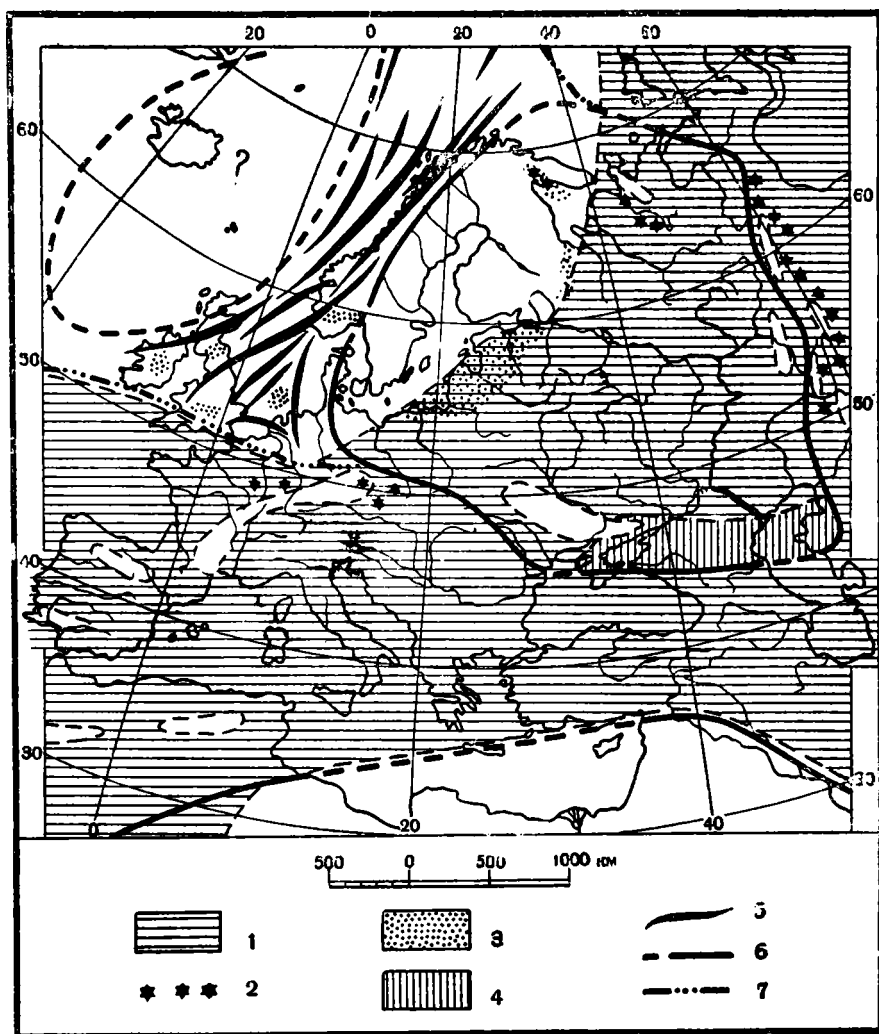
С юга система краевых прогибов ограничена Рено-Герцинской зоной складчатости, простирающейся от Арденн к Гарцу.

А. Н. Мазарович указывает, что «в Рено-Герцинской зоне ... развиты громадной мощности нормальные осадочные породы, с которыми связаны покровы основных эффузивов, свидетельствующие о крупном погружении геосинклинальной зоны» (1952, стр. 87). «Складчатость зоны очень интенсивная; особенно резко она выражена на периферии Брабантского массива, где развились крупнейшие надвиги и шарьяжи, почти полностью перекрывшие предгорный прогиб» (там же).

Наиболее ранние тектонические движения герцинской эпохи складчатости происходили здесь в конце девона и начале карбона (бретонская фаза). Однако главное значение имели движения на границе нижнего и среднего карбона (судетская фаза), с которыми связано внедрение в развившуюся складчатую структуру крупных масс основных и кислых интрузий, с одной стороны, и развитие краевого прогиба и межгорных впадин, с другой (фиг. 55, 56).

С севера система краевых прогибов окаймляется платформой каледонского возраста, отдельные участки которой подняты (Брабантский массив), другие — опущены.

В систему краевых прогибов Рено-Герцинской складчатой зоны входят угольные бассейны Уэльса, Динанта, Намюра, Рура и др.



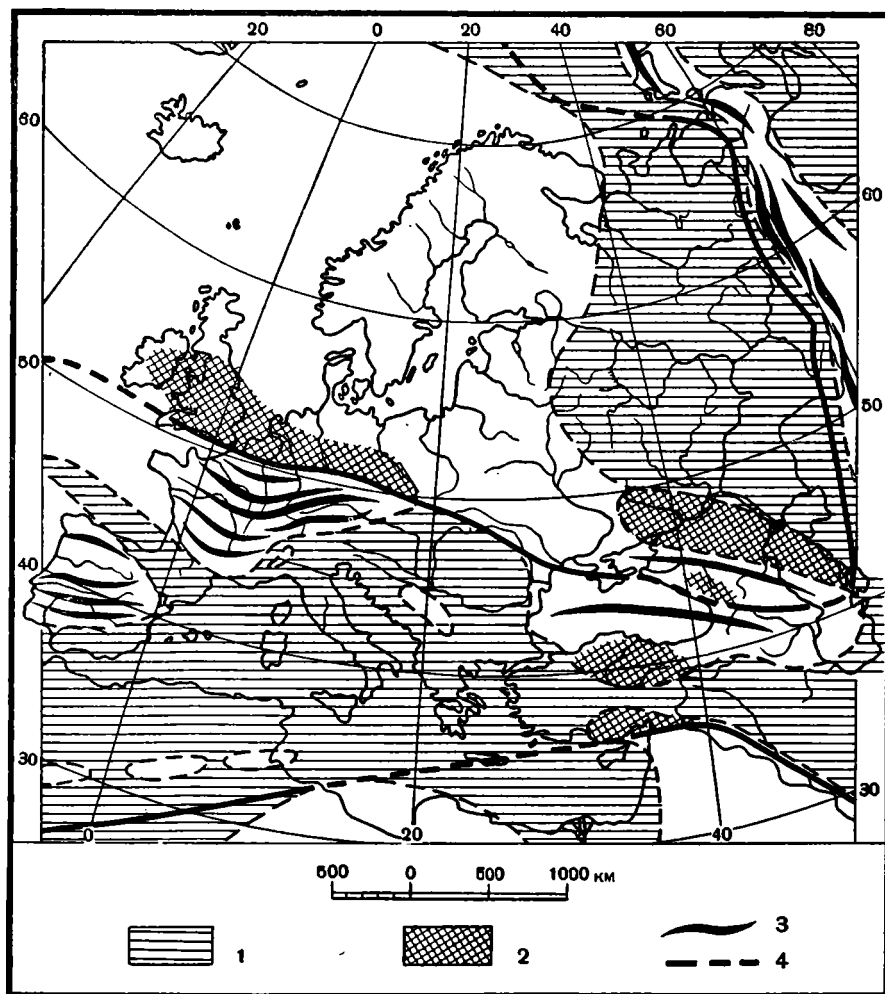
Фиг. 55. Палеогеография Европы для верхнедевонской эпохи, по Н. М. Страхову.

1 — море; 2 — вулканические излияния; 3 — красноцветные континентальные отложения; 4 — Донецко-Мангышланский прогиб; 5 — горные цепи; 6 — границы платформ; 7 — границы каледонид.

Формирование угленосной формации почти всюду начинается со среднего карбона. В это время углеобразование захватило сразу огромную площадь периферии складчатой зоны, где развивался краевой прогиб. Ю. А. Жемчужников (1955) указывал, что в промышленных странах Западной Европы из среднекаменноугольных отложений добывается 80—90% каменных углей от общей добычи.

Все угли краевых прогибов принадлежат паралическому типу, на что указывает присутствие в угленосной толще прослоев известняков с морскими ископаемыми.

Наиболее раннее появление угленосной формации (с намюрского времени) отмечается в Рурском бассейне, при этом, как считают некоторые авторы (Жемчужников, 1955), Рено-Герцинская зона в эту эпоху не представляла собой горного сооружения.



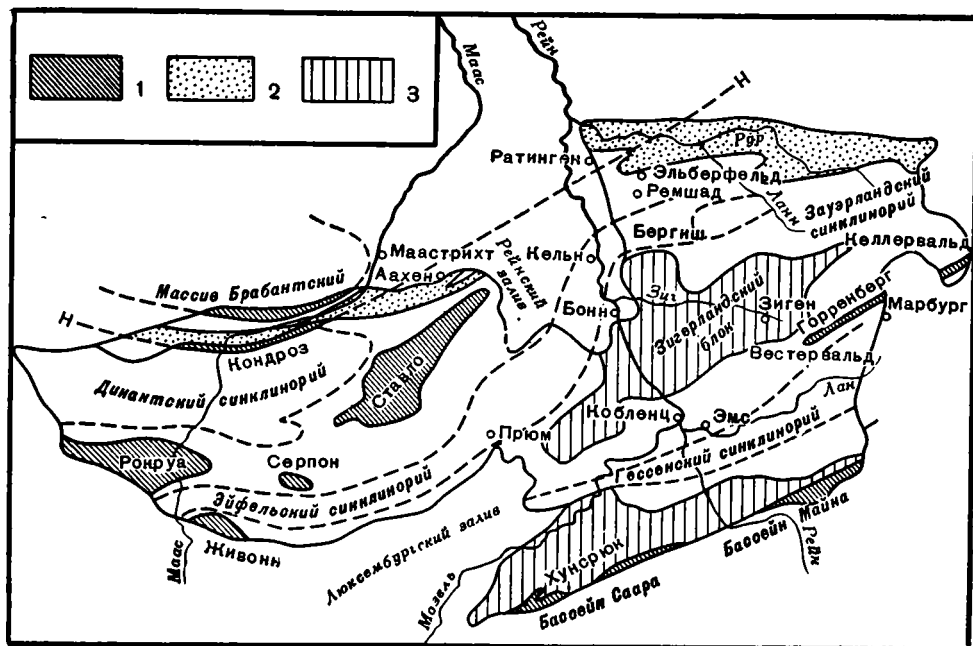
Фиг. 56. Палеогеография Европы для верхнекаменноугольной эпохи, по Н. М. Страхову.

1 — море; 2 — угленосные отложения; 3 — горы; 4 — границы платформ.

Краткое описание геологического строения и тектонического положения краевых прогибов герцинид Европы мы дадим главным образом на основе сводок М. Жиньё (1952) и С. Бубнова (1935).

Рассмотрим строение области, располагающейся между Арденнами и Брабантским массивом (фиг. 57). В южной части этой области находится Динантский прогиб, в северной — Намюрский. Они разделены узким сорванным антиклинальным поднятием Кондроз, сложенным породами нижнего палеозоя и круто надвинутым на южное крыло Намюрского прогиба (фиг. 58). Собственно Динантский бассейн прослеживается в длину на 150 км, однако западное его окончание неясно из-за перекрытия отложениями мезозоя, выполняющими Парижский бассейн. Ширина Динант-

ского прогиба около 40 км. Намюрский прогиб имеет вдвое меньшую ширину, но по простиранию он прослеживается на еще более значительное расстояние. Окаймляющий эту систему с юга Арденнский антиклинорий сложен главным образом девонскими образованиями, среди которых местами выходят нижнепалеозойские кремнистые сланцы, аспидные сланцы, кварцито-песчаники и другие породы. Девон ложится на более древние образования несогласно. Представлен он, как увидим ниже, преимущественно обломочными формациями, которые достигают мощности,



Фиг. 57. Схематическая карта крупных структурных единиц Рейнских сланцевых гор, в основном по С. Бубнову (из кн. М. Жинью, 1952).

1 — кембро-силурийские массивы; 2 — угленосные бассейны; 3 — массивы, возникшие в нижнем девоне; Н—Н—линия, к северу от которой живецкие отложения залегают трансгрессивно непосредственно на кембро-силурийских.

исчисляемой многими тысячами метров. Тектоническое строение антиклинория очень сложное. На фоне относительно крупных поднятий и прогибов здесь распространены интенсивные складчатые структуры более мелких порядков, осложненные нередко разрывами. Для более правильного анализа тектонического положения краевых прогибов необходимо подробнее остановиться на строении девонских отложений края.

Их классический разрез находится на южном крае Динантского прогиба (долина Мааса). В основании здесь лежат базальные конгломераты и аркозы жединского яруса. Выше располагаются пестроокрашенные и зеленые глинистые сланцы, прослеживающиеся, между прочим, на запад до юго-восточной Англии. Далее выходят на поверхность породы кобленцкого яруса. Они представлены песчаниками, граувакками, глинистыми сланцами, местами филлитами, реже красными сланцами и другими породами. Упомянутые отложения сменяются сланцами с линзами известняков эйфеля; затем следуют известняки живета и далее — мергели, сланцы и известняки франского яруса и сланцы (глубоководных фаций) фамена.

Таким образом, в нижнем девоне описываемого района широко развиты песчаные породы, в среднем — известняки, а в верхнем — сланцы глубоководного типа. В глубь Арденн, в Эйфельском синклинории, нижний девон представлен главным образом сланцами, которые местами достигают мощности 9 км. Наоборот, к северу от описанного выше разреза Мааса (на северном крыле Динантского прогиба) девон становится более песчаным, мелководным или даже континентальным. При этом разрез его делается менее мощным и менее полным. Большое развитие в нижнем



Фиг. 58. Профиль между Бранбантийским массивом и Эйфельским синклинорием, по Г. Ватерло.

1 — эоцен; 2 — юра; 3 — верхний карбон (вестфаль и намюр); 4 — нижний карбон; 5 — верхний девон; 6 — средний девон; 7 — нижний девон; 8 — силур; 9 — средний кембрий; 10 — нижний кембрий; 11 — разрывы.

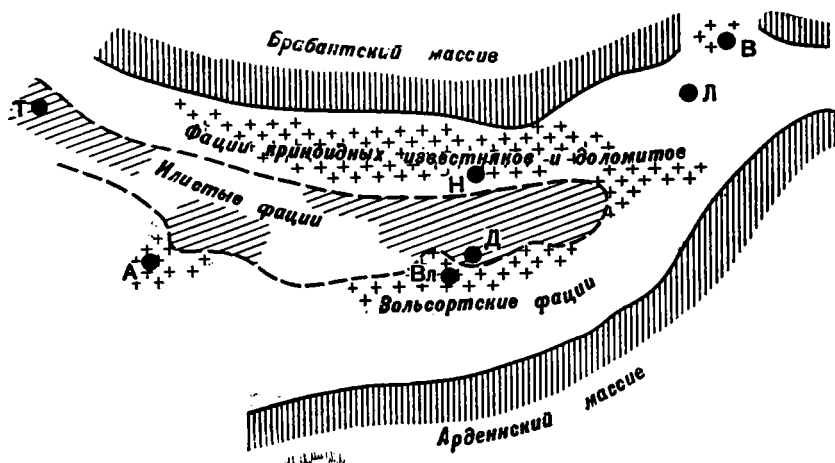
и отчасти среднем девоне здесь получают красные сланцы, песчаники и конгломераты. Верхняя часть фауны представлена так называемыми «псаммитами Кондроза». Еще далее к северу, в Намюрском бассейне, нижний девон отсутствует. В основании девона здесь лежат базальные конгломераты, а затем песчаники и сланцы эйфеля мощностью немного более 50 м. Мощность живета всего 50—100 м. Верхний девон представлен теми же породами, что и по северному краю Динантского прогиба, но и он сокращен в мощностях.

На северном крыле Намюрского прогиба (по окраине Бранбантийского массива) из разреза выпадает не только нижний девон, но и эйфель. Девон начинается здесь базальными конгломератами Альво, выше которых лежат живетские известняки со стрингоцефалами.

Как заключает Жинью (1952, стр. 121): «эти изменения фаций группируются закономерно... Арденны находились у самого южного края обширного пустынного континента древнего красного песчаника, на котором располагались лагуны; в нижнем девоне море, к югу все более и более глубокое, занимало лишь область, ставшую впоследствии Динантским бассейном. Затем море, перейдя зону Кондроз, в среднем девоне захватило Намюрский бассейн, чтобы в конце концов в верхнем девоне дойти до Бранбантийского массива». Следовательно, Арденны представляют собой герцинский антиклинорий, развившийся во внутренней (относительно) части палеозойской геосинклинали, имеющей в основании каледонскую складчатую структуру. Динантский прогиб своим южным крылом лежит в пределах внешней зоны этой геосинклинали, причем каледонская структура в основании последней была в целом более жесткой и менее прогибалась, чем в Арденнах. Строение северного крыла Динантского прогиба показывает, что в девонское время эта область представляла собой по существу платформенную структуру. Целиком на каледонской платформе расположен Намюрский бассейн.

Нужно сказать, что анализ строения и распределения нижнекаменноугольных отложений в области не вносит изменений в изложенные представления о строении основания.

Область, занимаемая обоими угольными бассейнами, в эпоху нижнего карбона представляла собой единый прогиб, окаймленный с юга Арденнским поднятием, а с севера Брабантским массивом. Распределение фаций в эту эпоху иллюстрируется схемой, заимствованной из книги М. Жинью (фиг. 59, стр. 179). Поясняя схему, М. Жинью пишет: «...на ней видно,



Фиг. 59. Схема распределения фаций каменноугольных известняков (в частности на границе турне и визе) во Франко-Бельгийском бассейне (упрощено), из кн. М. Жинью, 1952.

Т — Турне; А — Авен; Вл — Вольсорт; Д — Динант; Н — Намюр; Л — Льеж; В — Визе.

что зона илистых фаций располагается в центральной части морского рукава, вероятно неглубокого, но непрерывно прогибавшегося, что доказывается большими мощностями динанта¹» (стр. 178). Арденны и Брабантский массив «по-видимому, временами частично возвышались над уровнем моря» (там же), о чем говорит, в частности, наблюдаемое в ряде мест по краю массива трансгрессивное залегание визейских отложений и даже намюра на более древних образованиях. Насколько можно судить, в нижнем карбоне между Арденнами и Брабантским массивом существовал прогиб платформенного типа.

Перейдем к краткой характеристике среднекаменноугольных отложений, которые отражают главную эпоху в развитии описываемых краевых прогибов. Выше отложений динанта здесь следуют сланцы и песчаники намюра, перекрываемые продуктивной угленосной свитой среднего карбона, состоящей из сланцев, песчаников и углей. Среди пород, слагающих формацию, в нижней части разреза содержатся иногда прослои с морской фауной. Угольные пласты развиты в более высоких частях разреза. Мощность их колеблется от 10 см до 1,6 м.

Особенно широким распространением угленосная формация пользуется в Намюрском прогибе; что касается Динантского бассейна, то, благодаря тому, что он более высоко поднят, угленосные толщи в нем сильно размыты. Общая мощность формации в Намюрском прогибе (по С. Бубнову, 1935) составляет 2900—3000 м. В сторону Брабантского массива мощности уменьшаются. Меняются они и по простиранию прогиба. Так, например, верхняя свита угленосного разреза выклинивается на восток, а нижняя, наоборот, — на запад.

¹ Нижний карбон.

Замыкание обоих прогибов и главная складчатость произошли в них после образования угленосной формации, т. е. в верхнекаменноугольное время. Складчатость эта резко разграничила Динантский и Намюрский бассейны, между которыми возникла сорванная антиклинальная структура Кондроз. Эта последняя надвинулась на южное крыло намюрского прогиба. Имеются данные относительно складкообразования еще в период формирования угленосной формации. К их числу М. Жинью и ряд других западноевропейских геологов относят тот факт, что в нижних горизонтах угленосных отложений складки более резки, чем в верхних. Да и антиклиналь Кондроз, как показывают конгломераты, образовавшиеся в результате ее разрушения, начала развиваться, несомненно, также в среднем карбоне. Верхнекаменноугольная складчатость в Намюрском бассейне привела к образованию весьма сложной и характерной структуры, которая представляет собой систему резких складок, опрокинутых в сторону Брабантского массива, разорванных разломами с плоскостями наклона на юг. В целом структура Намюрского бассейна очень сжата. Поверх этой структуры «как во Франции, так и в Бельгии, встречаются массы, переброшенные через угленосный бассейн или лоскуты покровов» (Жинью, 1952, стр. 184). Они являются остатками шариажа Кондрозской антиклинали, амплитуду которого Фурмарье оценивает приблизительно в 40 км.

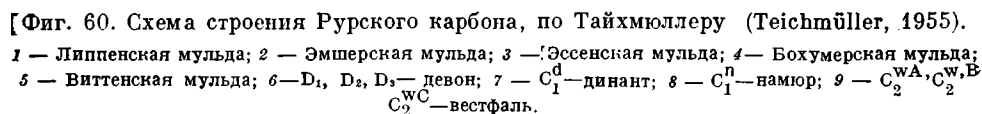
Что касается Динантского прогиба, то он также обладает сложной складчатой структурой. По С. Бубнову (1935), прогиб заполнен сильно сжатыми складками, которые как по северному, так и по южному крылу часто наклонены в сторону центральной зоны. «Падение северного крыла очень крутое с флексуроподобными ступенчатыми складками, которые могут оканчиваться крутыми надвигами» (стр. 313—314). Похожие ступенчатые складки имеются и на южном крыле прогиба.

«Таким образом, — заключает Бубнов, — структура более или менее симметричная и напоминает скорее южную мульдугу Эйфель, чем Намюрскую мульдугу» (там же).

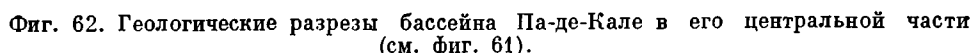
Дополним краткую характеристику тектонических форм некоторыми данными в отношении Льежского бассейна, лежащего к востоку от Намюрского прогиба.

На южной окраине Льежского бассейна Граулих (Graulich, 1954) описывает сложную покровную структуру. Она состоит из тектонической единицы Жерве, перекрытой с юга Кондрозским шариажем. Движение масс, имеющее, по мнению того же автора, большую амплитуду, происходит в направлении на северо-запад. Массив Жерве, полого шарьированный на автохтон синклинали, выполненной каменноугольными отложениями, отличается от нее по своей истории. В течение динанта и намюра он испытывал значительные седиментационные перерывы. Описывая строение района холмов Эсне, к югу от Льежа, Беммелен (Bemmelen, 1953—1954) отмечает наличие здесь сильно сжатой, осложненной разрывами складчатой структуры, с формами, резко наклоненными на север. В строении разреза принимают участие породы среднего и верхнего девона. Интересно указание автора на то, что отдельные разрывные нарушения образовались значительно позже основной фазы складкообразования, после эрозии крепких пород, ранее препятствовавших образованию этих разрывов. Сложность внутренней структуры краевых прогибов Западной Европы можно было бы проиллюстрировать и на ряде других примеров. Весьма отчетливо она выявляется в Рурском бассейне (фиг. 60), хотя надо оговориться, что строение северного крыла этого прогиба в литературе освещено не полно. Характерен пример тектонической структуры Валансьенского бассейна, лежащего в районе франко-бельгийской границы. Для иллюстрации ее мы ограничимся рисунками этой структуры в пла-

Изложенные данные свидетельствуют о том, что в эпоху складчатости и горообразования герцинид Западной Европы перед их фронтом



1 — угли азотные и жирные дляннпламенные (летучих больше 26%); 2 — угли жирные — коксовые (летучих 18—26%); 3 — угли полужирные и тощие (летучих меньше 18%); 4 — южный надвинутый массив (чешуя Дурж); 5 — основные нарушения; 6 — девонские отложения; 7 — династские известняки.



образовался значительный по размерам прогиб, в котором происходило накопление мощных обломочных толщ с углями.

Весь этот комплекс среднекаменноугольных отложений принадлежит к типу параллических моласс. Этот тип моласс был описан Н. С. Шатским

(1955.) следующим образом: «В описываемой формации континентальные отложения чередуются с морскими, лагунными и прибрежными, выраженными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, нередко известковыми; изредка морские слои представлены известняками и мергелями. Эти отложения содержат прекрасно сохранившуюся морскую фауну, в частности богатую фауну брахиопод» (стр. 52).

Такая формация в Западной Европе является угленосной. Она типична для краевых прогибов герцинского цикла складчатости.

В Рено-Герцинской складчатой зоне осадконакопления в эпоху развития формации, за исключением межгорных впадин (Саарская и др.), не происходило. Она была областью размыва.

В заключение подчеркнем, что структура рассматриваемого краевого прогиба весьма своеобразна. В его поперечном разрезе севернее Арденн выделяются две впадины — Динантская и Намюрская, разделенные высокоподнятой сорванной антиклинальной складкой, шарьированной на север. Развитие этого Центрального антиклинального гребня — шарьяжа вызвало весьма резкие и своеобразные нарушения во впадинах, которые он разделяет. Одна из этих впадин является по отношению к шарьяжу — фронтальной, а другая располагается у него в тылу. Кроме того, различие в характере тектонических нарушений обеих впадин связано, несомненно, с их предшествующей историей тектонического развития. Район Динантского бассейна, как это отмечал С. Бубнов, достаточно тесно был связан с развитием внешней полосы Рено-Герцинской зоны, откуда и возникли в структуре бассейна некоторые черты, свойственные этой зоне. Район Намюрского бассейна сопряжен с Брабантским массивом — весьма консолидированной глыбой каледонид.

Отмеченные структурные особенности не являются характерными для краевых прогибов, обладающих внешней и внутренней зонами с соответствующими типами дислокаций. Прогибы, в которых выделяются обе указанные зоны, лежат по окраинам докембрийских платформ. Описанные же нами бассейны лежат на платформе каледонского возраста, более подвижной, чем древние платформы. По-видимому, в этом и заключается причина их структурного своеобразия.

5. О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ ИНДОСТАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Область, располагающуюся между докембрийской платформой Индостана и горной системой Гималаев, после Э. Зюсса и затем Д. Вадиа (1939), рассматривают обычно в литературе как краевой прогиб.

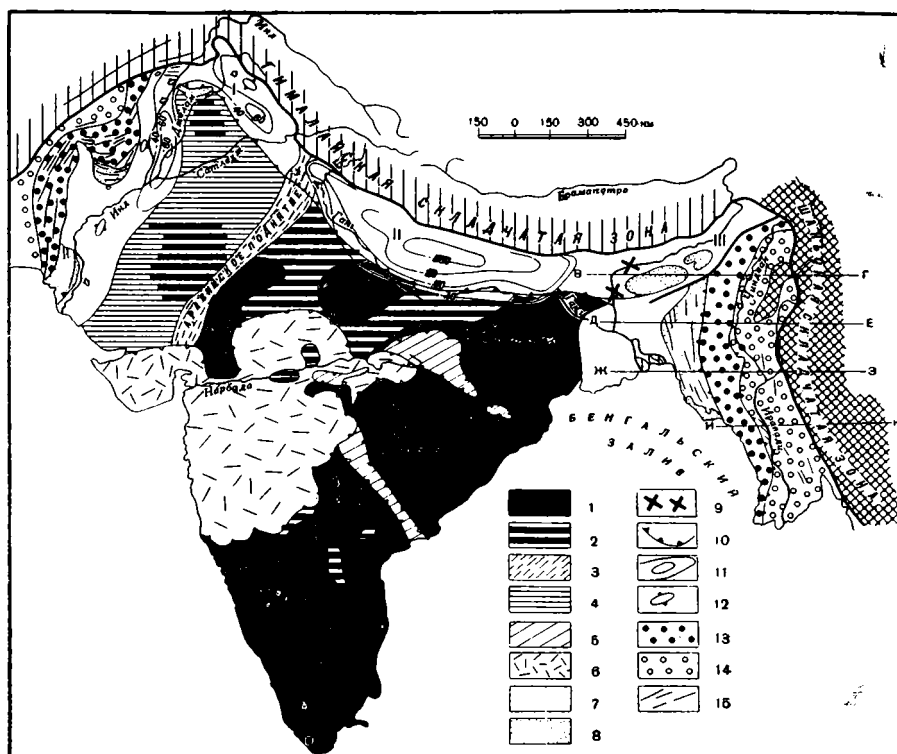
Из наиболее новых работ, освещающих геологию Предгималайского прогиба, занимающего территории северной Индии, а также Пакистана и Бирмы, важнейшими являются книги Кришнана (Krishnan, 1953, 1954), Вадиа (Wadia, 1953) и Чиббера (Chibber, 1934).

В отечественной литературе упоминания о тектоническом строении интересующей нас области имеются в работах М. В. Муратова (1951 и др.¹), А. В. Кучапина (1953), А. А. Богданова (1955), В. М. Силицына (1955), Н. А. Беляевского (1956) и в ряде общих обзорных исследований по исторической геологии и общей тектонике.

Для изучения геологического строения Индии и прилежащих стран большой интерес представляют геологическая карта Евразии масштаба 1 : 6 000 000, изданная под редакцией Н. С. Шатского, а также геофизические данные в работах Гленни (Glennie, 1932), Эванса и Кромптона (Evans a. Crompton, 1946), Е. Н. Люстиха (1948) и П. Н. Кропоткина.

¹ В частности, в предисловии и примечаниях к русскому переводу кн. Кришнана «Геология Индии и Бирмы».

Геологическое строение и развитие краевых структур альпийской складчатой области на севере Индии, в Бирме и Пакистане определяется несколькими факторами. Главнейшими из них являются следующие:



Фиг. 63. Схема соотношения Индостанской платформы с прилежащими складчатыми зонами.

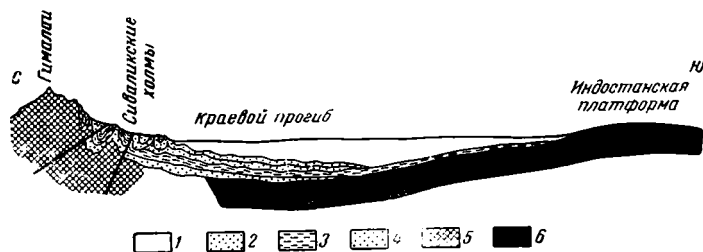
Индостанская платформа: 1 — выступы кристаллического фундамента; 2 — области неглубокого залегания кристаллического фундамента; 3 — горстовые поднятия в них; 4 — области относительно глубокого залегания кристаллического фундамента; 5 — палеозойские впадины; 6 — мезо-кайнозойские впадины. Краевые прогибы: 7 — зоны краевых прогибов; 8 — выступы их складчатого и платформенного основания; 9 — области неглубокого залегания выступов кристаллического фундамента; 10 — внешняя граница Предгималайского прогиба; 11 — изостатические аномалии (в мкг); 12 — крупные поднятия. Римскими цифрами обозначены северо-западный (I), центральный (II) и восточный (III) прогибы Предгималайского краевого прогиба. Пакистанская и Бирманская складчатые краевые системы; 13 — краевые антиклинальные зоны; 14 — внутренние синклиналильные зоны; 15 — простирации складок.

1) строение и очертание Индостанской платформы, 2) грандиозные размеры поднятия складчатых образований, лежащих к северу от платформы и входящих в горную систему Высокой Азии, и 3) крутые коленообразные повороты пояса альпийской складчатости относительно его основного, субширотного простираения. Область альпийской складчатости юга Азии (фиг. 63) окаймляется тремя краевыми прогибами: Предгималайским, Западно-Пакистанским и Восточно-Пакистанским. Два последних прогиба обладают поразительными чертами сходства.

Предгималайский краевой прогиб

Предгималайский краевой прогиб, вытянутый вдоль Гималаев, имеет огромную протяженность — свыше 2700 км. Наибольшая ширина его при этом вряд ли превышает 200 км.

На северо-западе этот прогиб простирается до р. Инда, где имеется значительное поперечное поднятие, охватывающее Сургарский хребт и другие складчатые структуры, расположенные севернее этого хребта. В этом районе Предгималайский прогиб сочленяется со структурами Западно-Пакистанского краевого прогиба, простирающегося по отношению к нему под резким углом.



Фиг. 64. Схема соотношения Предгималайского краевого прогиба с прилегающими областями. Из работы Вадиа (1937) в трактовке автора.

1 — четвертичные отложения; 2 — сиваликская серия; 3 — муррийская серия; 4 — третичные отложения; 5 — гималайский складчатый комплекс; 6 — платформенные дотретичные образования.

На востоке Предгималайский прогиб выклинивается в районе г. Дибругарх, расположенного на р. Брамапутре. Крупным разломом, имеющим северо-восточное простирание, Предгималайский прогиб отделяется здесь от структур Восточно-Пакистанского краевого прогиба.

Граница краевого прогиба с Гималаями является тектонической. Либо она выражена системой чешуйчатых надвигов, либо это крутые глубокие разломы (фиг. 64).

Южная граница прогиба менее определенна — она скрыта под чрезвычайно широким плащом современного аллювия, покрывающим равнины северной Индии. Для проведения ее имеются, однако, некоторые геофизические и геологические данные.

Предгималайский прогиб поперечными поднятиями фундамента разделяется, по крайней мере, на три крупных прогиба второго порядка: северо-западный, центральный и восточный. Первый из них отделяется от центрального прогиба погребенным поперечным поднятием, представляющим продолжение гор Аравали, сложенных докембрием. Восточный прогиб, лежащий в долине р. Брамапутры, отделен от центрального прогиба выступом докембрия, выходящим на поверхность.

Выполнен краевой прогиб, если рассматривать его в целом, мощнейшими континентальными молассами верхнетретичного и четвертичного возраста. Прогиб продолжает развиваться и в настоящее время. Более полно изучен северо-западный отрезок прогиба, включающий в себя на севере Потварское плоскогорье и Соляной кряж (фиг. 65).

Соляной кряж, протяженностью около 200 км, морфологически является продольным выступом основания краевого прогиба. В нем выходят на поверхность красноцветные соленосные породы кембрия, породы верхнего карбона, перми, триаса, юры, мела и эоцена (фиг. 66). Мощность и состав всех этих пород имеют платформенный характер. Южный (обращенный к платформе) склон Соляного кряжа в рельефе представляет собой резкий уступ, который является взбросом палеозоя над аллювиальной равниной или крутой флексурой.

Отдельные авторы полагают, что здесь имеет место даже пологий надвиг (см. фиг. 65). Северный склон поднятия Соляного кряжа погружается спокойно, образуя основание «Потварского синклиниория».

Наиболее древними породами, выполняющими Предгималайский прогиб, являются образования муррийской континентальной серии, которые представляют разновидность красноцветной молассы. Широкой полосой эти породы прослеживаются во внутренней (пригималайской) зоне прогиба, захватывая местами краевые цепи Гималаев, где принимают участие в складчатости и надвигах. С другой стороны породы муррийской серии обнажаются в Соляном кряже, где несогласно перекрывают эоцен.

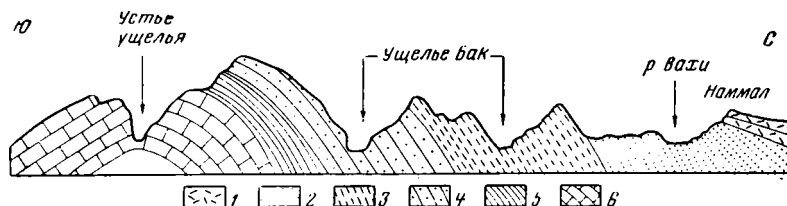


Фиг. 65. Схематический разрез через западный отрезок краевого прогиба.

Из работы Вадиа (1937) в трактовке автора.

1 — четвертичные отложения; 2 — сиваликская серия; 3 — муррийская серия; 4 — третичные отложения; 5 — гималайский складчатый комплекс; 6 — до третичные платформенные образования.

Сложены они песчаниками, лиловыми глинистыми сланцами и «псевдо-конгломератами». Возраст их бурдигал-гельветский. Это основные нефтесодержащие породы Потвара, где их мощность достигает 2400 м. В сто-



Фиг. 66. Разрез через Соляной кряж (ущелье Бак).

Из работы Кришнана (1954).

1 — четвертичные отложения; 2 — сиваликская серия; 3 — третичные отложения; 4 — юра; 5 — триас; 6 — палеозой.

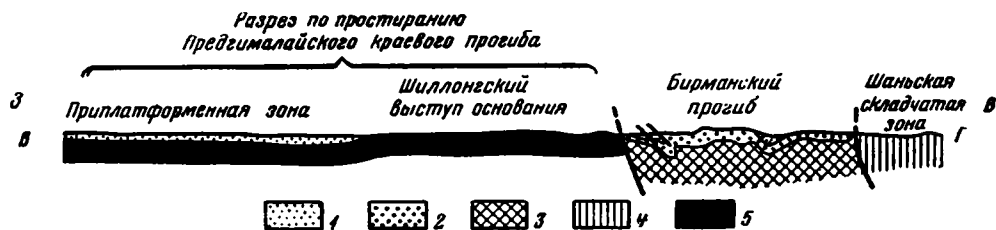
рону Соляного кряжа мощность уменьшается, составляя в его пределах около 600 м. Породы муррийской серии перекрываются континентальной, в целом сероцветной молассой сиваликской серии. По краю гор породы сивалика залегают несогласно, что соответствует главной эпохе гималайской орогении.

Сиваликская формация сложена песчаниками, конгломератами и глинистыми сланцами, имеющими в нижней части красную окраску. Среди отложений часто встречаются остатки млекопитающих, а также моллюсков, рыб и растений. Породы плохо сортированы, обычно косослоисты и имеют вид речных наносов, перенесенных стремительными потоками и отложившихся в мелководных пресных бассейнах. Большая часть пород образовалась в результате разрушения гранитов Центральных Гималаев. Возраст сиваликской серии — от среднего миоцена до нижнего плейстоцена включительно. Ее общая мощность в прогибе достигает 5000 м.

Сиваликская формация прослеживается вдоль всего Предгималайского прогиба, включая и бассейн Брамапутры. В поперечном направлении граница ее распространения неизвестна, но ряд авторов указывает, что

она простирается далеко к югу под аллювием Инда и Ганга. Во всяком случае породы этой формации известны южнее Соляного кряжа, что и указывает на более южное положение границы краевого прогиба, чем Соляной кряж.

Породы муррийской и сиваликской серий выходят на поверхность в полосе, прилегающей к Гималаям. По внешней (приплатформенной) кайме этой полосы развиты мощные четвертичные образования, известные под названием «индо-гангского аллювия». Это также сероцветная моласса, но менее грубого сложения. Породы представлены песками, илами, глинами с редкими прослоями гравия и линзами торфянистого органического вещества. Наибольшая мощность аллювия наблюдается в нескольких



Фиг. 67. Схема тектонической структуры восточной части Индии и Бирмы (линию разреза см. на фиг. 63). Из работы Эванса и Кромптона (Evans a. Crompton, 1946) с дополнениями автора.

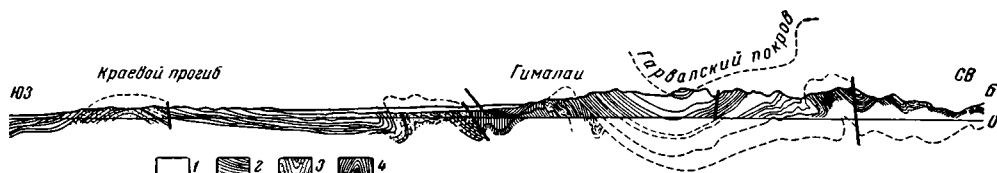
1 — четвертичные и верхнетретичные отложения; 2 — нижнетретичные отложения; 3 — до третичные образования; 4 — палеозой + мезозой; 5 — докембрийский фундамент.

километрах от гор. В бассейне Ганга (по геофизическим данным) она достигает 1800 м. Однако местами мощность значительно больше — до 3000 м. В сторону платформы мощность аллювия постепенно убывает. В наиболее южных районах аллювиальные отложения лежат совсем тонким чехлом на докембрии Индостанского щита.

Описанный тип геологического разреза характеризует, по-видимому, весь Предгималайский прогиб. Возможно только, что в восточном отрезке мощности неогена и четвертичных отложений несколько меньше, чем в более западных частях. Значительную площадь на этом участке составляют выступы докембрия, и, в частности, Шиллонгский выступ (фиг. 67), сложенный докембрийскими кварцитами, конгломератами, различными сланцами и железистыми образованиями, которые интродуцированы породами зеленокаменной формации и древними гранитами. Этот крупный докембрийский выступ представляет собой кусок древнего основания краевого прогиба, поднятый по разломам. Имеются данные, указывающие на продолжение выступа под аллювием Ганга до Индостанского щита. С другой стороны часть его уходит в северном направлении, отделяя депрессию Брамапутры, или, как говорилось выше, восточный прогиб. Принципиальное значение этого выступа важно, поскольку он показывает, что краевой прогиб может иметь в основании непосредственно породы кристаллического фундамента. Восточный прогиб как с севера, так и с юга ограничивается крупными разломами, что позволило некоторым авторам сравнивать его с рамповой структурой.

При изучении тектоники Предгималайского краевого прогиба в общем виде обнаруживаются черты, свойственные краевым прогибам вообще. Из нескольких приводимых профилей (фиг. 68, 69, 70) видны сильные дислокации вдоль края складчатой зоны, которые быстро ослабевают в сторону платформы. Местами в срединных частях прогиба появляются локальные валообразные или куполовидные поднятия, иногда осложненные разрывами. В качестве конкретного примера строения прогиба в

поперечном профиле можно взять северо-западный отрезок. В предгорной части он характеризуется развитием сжатых изоклинальных и опрокинутых складок, в которые сматы породы муррийской и сиваликской серий. Складки часто осложнены надвигами. В центральной части развиты



Фиг. 68. Соотношение краевого прогиба и Гарвалских Гималаев (линию разреза см. на фиг. 63). Из работы Кришнана (Krishnan, 1953), схематизировано автором.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний сивалик; 3 — средний и нижний сивалик; 4 — гималайский складчатый комплекс.

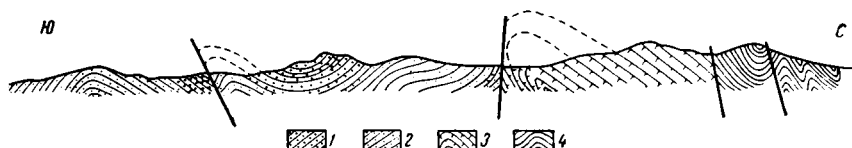
крупные и в общем пологие складки, осложненные крутыми сбросами, падающими к северу. Еще южнее породы лежат полого, переходя в моно-клиналь Соляного кряжа.



Фиг. 69. Разрез через холмы Джамму, показывающий соотношение пород муррийской серии с более древними породами складчатой зоны.

1 — серия мурри; 2 — эоцен; 3 — пермо-карбон.

Каковы же характерные особенности тектонического развития Предгималайского краевого прогиба? Краевой прогиб заложен на стыке Индостанской платформы и Гималаев, строго подчиняясь простираению



Фиг. 70. Разрез через Суб-Гималаи восточнее р. Ганга. Из работы Вадиа (Wadia, 1953).

1 — верхний сивалик; 2 — средний сивалик; 3 — нижний сивалик; 4 — гималайский складчатый комплекс.

горной системы. В первый период своего развития краевой прогиб захватил край складчатой зоны (южный край Гималайской складчатой зоны), но затем ось прогиба перемещалась от горной системы в сторону платформы.

Предгималайский краевой прогиб представляет собой предгорный прогиб: он нацело выполнен формациями континентальной молассы. В нижней части лежит красноцветная моласса (серия Мурри), в средней

части — грубая сероцветная моласса (сиваликская серия), в верхней части — сравнительно тонкая сероцветная моласса. Суммарная мощность только нижних двух формаций достигает 7,5 км.

Южным своим краем краевой прогиб, в его центральной и восточной зонах, лежит на древних образованиях Индостанского щита, местами образующего в нем выступы (Шиллонгский выступ). Судя по характеру структур и геофизическим данным, склоны щита далеко прослеживаются в глубь прогиба. Об этом, в частности, говорит погребенный выступ древней платформы, получивший название в индийской литературе «Пенджабского клина». В северной части этого клина краевой прогиб глубоко вдается в складчатую зону, образуя в ней Джеламский поперечный прогиб. Это поперечная структура, связанная с внешним углом платформы.

Предгималайский краевой прогиб развивается вплоть до настоящего времени. Об этом свидетельствует широкая и мощная зона индо-гангского аллювия. Перечисленные особенности, а именно: огромная мощность моласс, их широчайшее распространение, предгорный тип краевого прогиба и наложение его в значительной мере непосредственно на древний щит, должны связываться с огромным по площади и по размаху поднятием горных систем Высокой Азии. При таком исключительном размахе тектонических процессов в складчатой области краевые прогибы могут, очевидно, образовываться и на щитах, однако при этом они в целом более сужены, чем это могло бы быть, если бы прогибы располагались на плитах.

От западного и восточного окончания Предгималайского краевого прогиба на юг под крутым углом отходят два других краевых прогиба, один из которых вытянут вдоль горных районов западного Пакистана, а второй проходит в пограничной полосе Индии и Бирмы, примыкая к хребту Аракан-Йома. По истории своего развития, по морфологии и тектоническому положению оба прогиба чрезвычайно близки между собой. Возраст этих структур такой же, как и Предгималайского прогиба, т. е. главная эпоха их развития падает на верхнетретичное время и начало четвертичного периода. Рассмотрим строение этих прогибов.

Западно-Пакистанский краевой прогиб

В направлении с запада на восток в Пакистане выделяются следующие главнейшие тектонические структуры: 1) внутренний антиклинорий, являющийся продолжением Гималаев; 2) внешняя Пакистанская складчатая система, состоящая из краевой антиклинальной зоны и внутренней синклиналильной зоны, и 3) Западно-Пакистанский краевой прогиб, ограниченный с востока Индостанской платформой.

Внутренний антиклинорий обладает сложной структурой. Развитые здесь кристаллические породы докембрия, пермо-карбоновые известняки, исключительно мощные глинистые сланцы триаса, чередующиеся с прослоями черных известняков, а также еще более мощные различные известняки юры смяты в чрезвычайно сложные складки, нарушенные разломами и надвигами. Упомянутые образования прорваны интрузиями магматических пород и включают в себя эффузивные толщи. К востоку от внутреннего антиклинория лежит внешняя складчатая система, от которой он отделен глубокими разломами. Эта система, распадающаяся на синклиналильную и антиклинальную зоны, сложена главным образом породами мелового и третичного возраста, среди которых широко развиты известняки.

Поверх келловейских отложений породы нижнего мела лежат здесь несогласно. Нижняя часть разреза сложена темными глинистыми сланцами, верхняя — белыми и красными известняками мощностью до 500 м. В западном направлении, ближе к внутреннему антиклинорию, известняки замещаются песчано-глинистыми породами.

Породы верхнего мела лежат также несогласно. В основании они представлены известняками и сланцами, переслаивающимися с вулканическими туфами. Выше залегают грубозернистые песчаники, иногда напоминающие флиш и включающие в себя покровы долеритов и базальтов.

Комплекс третичных отложений начинается толщей гипсоносных песстрых глинистых сланцев и песчаников с лигнитами и углями (300—450 м), выше которых лежат бурые известняки, переслаивающиеся с песчаниками и глинами (до 250 м). С перерывом на них лежит толща, начинающаяся железистыми латеритами, перекрытыми темными известняками, сменяющимися вверх по разрезу глинистыми сланцами с пластами углей и нефтепроявлениями. Это главные нефтеносные породы района (серия Лаки). Их общая мощность 150—750 м.

Вновь с перерывом выше по разрезу располагается флишевый комплекс, состоящий из переслаивающихся песчаников, сланцев и известняков; над ним лежит толща слоистых, а затем массивных известняков. Общая мощность флиша и известняков 1500—2700 м. Все описанные третичные породы отвечают палеоцену (самая нижняя толща) и эоцену. Их общая мощность составляет примерно 3000—4000 м.

Меловые, палеоценовые и эоценовые отложения слагают сложно построенное краевое антиклинальное поднятие внешней системы, которое состоит из серии крупных кулисообразно расположенных складок. Осевые линии складок выгнуты на восток. Складки асимметричны: их восточные крылья, обращенные к платформе, наклонены круче, чем западные.

Конфигурация складчатой структуры в плане ясно показывает влияние на складчатость жесткого упора угловатой формы погребенного под верхнетретичными отложениями краевого прогиба.

Олигоценовые отложения выполняют глубокий прогиб, расположенный между внутренним антиклинорием и описанным краевым поднятием. Они образуют мощную флишевую толщу, представленную ритмичным чередованием песчаников и глинистых сланцев. В северном и восточном направлениях флиш иногда переходит в известняки. В этом прогибе распространены простые и сложные, более или менее сжатые складки, вытянутые в соответствии с общим простираанием прогиба.

От Индостанской платформы краевое антиклинальное поднятие отделяется крупным краевым прогибом, именуемым в этой работе Западно-Пакистанским, который выполнен верхнетретичными и четвертичными отложениями. Из района западного окончания Соляного кряжа этот прогиб протягивается до дельты р. Инда. Он имеет сложное строение. В районе Сулеймановых гор и в низовье Инда в прогибе выделяются два крупных поперечных поднятия, где выходят на поверхность породы его складчатого основания (мел, третичные). Непосредственно южнее первого из упомянутых поднятий находится поперечный прогиб, входящий в складчатую зону, подобно тому, как это имеет место в Предгималайском прогибе (Джеламский поперечный прогиб). Очевидно и условия образования этого прогиба аналогичны указанному.

Описываемый краевой прогиб выполнен породами сиваликской формации. Это континентальная моласса, представленная в основном песчаниками и конгломератами, реже — глинами, достигающая общей мощности 3000—4000 м. Этими отложениями был перекрыт выступ складчатого основания краевого прогиба в районе Сулеймановых гор, где породы сивалика лежат с перерывом в основании.

Вблизи складчатой зоны сиваликская формация погружается под современный аллювий Инда, слагающий верхнюю часть разреза краевого прогиба. Дислокации сиваликских отложений вблизи внутреннего (предгорного) края прогиба резкие и сложные. Далее на восток дислокации быстро затухают.

Своим внешним краем краевой прогиб перекрывает Виндийскую синеклизу Индостанской платформы. В пределах этой синеклизы докембрийский фундамент платформы перекрыт песчано-глинистыми и отчасти карбонатными породами рифея и, возможно, нижнего палеозоя. Мощность этих отложений различная и местами достигает 2—4 км.

Приведенные, хотя и краткие, данные по геологии Пакистана и прилегающей части Индии позволяют все же выяснить некоторые существенные черты тектонической истории края.

Прежде всего, по истории своего развития совершенно специфична зона внутреннего антиклинория, являющаяся, несомненно, древней геосинклинальной структурой, вновь активизированной в период альпийского тектонического цикла.

Во-вторых, по внешней периферии этого антиклинория в меловое и палеогеновое время развивался крупнейший прогиб, характеризующийся довольно значительной пестротой состава отложений, но с широким распространением мощных морских известняковых и песчано-глинистых серий. В разрезе встречаются пестроокрашенные и угленосные толщи, а также вулканогенные образования (туфы, основные лавы). Хотя в процессе осадкообразования имели место неоднократные перерывы, сопровождавшиеся складчатостью, обособление краевого антиклинального поднятия надо связывать с олигоценным временем, когда к западу от него образовался флишевой прогиб, между прочим отвечающий по времени внутреннему синклинальному прогибу внешней Бирманской складчатой системы (см. ниже). Таким образом, последняя стадия осадконакопления характеризуется здесь, как и во многих других альпийских складчатых зонах, формированием флишевой формации. Замыкание прогиба и развитие в нем современной складчатой структуры совпадают с развитием предгорного краевого прогиба, одновременного с Предгималайским.

В-третьих, внешняя Пакистанская система лежит в целом против древнейшей синеклизы (Виндийской) Индостанской платформы и в значительной мере перекрывает ее. Глубокий мезо-кайнозойский прогиб в этой области образовался на наиболее опущенных участках этой синеклизы, обтекая имеющиеся в ней выступы.

Наконец, в-четвертых, образование указанного прогиба на краю платформы, его размеры, тектоническое положение и особенности структуры надо, очевидно, связывать с крутым отклонением альпийской геосинклинальной области от ее основного субширотного простирання.

В результате этого отклонения, почти перпендикулярного основному простиранью, образовался угол, во внутренней части которого и образовался прогиб, т. е. здесь произошла как бы разрядка огромных напряжений, идущих из геосинклинальной области.

Повороты складчатого пояса обусловлены особенностями геосинклинального процесса. Такие поперечные участки в складчатых поясах являются связующими звеньями между основными направлениями геосинклинальных систем и могут прокладываться, ассимилируя разнородные тектонические структуры в результате превращения их в ослабленные зоны.

Рассмотрим вкратце геологическое строение территории западной Бирмы и Восточного Пакистана, которая также располагается во внутреннем углу геосинклинального пояса.

Восточно-Пакистанский краевой прогиб

В направлении с востока на запад в Бирме и восточной части Индии могут быть выделены следующие главнейшие тектонические образования: 1) внутренняя Шаньская складчатая зона, являющаяся продолжением Гималаев; 2) внешняя Бирманская складчатая система, состоящая из краевой

Араканской антиклинальной зоны и внутренней синклиналильной зоны, и 3) Восточно-Пакистанский краевой прогиб, ограниченный с запада платформой. Относительно возраста и тектонической природы Шаньской складчатой зоны в литературе высказываются различные соображения. М. В. Муратов рассматривает ее как образование мезозойской складчатости. П. Н. Кропоткин считает возраст складчатости таким же, но рассматривает зону как подвижную эпимезозойскую платформу. Кришнан полагает, что Шаньская зона по своей истории близка к Гималаям, с которыми она и соединяется в районе горных узлов к северу от Бирмы.

Высокоподнятая Шаньская зона сложена архейскими, палеозойскими и мезозойскими породами, которые чрезвычайно сильно дислоцированы. Наиболее ранняя складчатость в этой зоне была, по-видимому, нижнепалеозойской. Значительное складкообразование имело место в конце мелового периода. Наиболее поздняя значительная складчатость отвечает времени эоцен — миоцен, т. е. эпохе основных складкообразовательных процессов в Гималаях. Это и позволяет Кришнану сопоставлять между собой обе зоны, что на мой взгляд является правильным.

От внешней Бирманской складчатой системы Шаньская зона отделена глубокими разломами и надвигами. С разломами связано излияние долеритов и риолитов; эта полоса отличается также повышенной сейсмичностью. Бирманская система, как и Пакистанская, распадается на краевую Араканскую антиклинальную зону и внутреннюю синклиналинную зону.

В Араканской антиклинальной зоне выходят на поверхность наиболее древние породы краевой системы мелового и эоценового возраста. Меловые отложения изучены слабо. Имеются указания, что они сходны с одновозрастными породами краевого поднятия в Пакистане. В отдельных районах встречены кремневые глинистые известняки, а также породы так называемой неграйской свиты, состоящие из серых песчаников, глинистых сланцев и известняков, залегающие на склонах хр. Йома. Неграйская свита интродуцирована перидотитами и серпентинитами, выходы которых вытянуты вдоль оси антиклинальной зоны.

Эоценовые отложения восточного крыла поднятия, по-видимому, сброшены. В южной Бирме они состоят из перемежающихся между собой песчаников, песчаных сланцев и голубоватых глинистых сланцев, содержащих некоторое количество углистого вещества и тонкие угольные слои. Встречаются растительные остатки и остатки рыб. В верхних горизонтах обнаружены нуммулиты.

В северной Бирме разрез эоцена начинается толщей конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность ее 600—1200 м.

Далее идут голубые нуммулитовые глинистые гипсоносные сланцы с прослоями песчаников, имеющие мощность 2700—3600 м. Выше по разрезу лежат зеленоватые песчаники—1500 м, сменяющиеся зелеными глинами и песчаниками с углем,—1500 м. Далее залегают конгломераты, песчаники и пестрые глины с остатками млекопитающих — 1800 м и, наконец, морские голубые глинистые сланцы 600 м мощностью. Общая мощность эоцена Северной Бирмы составляет, таким образом, 8700—10 200 м. Возможно, она значительно завышена, но даже если принять ее вдвое меньше, мощность все равно будет весьма велика.

На юге породы имеют преимущественно морской характер, а на севере — лагунный или даже пресноводный. Пресноводные отложения, отвечающие верхней толще песчаников, принадлежат здесь к одному из видов красноватых формаций.

На Западном крыле антиклинальной зоны эоцен изучен южнее Ассамы. Для сравнения охарактеризуем сначала собственно ассамский разрез. Нижняя серия сложена здесь темно-серыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками. Породы значительно метаморфизо-

ваны. Выше лежит бараилская серия, состоящая из трех толщ: 1) песчаников — 900—1000 м, 2) песчаников, включающих углистые глинистые сланцы и угольные пласты, — 2700 м и 3) углистых глинистых сланцев также с пластами углей — 300—600 м.

Серия лежит северо-западнее крупного разлома, отделяющего Бирманскую систему на севере; она распространена в Бараилском хребте, образующем водораздел между долинами Брамапутры и Сурмы.

Юго-восточнее этого разлома бараилская серия представлена преимущественно известняками. Лишь средняя ее часть сложена песчаниками, чередующимися с глинистыми и углистыми сланцами. Общая мощность серии 3300—4500 м. Нижние горизонты этих пород имеют верхнеэоценовый возраст, а самые верхние относятся к верхнему олигоцену (хаттский ярус).

Породы, слагающие Араканскую антиклинальную зону, смяты в крупные, более или менее сжатые складки, нарушенные продольными разрывами, с которыми связаны магматические проявления.

Более молодые отложения Бирманской краевой системы развиты во внутреннем синклинальном прогибе. Внутренний синклинальный прогиб выполнен мощнейшими третичными отложениями, представленными главным образом породами серии Пегу и ирравадийской серии.

Серия Пегу по своему строению неоднородна. В южной половине прогиба она нацело сложена морскими отложениями, в северной представлена континентальными образованиями. В разрезе южного типа выделяются две части — нижняя и верхняя, разделенные перерывом. Первая из них имеет олигоценовый возраст, вторая — нижнемиоценовый (до виндობона включительно). Оligocen представлен песчаниками, среди которых в средней части разреза залегают серо-голубые глины с пачками известняков. Общая мощность отложений 2250—2850 м. Нижнемиоценовые отложения начинаются голубыми песчанистыми глинами с конкрециями и тонкими слоями гипсоносных песчаников; их общая мощность 900 м. Выше лежат желтовато-бурые песчаники мощностью до 1500 м. В самом верху располагается толща чередующихся песков и песчанистых глин, мощностью 900 м. Таким образом общая мощность серии составляет примерно 5500—6150 м. По другим данным, она измеряется 2700—3300 м. Серия в целом подразделяется на ряд горизонтов, заключающих большое количество остатков ископаемых, особенно пелеципод и гастропод.

В северных районах синклинория среди пород этого возраста появляются угольные пропластки, ископаемая древесина, которая бывает обуглена, карбонизирована, окремнена или ожелезнена.

В серию Пегу входят главные нефтеносные горизонты Бирмы. По мнению Кришна, нефть мигрировала, очевидно, из более древних слоев. Наиболее крупные нефтяные месторождения приурочены к районам Йенанч-яунг, Сингу, Йенанчъяте, т. е. именно к районам перехода морских отложений в континентальные. Муррийская серия Предгималайского прогиба отвечает верхней части серии Пегу.

На серии Пегу обычно с несогласием залегает ирравадийская серия. Нижние слои ее часто содержат железистые конгломераты. Главным типом пород являются песчаники, часто косослоистые, с галькой, валунами и многочисленными железистыми конкрециями. Встречаются известковистые песчаники и известковистые и кремнистые конкреции. В некоторых районах в большом количестве присутствует ископаемая древесина, которая часто сильно окремнена. Общая мощность отложений около 3000 м. Серия содержит разнообразную фауну позвоночных. Она является в основном стратиграфическим эквивалентом средней и верхней частей разреза сиваликской серии, развитой в Предгималайском прогибе. Низы ее имеют, очевидно, понтический возраст (нижний плиоцен), а верхи отвечают низам плейстоцена. Это типичные речные отложения — сероцветная моласса.

Породы внутреннего синклинального прогиба смяты в довольно простые по форме складки, интенсивность которых возрастает в восточном направлении. Складчатость произошла в конце времени отложения серии Пегу, а затем после образования иравадийской серии. Характерно распространение в центральной части прогиба третичных (преимущественно верхнетретичных) изверженных пород. По данным Чиббера (Chibber, 1934), они представлены: пикритовыми базальтами, оливиновыми базальтами, андезитами, риолитами, диоритами, а в наиболее северной части имеются, кроме того, гранодиориты. Наблюдаются признаки совсем молодого вулканизма, возможно даже плейстоценового, когда изливались андезиты и базальты.

По западному краю Араканской антиклинальной зоны над бараилской серией несогласно располагаются породы серии Сурмы, являющиеся стратиграфическим аналогом серии Пегу. Структурно они принадлежат уже области краевого прогиба, окаймляющего с запада Араканскую антиклинальную зону. Область поверхностного распространения пород этой серии вместе с широким полем развития эоценовых отложений надо рассматривать как выступ внутри краевого прогиба (Бангкокский выступ).

Породы серии Сурмы имеют преимущественно глинистый состав, хотя среди них распространены также песчаники. В основании серии залегают конгломераты. В долине р. Сурмы общая мощность серии составляет 2100—3500 м. Возраст этих отложений охватывает интервал от хаттского яруса верхнего олигоцена до бурдигала.

Стратиграфически выше залегают наиболее молодые формации Восточно-Пакистанского краевого прогиба. В основании их в Ассаме выделяется типамская серия, которая распространена от Араканского побережья до долины Сурмы и далее на северо-восток. В центральном и южном Ассаме серия начинается железистыми песчаниками с подчиненными пластами глин; выше лежат пятнистые глины и песчаники, перекрывающиеся горизонтом песков и глин. Общая мощность 3600 м; возраст бурдигал—виндобон.

В самом верху третичного разреза в той же области располагается динхгская серия, сложенная мощными галечниками, песками и глинами. Лежит серия на более древних породах с несогласием. Мощность ее до 1500 м. Возраст, по-видимому, понтический. В основном породы этой серии соответствуют верхнесиваликским отложениям Предгималайского прогиба, в то время как нижележащая типамская серия отвечает более низким горизонтам сивалика.

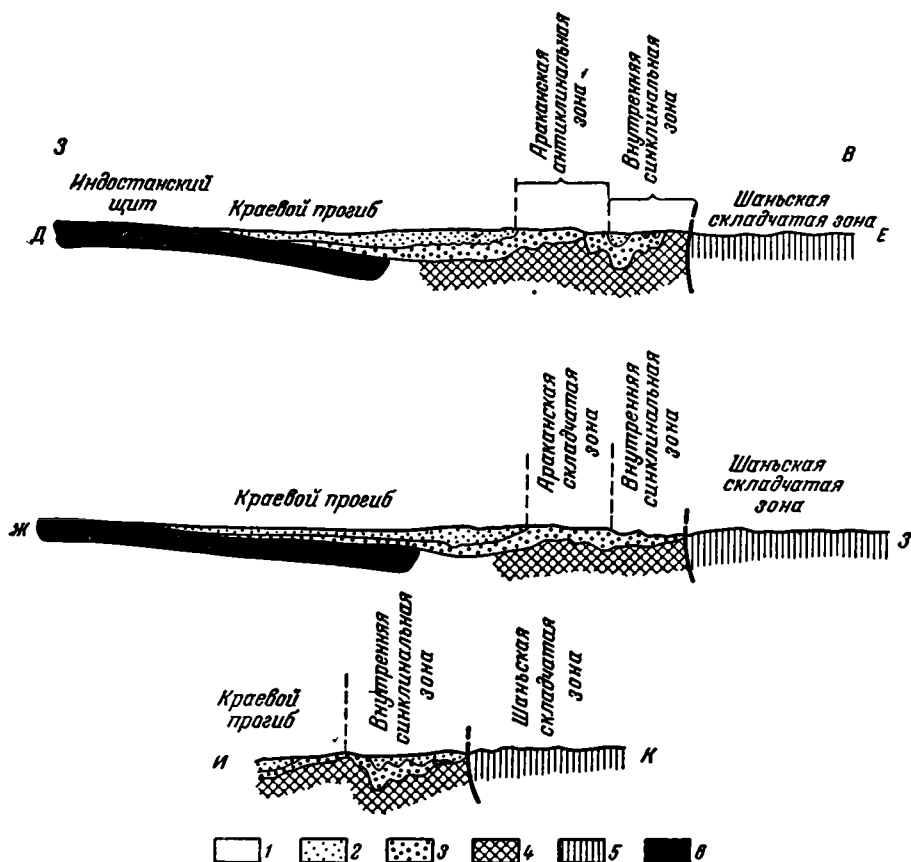
К западу от области распространения третичных отложений лежит крупный плоский прогиб дельты Ганга и Брахмапутры, выполненной четвертичным аллювием.

Взаимоотношения структурных зон Бирманской складчатой системы и краевого прогиба можно проиллюстрировать поперечными профилями (фиг. 71), заимствованными из работы Эванса и Кромптона (Evans and Crompton, 1946).

Рассмотрим вкратце историю тектонического развития Бирманской системы, начиная с мелового времени. Мощное развитие мезозойских складкообразовательных движений в Шаньской складчатой зоне сопровождалось опусканием {прилежащей к ней с запада обширной площади Индостанской платформы. По времени это опускание совпало с крупным прогибанием в области Гималайской геосинклинали. Шаньская складчатая зона относительно образовавшегося внешнего по отношению к ней Бирманского прогиба на протяжении мела и всего третичного периода вела себя как устойчивая краевая геантиклинальная зона.

Исключительно крупное прогибание Бирманская система в целом испытала в третичном периоде. Ось прогиба в эоцене проходила, очевидно, вдоль восточного склона Араканской антиклинальной зоны, т. е. примерно

в средней части прогиба. В эту эпоху здесь накапливались мощнейшие терригенные толщи, отлагавшиеся в прибрежно-морских и в лагунных условиях. Характерно присутствие формации голубых гипсоносных глин, зеленоватых песчаников с пластами углей, красноцветной грубообломочной формации типа континентальной молассы. Скорее это даже единая



Фиг. 71. Разрезы через Восточно-Пакистанский краевой прогиб (линию разреза см. на фиг. 63). Из работы Эванса и Кромптона (Evans a. Crompton, 1946) с дополнениями автора.

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнетретичные отложения; 3 — нижнетретичные отложения; 4 — до третичные образования; 5 — Шаньский комплекс; 6 — нижнепалеозойские отложения.

пестроокрашенная формация, один парагенез пород, один комплекс, наподобие, например, угленосной или пестроцветной формаций Донбасса. Мощность формации до 10 км. В западном направлении она замещается толщей известняков, включающих пачку песчаников и углистых глин. В олигоцене и нижнем миоцене пестроокрашенная формация такого же типа формировалась во внутренней синклинальной зоне, где ее мощность достигает 6 км. В краевом прогибе терригенные отложения этого возраста не имеют пестрой окраски и обладают вдвое меньшей мощностью, хотя в абсолютном выражении также весьма значительной. Таким образом, на протяжении третичного периода в пределах Бирманской системы происходило образование мощнейших терригенных пестроокрашенных формаций. Только в западной части зоны образовались отличные по составу породы (известняки, глинистые сланцы), но также совершенно мелководные и

в целом очень мощные. Нужно указать, что на простирании этих пород к северу (Ассам) разновозрастные им отложения представлены типичной угленосной формацией, мощность которой измеряется также многими тысячами метров. Нет никаких данных для того, чтобы утверждать, что Араканская антиклинальная зона в третичном периоде не являлась областью осадконакопления: на это не указывают ни глубина эрозионного среза, ни масштабы изменения мощностей в прилежащих прогибах, хотя, судя по изменению характера формаций (в направлении с востока на запад), она могла быть, особенно в верхнетретичное время, районом относительно приподнятым.

Судя по всем имеющимся материалам, в третичном периоде это был единый прогиб альпийской геосинклинальной зоны, внешний по отношению к Шаньской складчатой зоне. Вместе с тем, в современной структуре мы отчетливо различаем краевую антиклинальную и внутреннюю синклинальную зоны. Когда же сформировалась такая структура? Нужно принять во внимание строение верхнетретичных отложений, выполняющих внутреннюю синклинальную зону, с одной стороны, и краевой прогиб, с другой. Во внутреннем прогибе это будет сероцветная моласса, слагающая ирвадийскую серию. В краевом прогибе развита такого же типа моласса, образующая дихингскую и отчасти типамскую серии. В обоих прогибах моласса имеет мощность порядка 3000 м. По своему характеру эти молассовые образования очень близки к сиваликской серии в Предгималайском краевом прогибе и отвечают ей по возрасту. Лежит моласса на более древних образованиях несогласно.

Таким образом, оба указанных прогиба обнаруживают сходство в истории развития в верхнетретичное время не только между собой, но и с Предгималайским краевым прогибом.

Их происхождение находится в связи с развитием Араканской антиклинальной зоны, которая имеет огромную протяженность, продолжаясь на юге складками Андаманских и Никобарских островов, т. е. в общей сложности свыше, чем 2500 км. Но в отличие от типичных альпийских складчатых зон Араканская зона крайне узка. Как область относительного поднятия эта зона, вероятно, существовала еще в конце палеогена. В верхнетретичное время складчатость в ней усилилась. С этим же временем связано, очевидно, и внедрение в нее интрузий гипербазитов.

Таким образом, основные черты своей тектоники Араканская зона приобрела в эпоху гималайского складкообразования. В это время к западу и к востоку от нее начали образовываться синклинальные прогибы. Один из них, краевой, примыкал к Индостанскому щиту, другой, унаследованный от более ранней синклинальной зоны, — к Шаньской складчатой зоне. Если первый представляет собой предгорную структуру, то второй — межгорную.

Общей особенностью обоих прогибов является уменьшение интенсивности складчатости в них в стороны от Араканской антиклинальной зоны.

Развитие краевого прогиба не кончилось в верхнетретичное время, а продолжалось и в четвертичном периоде, когда прогиб сместился далее на запад, наложившись на Индостанский щит. Прогибание дельты Ганга и Брахмапутры происходит также и в настоящее время. Общей причиной опускания щита в четвертичном периоде является все тот же грандиозный процесс формирования Высокой Азии.

На основании приведенного описания могут быть сформулированы следующие краткие выводы.

Главные структурные линии от восточного окончания Гималаев круто поворачивают на юг и идут через Шаньское нагорье на Малаккский полуостров.

Во внутренней части угла, образованного этими структурными линиями, на склоне Индостанского щита в эпоху мощных прогибаний в Гималаях (мел — палеоген) образовался глубокий прогиб, выполненный терригенными, в основном пестроокрашенными формациями.

В эпоху верхнетретичной гималайской складчатости сформировалась складчатая структура внешней Бирманской системы с ее краевой антиклинальной и внутренней синклинальной зонами. В то же время началось развитие краевого прогиба. Внутренняя синклинальная зона в эпоху развития краевого прогиба превратилась в межгорный прогиб.

По аналогии с Пакистанской системой, можно думать, что Бирманская система расположена также на древней синеклизе Гондваны.

При сравнении Пакистанской и Бирманской систем можно отметить чрезвычайное сходство между ними, позволяющее видеть однотипность тектонических условий и механизма их образования.

6. МЕСОПОТАМСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

При описании строения Месопотамского краевого прогиба и прилежащих областей я пользовался главным образом работами Лииса (Lees, 1950, 1952; Lees a. Richardson, 1940) и Н. Ю. Успенской (1956), но, кроме того, учитывались также работы Пикара (1937) и некоторые другие.

От районов юго-восточной Турции к берегам Аравийского моря протягивается сложно построенная краевая антиклинальная зона Загрос, отвечающая здесь южному ограничению Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Она имеет простираение СЗ — ЮВ, в целом соответствующее простираению Гималайской дуги. Многие вершины гор Загрос превышают 3—4 тыс. м. С юго-запада к указанной краевой антиклинальной зоне примыкает огромный краевой прогиб, к которому приурочены крупнейшие нефтяные месторождения Ирана, Ирака, Саудовской Аравии и ряда арабских княжеств. Краевой прогиб внешним своим краем накладывается на Африканскую платформу. В антиклинальной зоне Загрос разрез палеозоя¹ начинается кембрийскими отложениями, образующими пестроцветную соленосную формацию. В ее сложении, помимо соли, принимают участие ангидриты, доломитизированные известняки, красные и зеленые сланцы и песчаники. Мощность формации около 2300 м.

Над соленосной формацией лежит не очень мощный терригенный комплекс. В его основании располагаются ордовикские сланцы с тонкими пластами песчаников, перекрытые кварцитами. Затем следуют отложения силура, девона и карбона. Силур представлен граптолитовыми сланцами. Девон и карбон сложены песчаниками и сланцами. Общая мощность комплекса около 1000 м.

Поверх терригенного комплекса лежит мощная толща преимущественно известняков, нередко массивных, и доломитов, содержащих местами ангидритовые слои. Толща охватывает отложения перми, триаса, юры нижнего и среднего мела. Общая мощность формации до 5000 м.

Особую формацию составляют отложения, охватывающие верхний мел — эоцен. В ней преобладают битуминозные мергели и тонкослоистые известняки. Максимальная мощность верхнемеловых отложений в нормальной морской фации достигает 1300 м, а там, где преобладают клас- тические отложения, — 2500 м. Такого же порядка мощность имеют и эоценовые отложения.

¹ Докембрий здесь почти не обнажен.

Внутренние части зоны Загрос исключительно интенсивно дислоцированы. Здесь распространены крупные массивы ультраосновных пород (офиолитовая зона). Слагающие толщи сильно метаморфизованы. В сторону Аравийской антеклизы складчатость ослабевает и по юго-западному краю горной цепи приобретает тип Юрских гор. Складкообразование здесь происходило длительно: в эпоху верхнего мела и далее в течение третичного периода.

Все упомянутые отложения в юго-западном направлении погружаются под молодые формации, выполняющие краевой прогиб. При этом, на склоне Аравийской платформы палеозойские отложения выклиниваются. Соотношение формаций складчатой зоны и Аравийского форланда показано на фиг. 72.

Описываемый краевой прогиб отличается громадными размерами. В длину он протягивается на 1900 км, причем ширина его доходит до 400 км. Ось современной структуры прогиба проходит по Месопотамской низменности, затем посредине Персидского залива и далее вдоль юго-западного склона хр. Оман. По одну сторону от этой оси, в полосе, прилегающей к антиклинальной зоне Загрос, отложения имеют большую мощность, породы здесь достаточно интенсивно дислоцированы. По другую сторону от оси прогиба мощности уменьшаются и тектоническая структура носит типичные платформенные черты.

Краевой прогиб выполнен двумя основными формациями. Нижняя из них представляет собой соленосную карбонатную формацию, а верхняя — континентальную молассу.

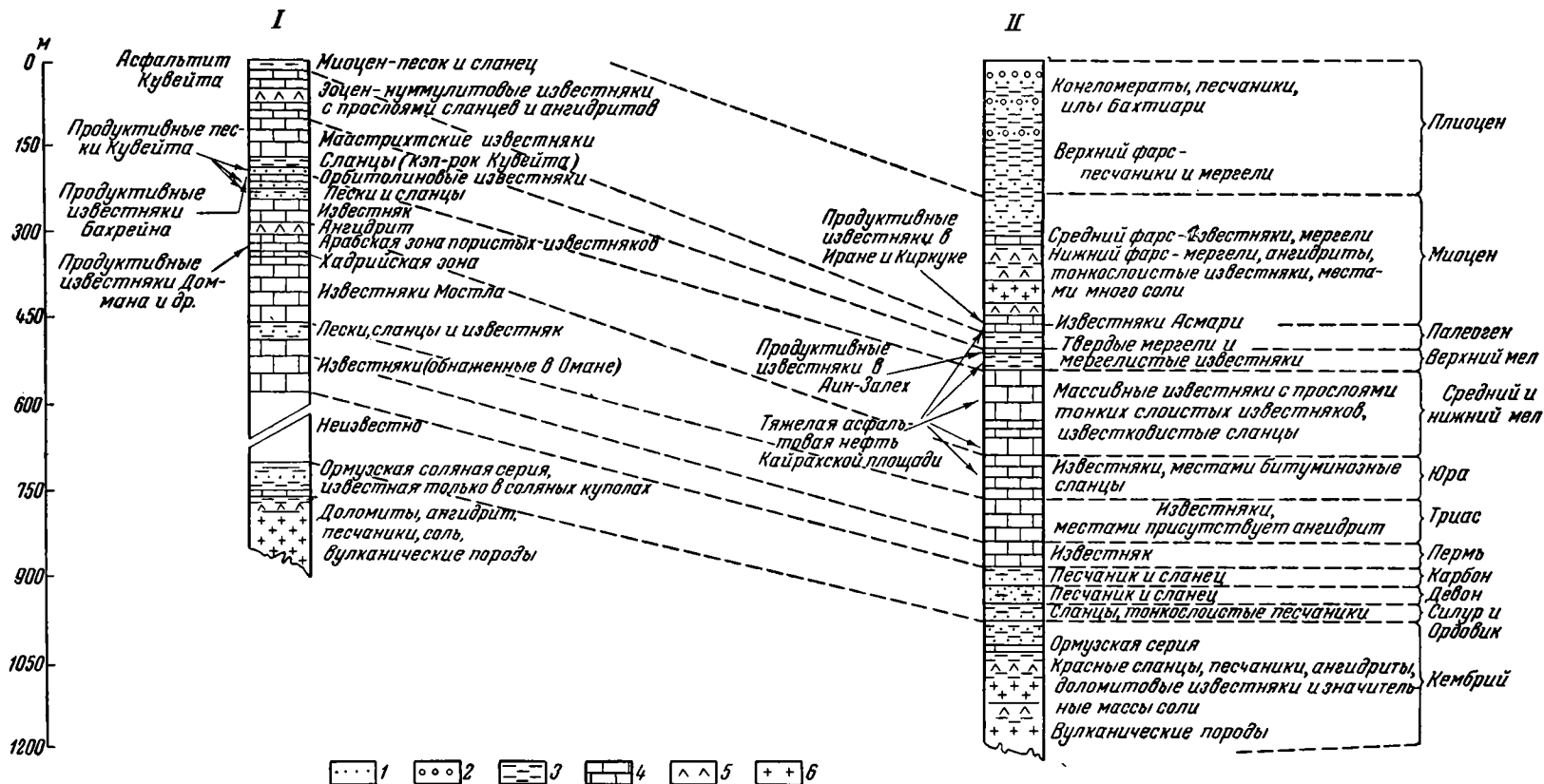
Карбонатная соленосная формация начинается свитой асмари (олигоцен — нижний миоцен), являющейся главной нефтеносной свитой внутренней полосы краевого прогиба. Породы представлены массивными битуминозными известняками, местами доломитизированными, с прослоями мергелей и ангидритов. В некоторых районах свиту образуют рифовые известняки. Мощность свиты 300—400 и до 600 м.

Стратиграфически выше несогласно лежат породы свиты фарса, относящиеся к миоцену. В нижней части они представлены мощными пластами гипса с прослоями ангидритов, каменной соли, пестроцветных мергелей и детритусовых известняков. Средняя часть свиты сложена преимущественно морскими известняками и мергелями, а отчасти пестроокрашенными глинистыми сланцами и песчаниками. Вверху разреза лежат красноватые мергели с прослоями песчаников и глин, ангидритов и конгломератов. Общая мощность свиты может достигать 6000 м. Возможно, что верхняя часть свиты фарса представляет особую формацию — морскую сульфатносоленную молассу.

К континентальной молассе принадлежат породы свиты бахтиари, залегающие на более древних породах несогласно и имеющие плиоценовый возраст. Преимущественно здесь развиты грубообломочные породы, конгломераты, галечники, пески, песчанистые глины. Мощность формации от 1500 до 5000 м.

В самом верху разреза с резким несогласием лежат аллювиальные отложения долин Тигра и Евфрата, достигающие мощности в несколько сот метров. Краевая антиклинальная зона Загрос иногда слабо надвинута на формации краевого прогиба, но обычно наблюдается плавное ее погружение. От Аравийской платформы краевой прогиб отделен флексурами.

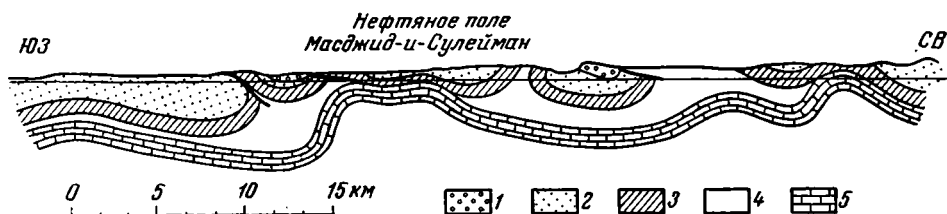
Тектоника предгорной и приплатформенной зон краевого прогиба весьма различна. Асмарийские известняки внутренней зоны смяты в крупные линейные антиклинальные складки (фиг. 73, 74) с пологими, часто широкими сводами (типа сундучных). Складки асимметричны: их крылья, обращенные к платформе, наклонены значительно более круто, чем противоположные. По мере приближения к осевой линии прогиба складчатость



Фиг. 72. Соотношение разрезов Аравийского форта (I) и горной и предгорной зон Ирана и Ирака (II).

1 — песок; 2 — конгломераты; 3 — сланцы и мергели; 4 — известняки; 5 — ангидрит; 6 — соль.

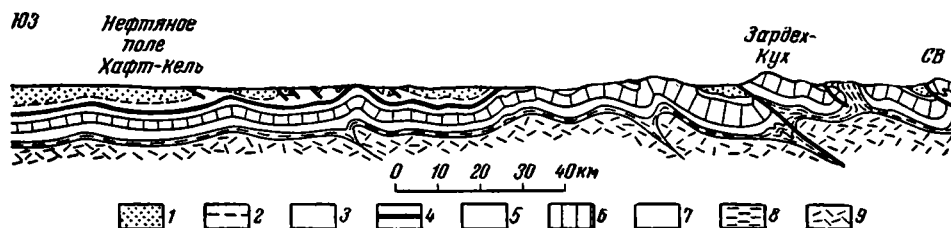
упрощается. Увеличиваются, в частности, размеры синклинальных прогибов; появляются куполовидные формы. Антиклинальные складки асмарийских известняков располагаются линиями и представляют собой структуры длиной 25—30 км и шириной 4—6 км. Строго говоря, — это складки промежуточного типа между линейными и брахиантиклинальными.



Фиг. 73. Тип складчатости асмарийских известняков (Иран). Из работы Линса (Lees, 1952).

1 — конгломераты Бахтиари; 2 — верхний фарс и нижнебахтиарские слои; 3 — средний и нижний фарс; 4 — нижний фарс; 5 — асмарийские известняки.

С этими структурами связаны все нефтяные месторождения внутренней (предгорной) зоны краевого прогиба. Породы свиты фарса, перекрывающие асмарийские известняки, смяты в крайне сложные, мелкие, дисгар-



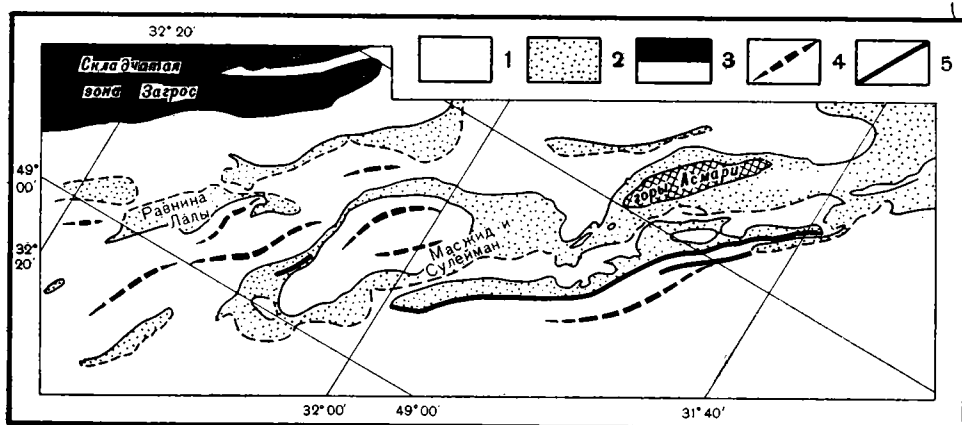
Фиг. 74. Геологический разрез через внутреннюю зону краевого прогиба и окр. часть складчатой зоны Загрос, Иран. Из работы Линса (Lees, 1952).

1 — верхний фарс (мергели, песчаники и конгломераты — верхний миоцен и плиоцен); 2 — средней фарс; 3 — нижний фарс (много соли); 4 — асмарийские известняки — нижний миоцен и плиоцен; 5 — верхний мел и эоцен (известняки и мергели); 6 — средний мел и триас (большой частью известняки); 7 — палеозой (известковистые сланцы и песчаники); 8 — нембрийская соляная серия; 9 — кристаллический фундамент.

моничные складки, иногда резко не соответствующие структурному плану свиты асмаи (смещение сводов и т. д.). Такая дисгармония обуславливается значительным содержанием галогенных образований в составе формации (фиг. 75), дающих местами диапировые формы. Свита нарушена также продольными и косыми разрывами. Отдельные надвиги, осложняющие структуру, прослеживаются на несколько десятков километров. В пределах внутренней зоны краевого прогиба к востоку от г. Багдада выделяется значительное по размерам поперечное поднятие, где выходят на поверхность третичные породы складчатого основания. Поднятие это отвечает обращенной к нему палеозойской впадине на Африканской платформе.

Во внешней зоне краевого прогиба, отграниченной, как указывалось, от склона платформы флексурой большой протяженности и выраженной в рельефе, наблюдается в общем плавное, спокойное погружение пород к центральным частям прогиба. Геофизическими работами, бурением и отчасти геологической съемкой местами выявлены крупные, прослеживаемые на десятки километров, широкие куполовидные и брахиантиклинальные поднятия, сложенные породами мезозоя. Углы наклона на крыль-

ях невелики: обычно 1—2°, а иногда 5—7°. Местами эти структурные формы нарушены сбросами. Отдельные из таких структур имеют исключительно крупные размеры. К их числу относится поднятие Гавар, имеющее в длину 200 км, а в ширину 20 км, в котором выделяется несколько куполов.



Фиг. 75. Схема тектоники внутренней зоны Месопотамского краевого прогиба. Из работы О'Бриена (O'Brien, 1950).

1 — некомпетентная группа; 2 — подвижная группа; 3 — компетентная группа; 4 — оси синклинали; 5 — разломы.

К поднятиям указанных типов приурочены крупнейшие нефтяные месторождения Саудовской Аравии и Кувейта. Некоторые поднятия, по мнению Липса, имеют соляную природу. По данным геофизики, в платформенной зоне краевого прогиба выявляется наличие блоковой структуры, контролировавшей распределение фаций и мощностей в мезо-кайнозое. Формирование нефтеносных структур на платформенном склоне началось еще в юрское время, но особенно важными в этом отношении были эпохи верхнего мела и верхнетретичная.

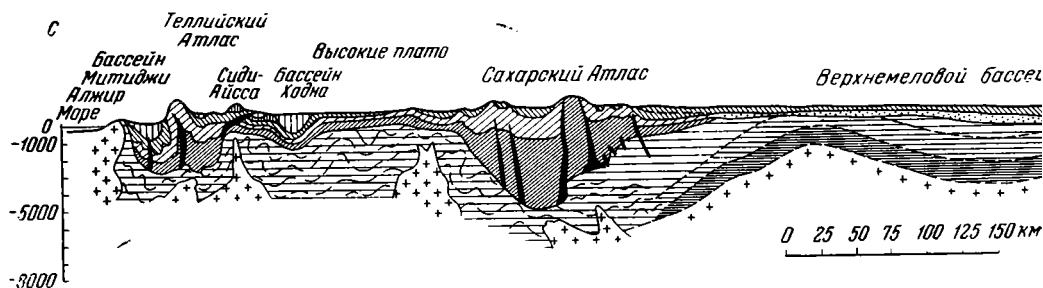
Из приведенных данных видно, что описанный краевой прогиб по своему геологическому строению и истории развития обладает всеми общими особенностями краевых прогибов, располагающихся у древних платформ. Его специфику составляет распространение в нем карбонатной соленосной формации, с которой началось развитие прогиба. Появление известняков в какой-то мере можно связывать с тем обстоятельством, что горы Загрос, откуда происходил снос пород, сложены мощными карбонатными формациями. При благоприятных палеогеографических условиях (сравнительно низкий рельеф в области суши и др.) состав пород краевого прогиба может определяться размывом упомянутых карбонатных формаций. Другой особенностью прогиба являются его огромные размеры. Это стоит в связи с общим крупным структурным планом области, выражающимся в выдержанности простираний на больших расстояниях массивных платформенных и складчатых образований, характеризующихся в общем гармоничными связями между ними.

7. СЕВЕРНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ САХАРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Французские геологи, работающие в Северной Африке, ограничением Сахарской платформы на севере считают тектоническую линию, проходящую по южной окраине Анти-Атласа и Сахарского Атласа в направле-

нии к заливу Габес. Севернее этой линии, по их мнению, лежит область альпийской складчатости, к югу—Сахарская платформа.

Н. Н. Меньшиков, один из руководителей геологического изучения Сахары, в своем докладе в Геологическом институте Академии наук СССР в 1956 г. сообщил, что он понимает эту тектоническую линию как глубокий разлом. Такую же трактовку ранее давал и В. Е. Ханн (1954). В поверхностной структуре этот разлом обычно выражен в виде флексур. На значительном протяжении он имеет четкое геоморфологическое выражение, обозначаясь высоким уступом юрских и меловых пород.



Фиг. 76. Схема соотношения главнейших структурных элементов Экваториальной и Сахарской платформ. Из работы Реналь

1 — миоцен; 2 — нуммулитовая система; 3 — средний и верхний мел; 4 — а) нижний мел; б) лейас — званый палеозой, в) карбон, г) готландий — девон, д) кембрий — ордовик; 7 — докембрийский кристаллический фундамент

В глубине Сахарской платформы лежит древний Ахаггарский щит, сложенный архейскими кристаллическими породами (фиг. 76). На северном склоне щита последовательно располагаются залегающие почти горизонтально рифейские, палеозойские и мезозойские образования. Среди палеозойских отложений имеются кембро-ордовикские породы, готландские граптолитовые сланцы, нижнедевонские континентальные песчаники, средне- и верхнедевонские известняки, мергели и песчаники и, наконец, также преимущественно карбонатные породы всех трех отделов карбона.

Мезозой начинается нубийскими песчаниками, которые перекрываются карбонатными породами верхнего мела.

Общая мощность осадочного чехла велика, достигает 4 км.

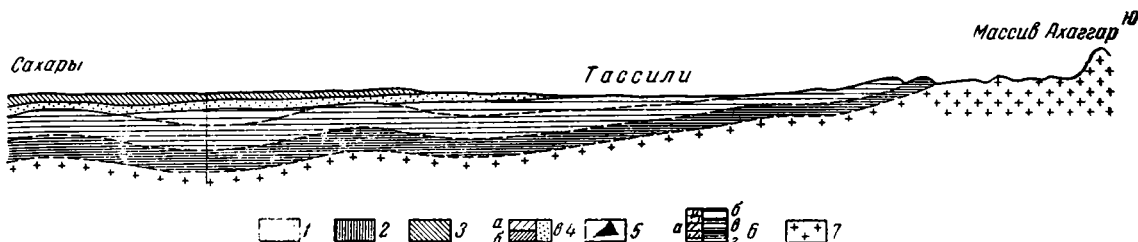
В районе упомянутого выше Южно-Атласского разлома происходит быстрое погружение фундамента платформы с одновременным значительным увеличением мощности палеозойских, а затем и мезозойских отложений. При этом мы вступаем в область Сахарского Атласа, лежащего по другую сторону разлома.

Сахарский Атлас представляет собой горное сооружение, простирающееся в субширотном направлении с высотами, иногда превышающими 2000 м. В ширину он достигает 100 км. Сложен Сахарский Атлас преимущественно меловыми отложениями, смятыми в складки. В сводовых частях крупных антиклиналей могут обнажаться породы юры. Мощность отложений юры и мела, по сравнению с разрезом Сахарской платформы, здесь во много раз больше. Породы мезозоя в Сахарском Атласе дислоцированы в простые, прямые складки, обычно с широкими сводами. Нередко они имеют сундучную, коробчатую форму. Редко наблюдающиеся разломы наклонены круто (фиг. 77). Складчатую структуру местами срезают маломощные верхнетретичные континентальные отложения, дислоцированные в очень слабой степени.

К северу от складчатой зоны Сахарского Атласа лежит область Высоких плато, где обнажаются мезозойские и третичные отложения. В основании мезо-кайнозойского чехла здесь залегают метаморфизованные

складчатые породы палеозоя. Такие же породы слагают, видимо, и основание Сахарского Атласа.

На приводимом профиле (фиг. 78) видно, что третичные отложения в области Высоких плато дислоцированы не сильно, представляя в общем крупный синклинальный прогиб. Более интенсивная складчатость и некоторое увеличение мощностей отложений палеогена и неогена отмечаются в северной половине прогиба, где он примыкает к Теллийскому Атласу, характеризующемуся типичными формами альпийской тектоники. Что касается верхнетретичных образований, то особенно значительной мощности



Северной Африки (массив Ахаггар — Средиземное море).
(Repal, 1952).

юра, е) юра — нижний мел, континентальные образования (Сахара); 5 — триас; 6 — а) метаморфический фундамент

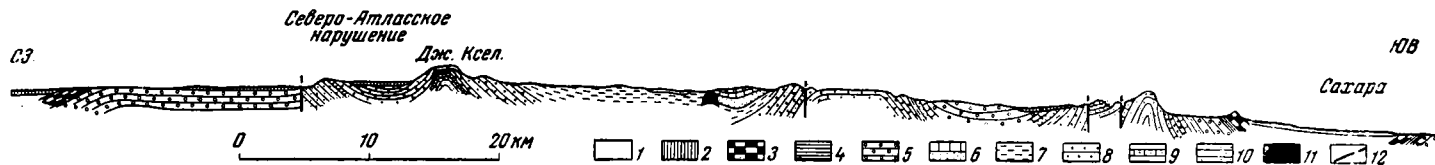
они достигают в бассейне Ходна, где отложения этого возраста представлены преимущественно морскими молассами. Теллийский Атлас своим южным краем сильно надвинут на прилегающие к нему со стороны Высоких плато третичные формации.

Как же представить себе историю тектонического развития Северной Африки?

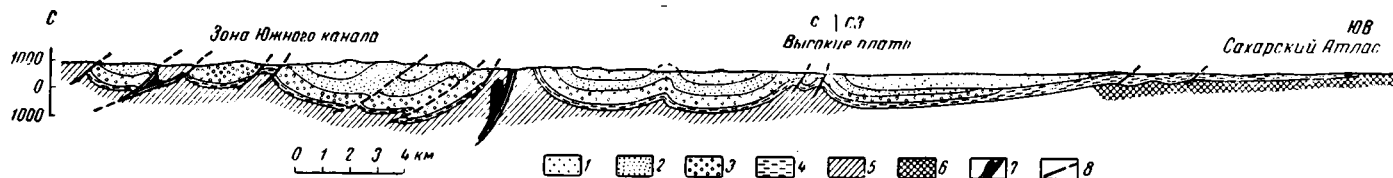
Нет сомнения в том, что Южно-Атласский разлом представляет собой древнейший структурный шов, отделявший Сахарскую плиту от складчатой зоны еще в палеозое. На месте Сахарского Атласа в палеозое был крупный прогиб, подвергшийся складчатости, сопровождавшейся метаморфизмом пород в эпоху герцинского орогенеза. В мезозое эта область снова испытала крупное прогибание (фиг. 79). Складчатость в ней произошла в послевержнемеловое время, а в основном, по-видимому, в эпоху альпийского орогенеза. Однако складчатость эта не была слишком сильной, что объясняется, по-видимому, сравнительной жесткостью палеозойского фундамента.

Располагающийся к северу район Высоких плато характеризуется похожими свойствами палеозойской структуры, но в мезозойское время этот район, напротив, представлял собой относительно поднятый блок. Перекрывающий его чехол мезо-кайнозоя почти не захвачен складчатостью. Таким образом Сахарский Атлас и прилежащий к нему район Высоких плато в эпоху альпийского цикла развития надо рассматривать как эпигерцинскую платформу. Отчетливо устанавливается, что эта платформа сохранила высокую подвижность в зоне Южно-Атласского глубинного разлома.

Севернее этой платформы развивался типичный альпийский геосинклинальный прогиб, занимающий территорию Теллийского Атласа. Там имело место формирование не только мощных мезозойских, но также и третичных формаций, впоследствии исключительно сильно дислоцированных, с образованием в структуре крупных шарьяжных перекрытий. Формирование главных структурных черт этой области закончилось до миоцена. В

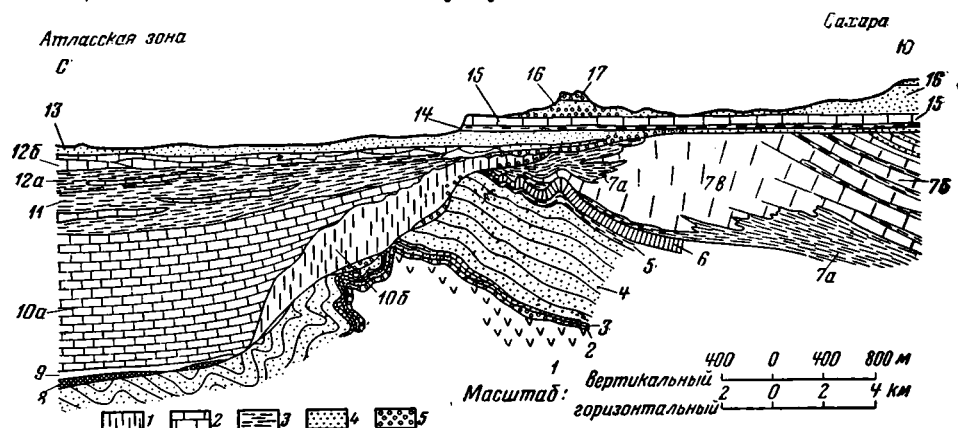


Фиг. 77. Тип складчатости Сахарского Атласа (профиль через Джебель-Амур). Из работы А. Корне (Cornet, 1952).
 1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения (континентальные); 3 — турон; 4 — сеноман; 5 — баррем и альб, песчаники;
 6 — готерив. известняки и песчаники; 7 — валаажин; 8 — нижний мел, песчаники; 9 — кимеридж; 10 — верхняя юра; 11 — триас, диапиры;
 12 — разломы



Фиг. 78. Профиль через зону Высоких плато (Тиарет и Сиди-Айсса). Из работы Репаль (Reral, 1952).
 1 — миоцен, песчаники; 2 — олигоцен, песчаники; 3 — верхний лютет; 4 — нижний эоцен; 5 — мел фация Атласского Телля;
 6 — мел фация Сахарского Атласа; 7 — триас; 8 — сбросы.

миоценовое время началось постепенное воздымание Атласа, с одновременным образованием краевого прогиба, занимающего значительную часть Высоких плато. Прогиб этот достаточно характерен: в частности, слагающие его формации имеют не столь значительную мощность, да и дислокации не столь интенсивны, как это обычно наблюдается. С другой стороны, прогиб чрезвычайно широк. Его распространение в ширину является как бы компенсацией относительно малого углубления.



Фиг. 79. Стратиграфическая схема перехода Атласской зоны в Сахарскую зону на южной алжиро-марокканской границе. Из работы Н. Меншикова (Menschikoff, 1936).

1 — рифовые известняки; 2 — известняки; 3 — сланцы, аргиллиты и мергели; 4 — песчаники; 5 — конгломераты. Цифровые обозначения на разрезе: 1 — древние вулканические породы; 2 — конгломерат основания палеозоя; 3 — доломитовые известняки (кембрийские?); 4 — кембрийские песчаники; 5 — готланд; 6 — девон; 7 — карбон (а — сланцы, б — слоистые известняки, в — рифовые известняки); 8 — зеленые породы; 9 — красные пласты в основании мезозоя; 10 — нижний и средний льяс (а — слоистые известняки, б — рифовые известняки); 11 — верхний льяс; 12 — средняя юра (а — мергели, б — оолитовые известняки); 13 — досеноманские песчаники; 14 — сеноманские гипсовые мергели; 15 — сеномано-туронские известняки; 16 — послетуронские красные пласты; 17 — конгломерат Шебна.

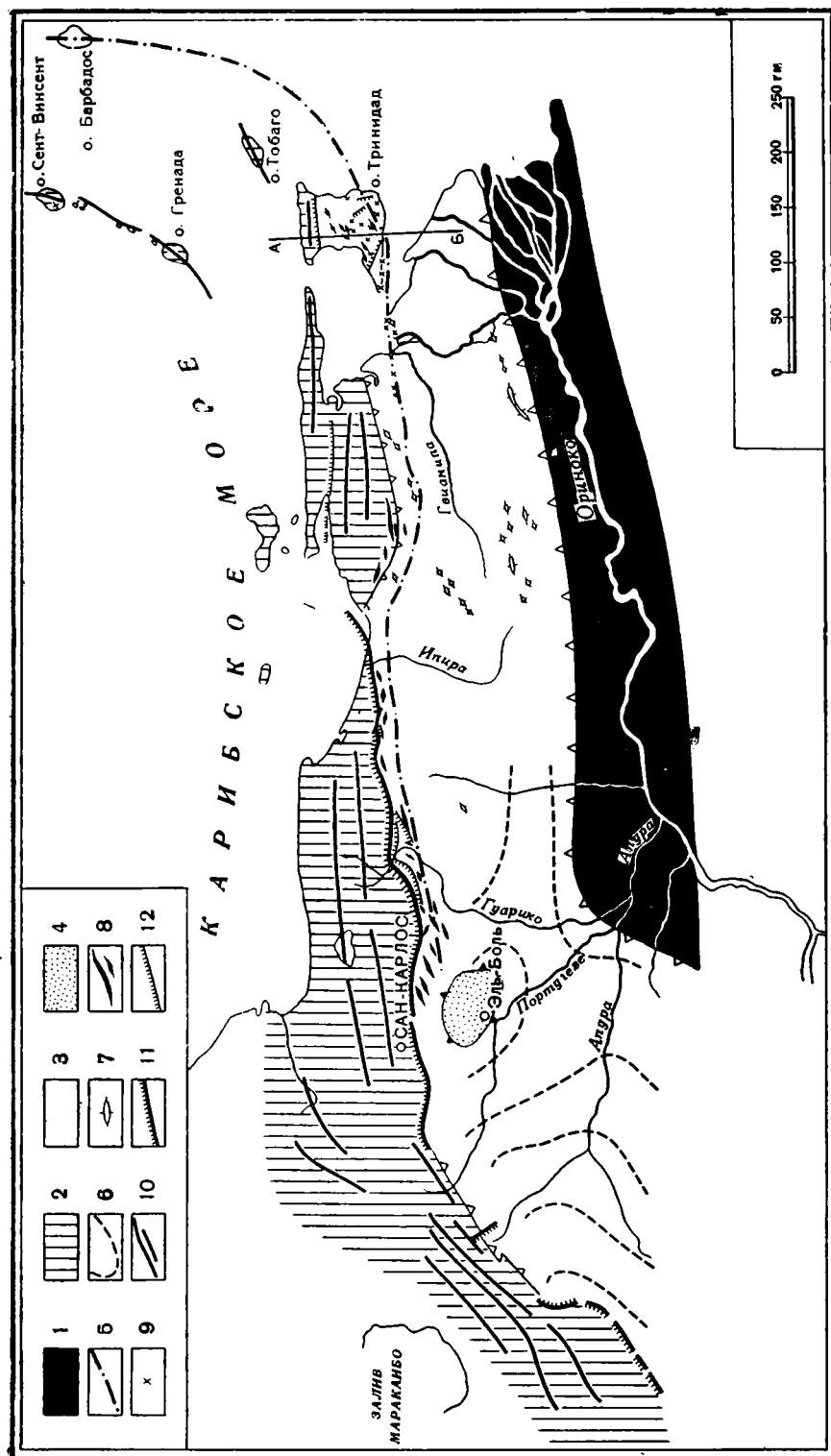
Наконец, специфическую черту этого краевого прогиба представляет наличие в нем полиметаллических месторождений (Больш) ¹. По-видимому, все перечисленные особенности связаны с развитием краевого прогиба на податливом основании, представляющем подвижную эпигерцинскую платформу.

8. КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Южноамериканские краевые прогибы изучены очень слабо. Система этих прогибов прослеживается между Кордильерской зоной третичной складчатости и Южно-Американской платформой, видимо вдоль всего материка, захватывая несколько государств: Венесуэлу, Колумбию, Эквадор, Бразилию, Перу, Боливию и Аргентину. Эти краевые прогибы имеют существенное геолого-экономическое значение, поскольку во всех указанных выше странах с ними связаны более или менее значительные нефтяные месторождения.

Ниже будет рассмотрено строение краевого прогиба Венесуэлы, изученного лучше других. Этот прогиб имеет много общих черт с Предкарпатским краевым прогибом, обладая в то же время и некоторыми специфическими особенностями.

¹ В кн.: «Рудные регенерированные месторождения». Пер. с нем. Изд. иностр. лит., 1957.



Фиг. 80. Тектоническая схема красного прогиба Венесуэлы.

1 — Гвианский штат; 2 — Карибско-Тринидадская складчатая зона; 3 — красной прогиб; 4 — поднятие Эль-Боль; 5 — осев. красного прогиба; 6 — поднятия по условному горизонту; 7 — нефтяные антиклинали; 8 — линейные антиклинали; 9 — глинистые прослои; 10 — глинистые прослои; 11 — крупные надвиги; 12 — надвиги и сбросы.

Северным ограничением описываемого краевого прогиба (фиг. 80) является складчатая зона, окаймляющая с юга Карибское море и сложенная очень мощными мезозойскими и палеогеновыми породами. Отходя от Восточных Кордильер Колумбии, эта зона прослеживается далее на восток, через хр. Сьерра-де-Мерида, затем Карибскую цепь, на о-в Тринидад. С юга краевой прогиб ограничен Гвианским щитом, сложенным древними метаморфическими и изверженными породами.

В западном направлении прогиб сливается с системой краевых прогибов Кордильер, отделяясь от смежной впадины поперечным поднятием, расположенным в районе г. Эль-Боль на р. Португеза. К востоку от о-ва Тринидад, как показывают гравиметрические аномалии, краевой прогиб отгибается к северу (к о-ву Барбадос), меняя свое простирание от почти широтного на субмеридиональное. Значительная часть краевого прогиба лежит в области равнины Льянос, простирающейся на левобережье р. Ориноко.

Прогиб Венесуэлы представляет собой крупную структуру, прослеживаясь в длину более чем на 1000 км (до восточного берега о-ва Тринидад). Ширина его достигает 250 км.

В нижней части краевой прогиб выполнен сероцветной молассой олигоценового — миоценового возраста. Разрез состоит преимущественно из сланцев, песчаников и конгломератов, в осевой части прогиба достигающих мощности 9 км. Ближе к платформенной части в прогибе развита формация Официна, которая состоит главным образом из серых, темно-серых и коричневых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и включающих тонкие слои лигнитов, лигнитовых сланцев, сланцев с сидеритами, железисто-глауконитовых песчаников и некоторых других пород. Мощность этой формации в районе Официна местами достигает 450—1400 м, а северо-западнее этого района, ближе к осевой зоне, — 2500—3400 м.

Формация представляет собой чередование мелководных морских, лагунных и угольно-болотистых отложений. В верхней части разреза краевого прогиба преобладают континентальные и лагунные молассовые отложения, относящиеся к миоцену — плиоцену. В составе этих отложений — различные песчаники, конгломераты, сланцы, слои лигнитов. Общая их мощность достигает местами первых тысяч метров.

В самой верхней части разреза краевого прогиба залегают четвертичные образования, которые в некоторых местах достигают мощности 170 м.

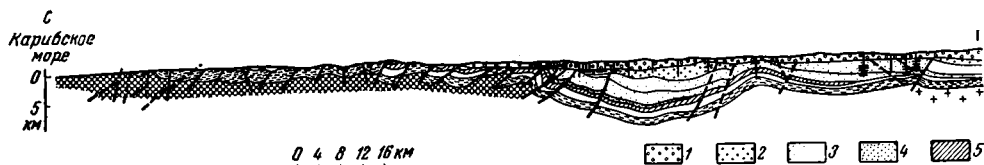
Формации краевого прогиба хорошо выдерживаются по простиранию структуры, но существенно изменяются, по их составу и строению, в поперечном направлении (фиг. 81). В предгорной зоне они лежат на складчатых меловых и третичных образованиях, постепенно выклинивающихся в сторону Гвианского щита. В приплатформенной зоне формации краевого прогиба перекрывают верхнемеловые отложения, покоящиеся на кристаллических породах щита, или непосредственно эти последние.

Ось краевого прогиба сильно приближена к горной области, что определяет значительную асимметрию в его поперечном сечении. В процессе развития геосинклинального прогиба и краевого прогиба произошло перемещение их осей в направлении с севера на юг. Общее погружение оси краевого прогиба происходит в восточном направлении. К северу от оси, т. е. в предгорной области, выполняющие краевой прогиб формации дислоцированы исключительно сильно — они смяты в резкие наклонные и опрокинутые складки, нарушенные надвигами. Движение масс происходило в направлении Гвианского щита (фиг. 82).

Наоборот, к югу от оси прогиба распространены локальные брахиантиклинальные складки, многие из которых разбуриваются на нефть.

В приосевой зоне прогиба распространены глинистые диапировые структуры и грязевые вулканы. Особенно широко они развиты на о-ве Тринидад.

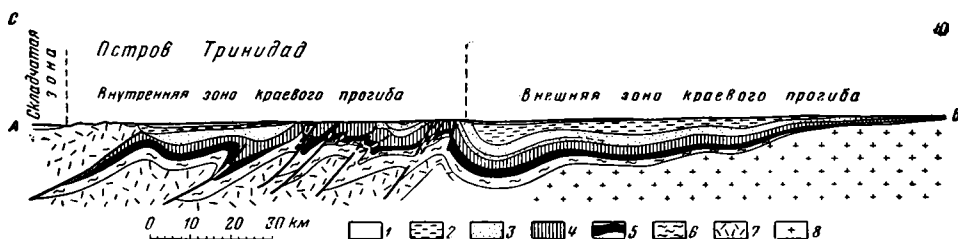
На о-ве Тринидад (Suter, 1951; Lees, 1952) различаются три типа глиняных диапиров. Первый тип характеризуется наличием в ядре жестких меловых пород, изгибание которых в антиклинальную складку вызвало образование диапировой структуры (фиг. 83). Другой тип, изображенный на фиг. 84, характеризует структуру без диапирового протыкания. Третий тип отражает грязевой вулкан (фиг. 85). Их происхождение Лиис связывает с разломами в фундаменте.



Фиг. 81. Геологический профиль через

1 — плио-плейстоцен; 2 — миоцен; 3 — олигоцен; 4 — эоцен; 5 — палеоцен — верхний мел; гвианского щита; 1n — разломы;

Соотношение краевого прогиба со складчатой зоной сложное. Более или менее метаморфизованные мезозойские и третичные образования, смятые в сложные складки, полого надвинуты на внутреннюю зону краевого прогиба. Основываясь на особенностях строения последней, можно предполагать, что складчатое основание простирается вплоть до осевой зоны краевого прогиба. Внешнее крыло прогиба лежит непосредственно



Фиг. 82. Разрез через о-в Тринидад в направлении к Гвианскому щиту (линию разреза см. на фиг. 80). Из работы Линса (Lees, 1952) с некоторыми изменениями автора.

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — миоцен; 4 — олигоцен; 5 — верхний мел; 6 — нижний мел; 7 — мезозойское складчатое основание; 8 — кристаллический фундамент.

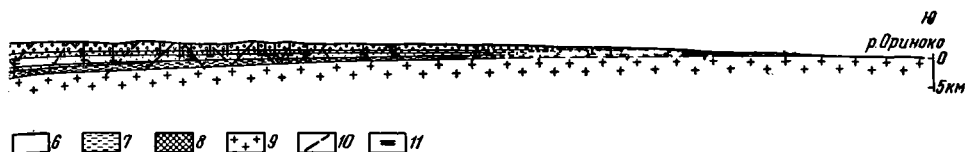
на образованиях Гвианского щита. Такая особенность в тектоническом положении краевого прогиба находится, по-видимому, в связи с особенностями геологического развития морей, архипелагов и структур континента Центральной Америки (фиг. 86).

9. КРАЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

С запада к Северо-Американской платформе примыкает огромный складчатый пояс, протягивающийся от Аляски до Центральной Америки. Он достигает ширины 1600 км. Тектоническое строение этого пояса неоднородно (фиг. 87). С запада на восток в США в нем могут быть выделены следующие главнейшие тектонические зоны: 1) зона Береговых гор, характеризующаяся длительным геосинклинальным режимом, продолжающимся и в настоящее время; 2) зона Кордильер, закончившая геосинклинальное развитие во второй половине юрского периода, когда возник Невадский орогенический пояс, т. е. мезозонды; 3) краевая система мезозонд, отчасти принадлежащая Скалистым горам, а частично располагающаяся на плато Колорадо; 4) собственно Скалистые горы, образование ко-

торых, в основном, связано с ларамийской складчатостью (конец мелового — начало третичного периода), и, наконец, 5) система краевых впадин Скалистых гор, выполненных мощными нижнетретичными отложениями. На востоке этот пояс ограничивается западным склоном Канадского щита.

Мощнейшая складчатая зона Кордильер протягивается от Аляски до Южной Мексики. Ее развитие закончилось в мезозое образованием исклю-



Венесуэльский краевой прогиб.

6 — верхний мел; 7 — нижний мел; 8 — карибские серии; 9 — мезозойский фундамент
11 — скопления нефти.

чительно сложной складчатой структуры, нарушенной разломами и прорванной интрузиями гранитной магмы, достигающими зачастую грандиозных размеров. Возраст основных из этих интрузий такой же, как и в области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР, т. е. конец юры — начало нижнемеловой эпохи.

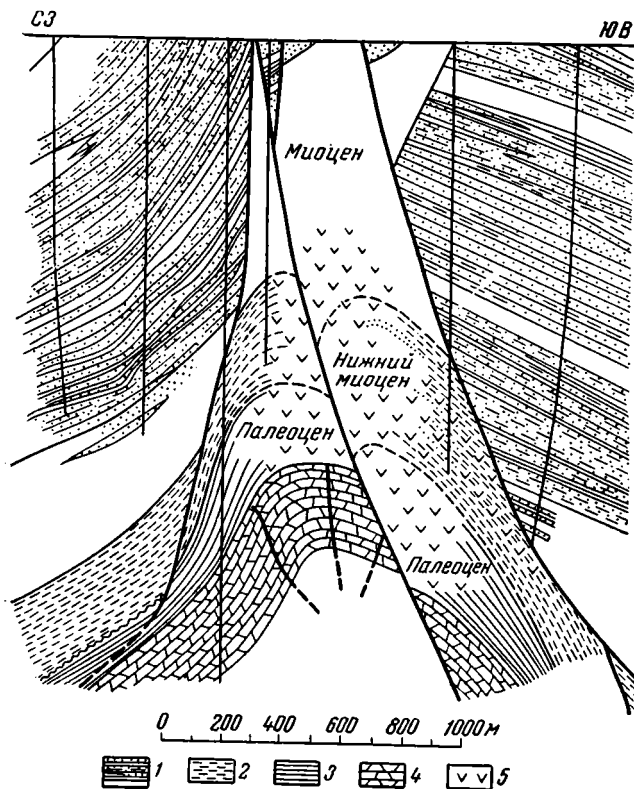
Мощнейшая мезозойская складчатость и общее воздымание края континента повлекли за собой в конце юры и начале мела опускание крупной зоны по периферии складчатой области. Общее представление о распределении мощностей отложений для нижнего и верхнего мела на территории, разделяющей Канадский щит и складчатую область, дают палеотектонические схемы, составленные А. Ирдли (1954). Из этих схем можно видеть, что наибольшие мощности меловых отложений прослеживаются в полосе, прилегающей в складчатой области и вытянутой в целом согласно с ее простиранием (фиг. 88, 89).

Однако зона этого прогибания по своей структуре неоднородна. В ее северной части, в пределах Канады, вырисовывается огромный линейный прогиб, лежащий между склоном Канадского щита и Канадскими Скалистыми горами (фиг. 90). На север этот прогиб прослеживается примерно до Полярного круга. Его развитие началось в верхнеюрское время, но особенно отчетливо он обозначился в эпоху нижнего мела.

В нижнем мелу здесь формировалась мощная (до 1500 м) угленосная серия Кутней (формация Кутней — американских геологов), которая состоит из переслаивания песчаников и темных сланцеватых глин с многочисленными пластами углей. Ирдли полагает, что, вероятно, все эти породы не морского происхождения. Их мощность уменьшается в направлении к склону Канадского щита. В составе этой серии, наряду с мощными песчаниками, принимают также участие мощные пласты конгломератов, в гальке которых обнаруживаются граниты мезозойских (невадских) батолитов.

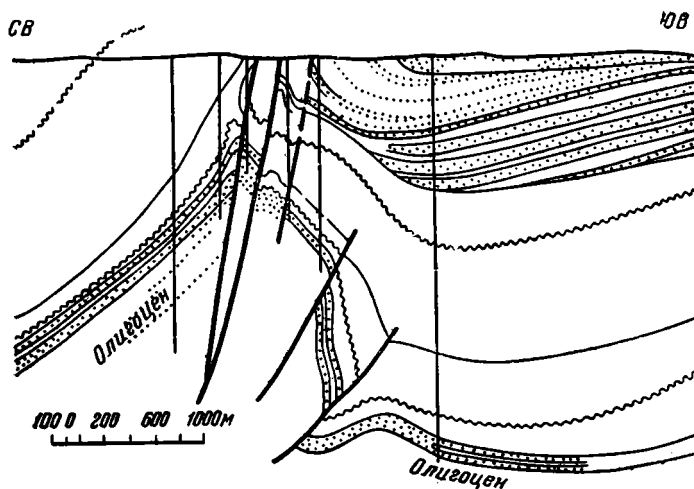
Серия Кутней представляет собой угленосную молассу. Она перекрыта довольно мощными, преимущественно грубообломочными породами серии Блэрмор, отвечающими апту и альбу. В эпоху верхнего мела угленосная зона здесь не происходила. Прогиб в эту эпоху сместился к востоку и заполнялся то морскими, то континентальными терригенными толщами. В эоценовое время (а возможно, еще и в палеоцене) как думают, породы краевого прогиба были смяты в складки и раздроблены сбросами и крутыми надвигами. Структура предгорной части краевого прогиба сходна со структурой самих Скалистых гор. Вероятно крайняя часть этих гор входила в краевой прогиб, по крайней мере, нижнемелового времени.

В арктической части Канады структурные связи платформы и складчатой области неясны, [но можно думать, что и здесь, на правобережье



Фиг. 83. Глиняный диапир с верхнемеловыми известняками в ядре, о-в Тринидад. Из книги Сутера (Suter, 1951).

1 — средний миоцен (пески и глины); 2 — нижний миоцен;
3 — палеоцен; 4 — верхний мел; 5 — грязевые массы.

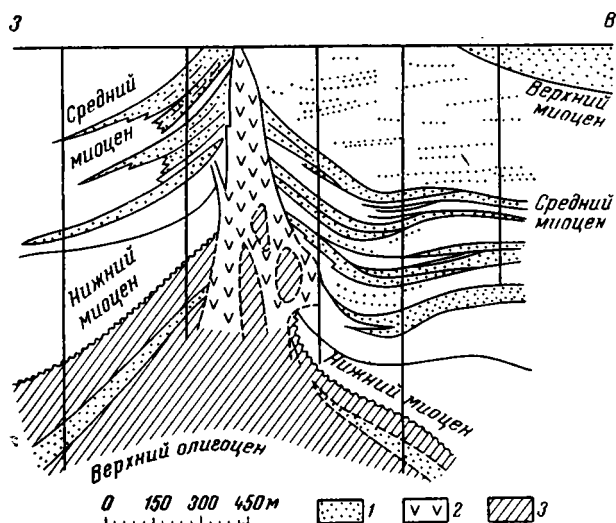


Фиг. 84. Дисгармоничная глиняная структура без диапирового протыкания. Верхнетретичные отложения о-ва Тринидад. Из книги Сутера (Suter, 1951).

р. Маконзи, также имеется прогиб, выполненный меловыми отложениями. Во всяком случае, на севере Аляски, по периферии хр. Брукса, безусловно существует синклинальная структура, принадлежащая к типу краевых прогибов.

Совершенно иные структурные соотношения мезозой с прилежащими областями наблюдаются в США.

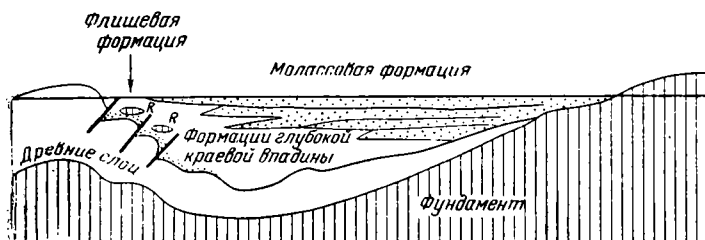
К южным структурным ограничением Канадских скалистых гор и прилежащего к ним прогиба является поперечный пояс изверженных пород (см. фиг. 87), прослеживаемый в штатах Айдахо и Монтана. Все развитые здесь интрузивные породы и в значительной части эффузивы имеют



Фиг. 85. Грязевой вулкан, о-в Тринидад. Из работы Линса (Lees, 1952).

1 — песок; 2 — грязевые массы; 3 — верхний олигоцен.

ларамийский возраст. Однако трудно сомневаться в том, что поперечные разломы, которые служили путями проникновения магмы в третичном периоде, имеют более древнее заложение.

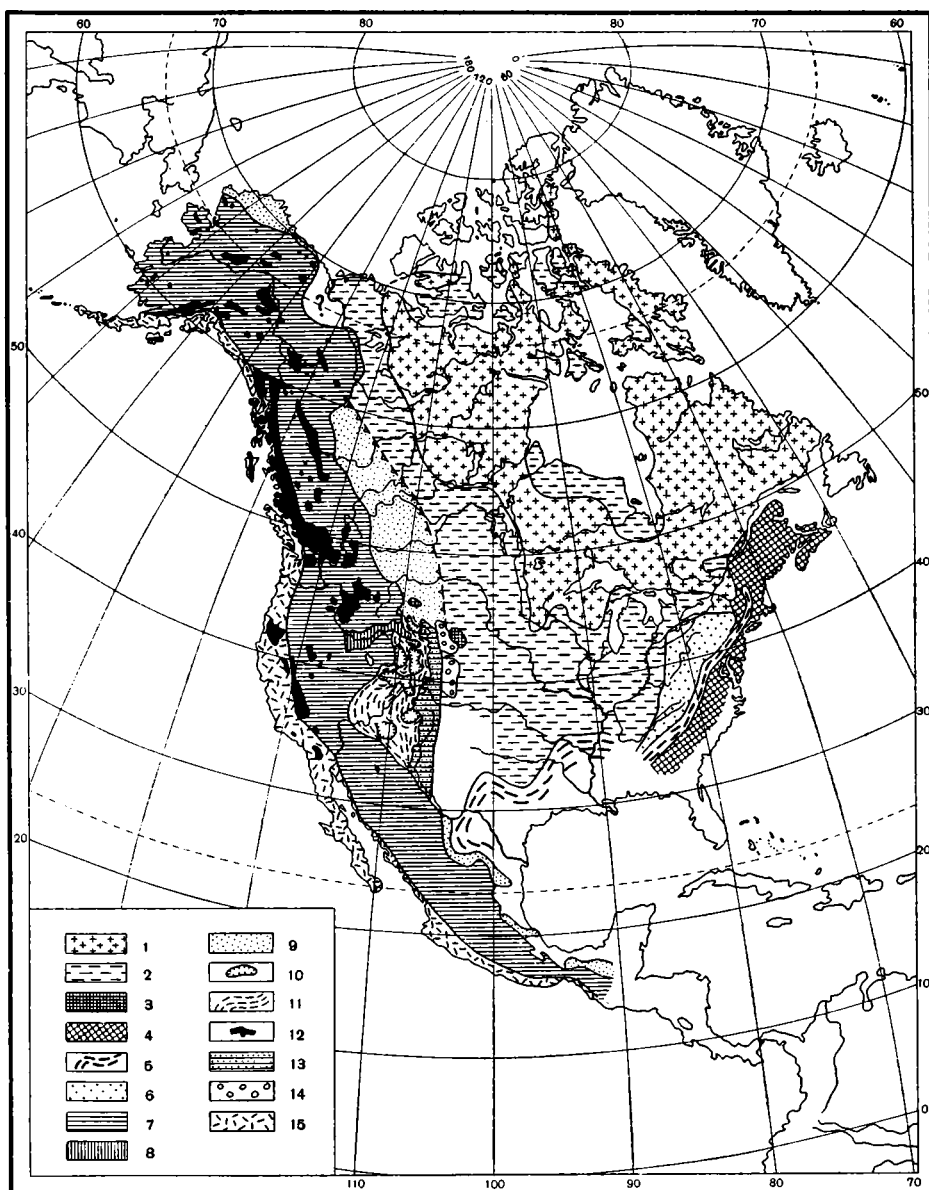


Фиг. 86. Асимметрия красного прогиба (тип Ориноко). Из работы Сутера (Suter, 1951).

R — нефтесодержащие породы.

К югу от указанного поперечного пояса изверженных пород и вплоть до плато Колорадо перед фронтом мезозойской складчатой области прослеживается совсем иная, чем в Канаде, тектоническая структура. Она характеризуется распространением большого количества крупных, часто изометричных по форме впадин с различным простиранием осей, разделенных обычно высоко поднятыми укороченными антиклинальными свода-

ми. Такая своеобразная петельчато-мозаичная структура занимает огромную площадь (фиг. 91). Вдоль гор она прослеживается на 1200 км; в ширину достигает 400 км.

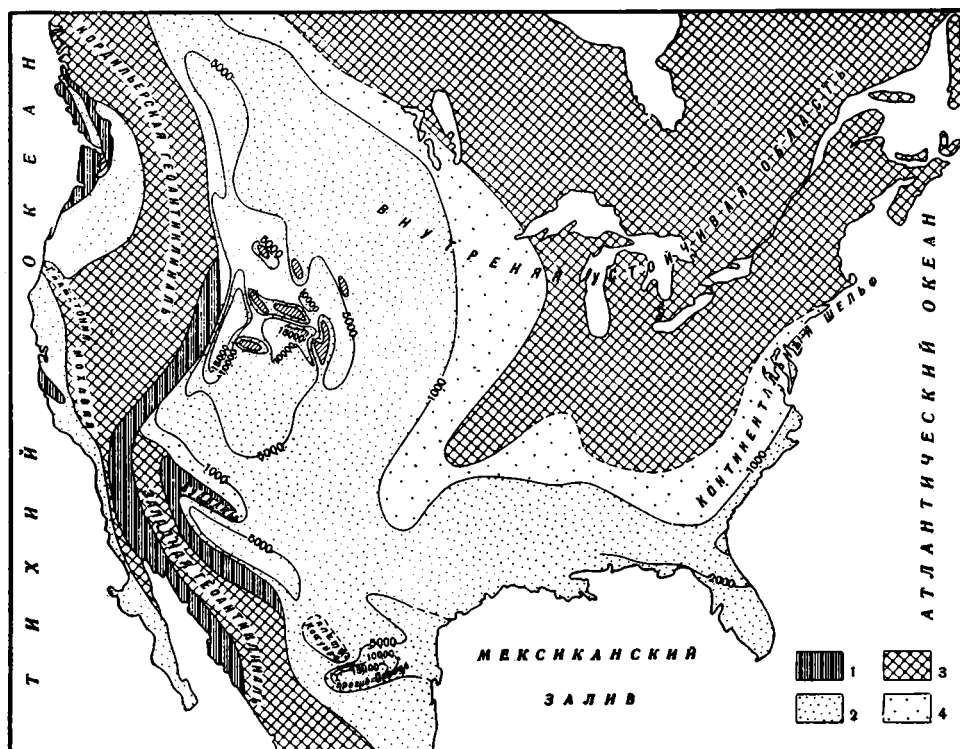


Фиг. 87. Тектоническая схема Северной Америки.

1 — кристаллические породы докембрия; 2 — палеозойский чехол платформы; 3 — поднятие Блэн-Хиллс; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — Преаппалачский краевой прогиб; 7 — мезозойды; 8 — поперечный вулканический пояс; 9 — краевые прогибы; 10 — краевые бассейны; 11 — подвлия в краевой системе; 12 — интрузии гранитоидов; 13 — ларамиды; 14 — краевые впадины; 15 — альпиды.

Описываемая структура сформировалась в нижнемеловое время, что указывает на ее генетическую связь с конечным этапом развития геосинклинальной области.

В числе прогибов, входящих в эту структуру, можно упомянуть бассейны: Бигхорн, Грин-Ривер, Уинта, Блэк-Меса, Сан-Хуан и др. Большинство из этих прогибов представляет природные нефтяные резервуары, почему они и привлекают к себе большое внимание. Отдельные из этих впадин достигают крупных размеров, простираясь на сотни километров.

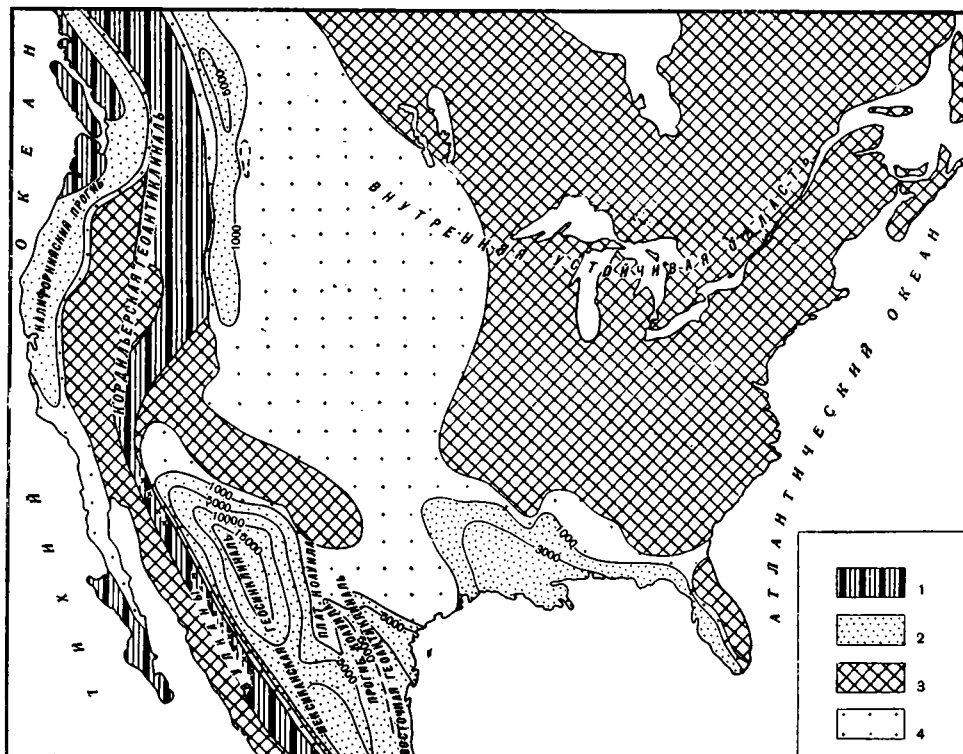


Фиг. 88. Тектоническая карта Северной Америки для эпохи нижнего мела, по Ирдли (1954). Изопакеты в тыс. футов; в пределах контуров с редкими точками мощность отложений менее 1000 футов.

- 1 — орогенические пояса; 2 — бассейны и области, покрытые мощными осадками;
3 — области эпигерогенического поднятия, подвергшиеся эрозии; 4 — области, покрытые маломощными осадками.

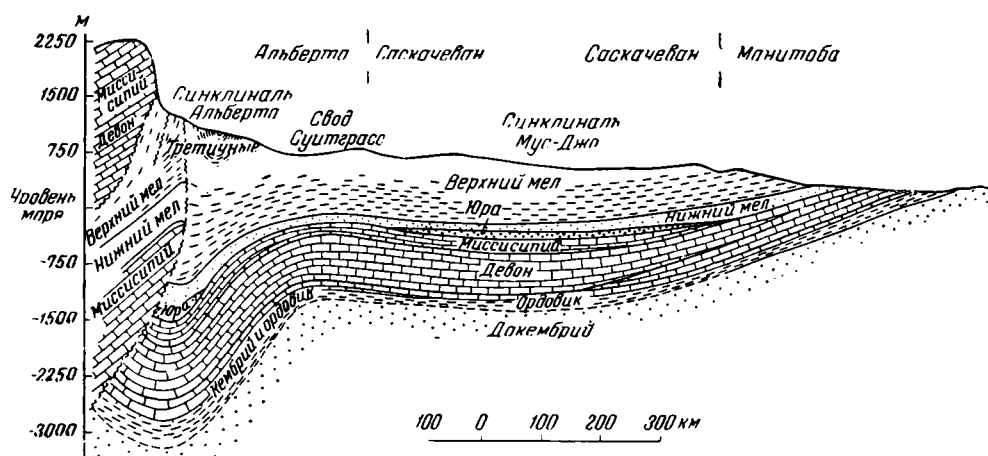
Столь же крупными могут быть и разделяющие их поднятия и своды, представляющие собой антиклинальные структуры, сложенные обычно в ядре кристаллическими породами докембрия, а на крыльях — отложениями палеозоя и мезозоя.

В качестве примера впадин можно кратко охарактеризовать бассейн Бигхорн (фиг. 92). По описанию Ирдли, этот бассейн «выстилается на глубине палеозойскими слоями мощностью от 850 до 1050 м, триасовыми и юрскими слоями мощностью около 500 м, меловыми слоями мощностью 2300—3000 м, а в центральной и западной частях — палеоценовыми и эоценовыми слоями мощностью до 1000 и более метров. Бассейн Бигхорн представлял собой шельфовую область вплоть до мелового времени, когда произошло значительное опускание площади, примыкавшей с востока к активной Кордильерской геосинклинали, которая протягивается через Юту и восточный Айдахо».



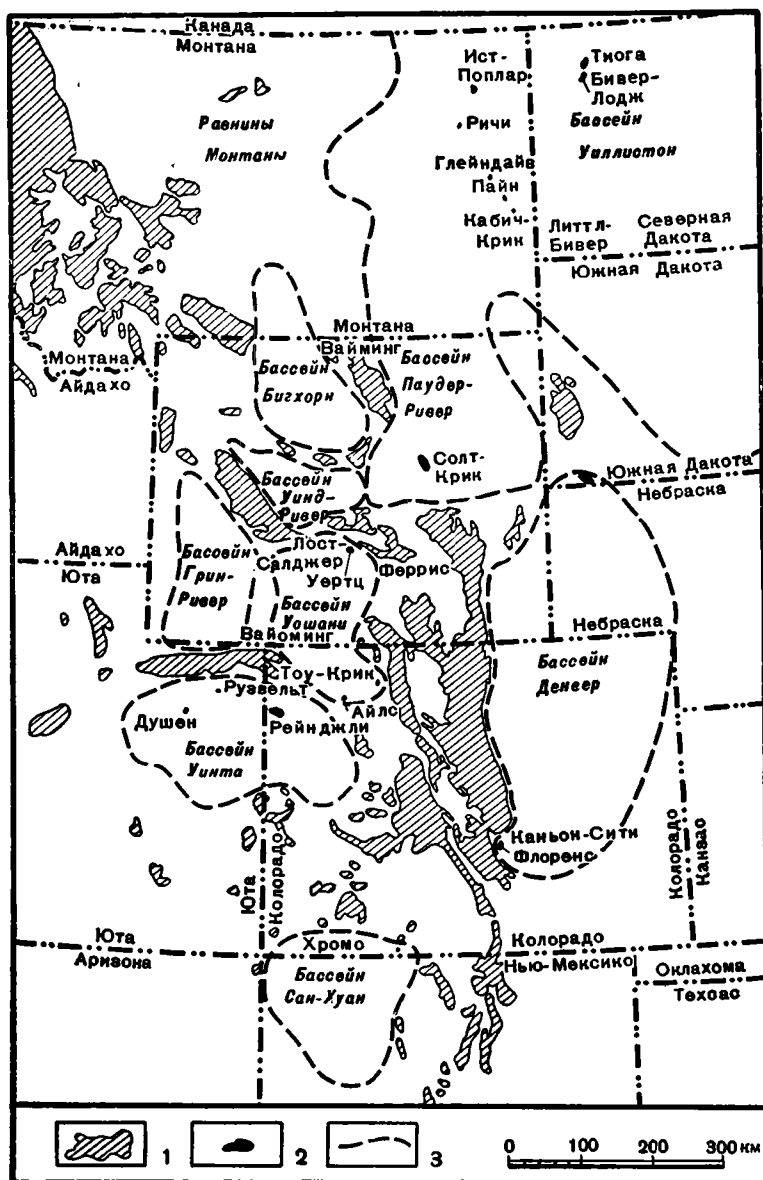
Фиг. 89. Тектоническая карта Северной Америки для эпохи верхнего мела, по Ирдин (1954). Изопахиты в тыс. футов; в пределах площадей с редкими точками мощность отложений менее 1000 футов.

1 — орогенные пояса; 2 — бассейны и области, покрытые мощными осадками; 3 — области эпигерогенного поднятия, подвергшиеся эрозии; 4 — области, покрытые маломощными осадками.



Фиг. 90. Схематический разрез района равнин Западной Канады, по Калею (1956).

Выполняющие бассейн отложения смяты в складки. По краям бассейна — это обычно структуры с крутопадающими крыльями, иногда асиммет-

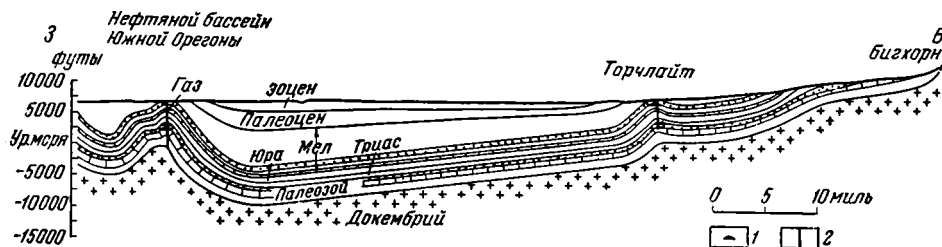


Фиг. 91. Карта распространения нефтяных бассейнов в провинции Скалистых гор, по Хьюберту и Виллису (1956).

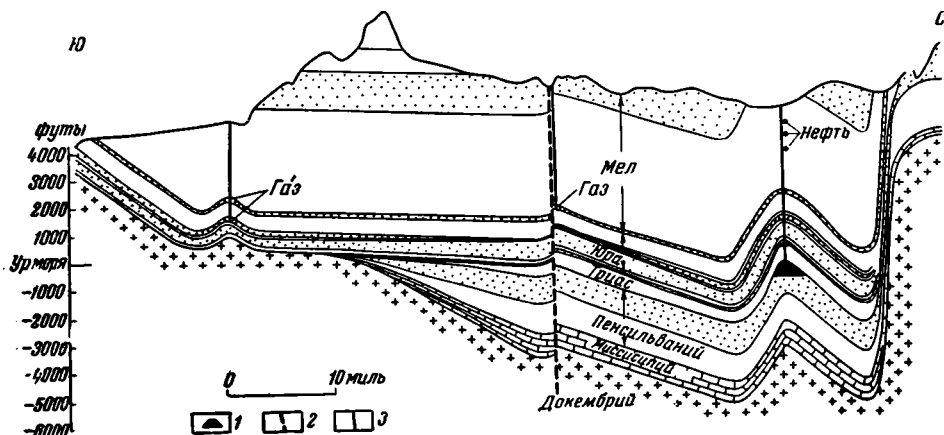
1 — выходы пород фундамента; 2 — нефтяные месторождения с трещиноватыми коллекторами; 3 — границы бассейнов.

ричные (например, в бассейне Уинта; фиг. 93), а местами куполовидные. Почти все купола и антиклинали содержат нефть или газ.

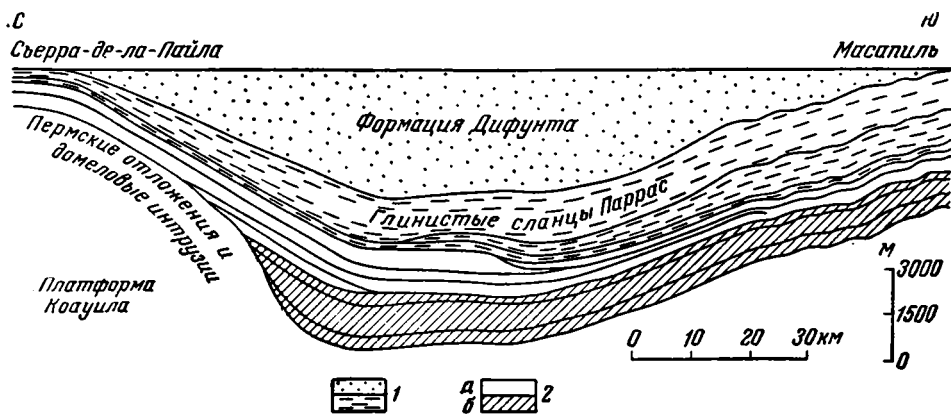
Охарактеризованная петельчато-мозаичная структура нигде в таких масштабах на земном шаре не встречается. Она представляет собой особый тип тектонической структуры, относящийся к области сочленения платфор-



Фиг. 92. Поперечный разрез через бассейн Бигхорн. Из кн.: «Possible future petroleum provinces of Northern America». 1951.
1 — нефтяные залежи; 2 — буровые скважины.

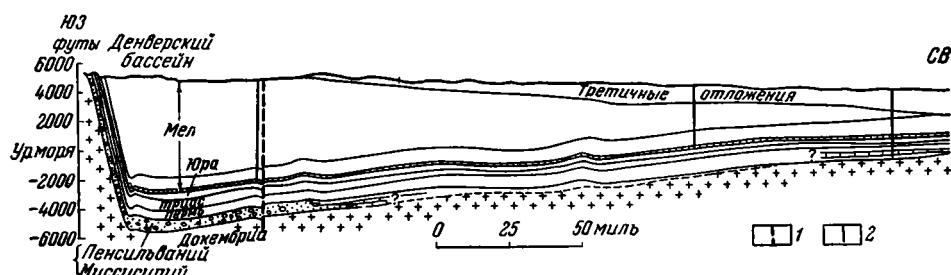


Фиг. 93. Поперечный разрез через бассейн Уинта. Из кн.: «Possible future petroleum provinces of Northern America». 1951.
1 — нефтяные залежи; 2 — сбросы; 3 — скважины.



Фиг. 94. Схема строения прогиба Паррас, по Ирдли (1954).
1 — верхний мел; 2 — а) нижний мел и б) верхняя юра, преимущественно известняки

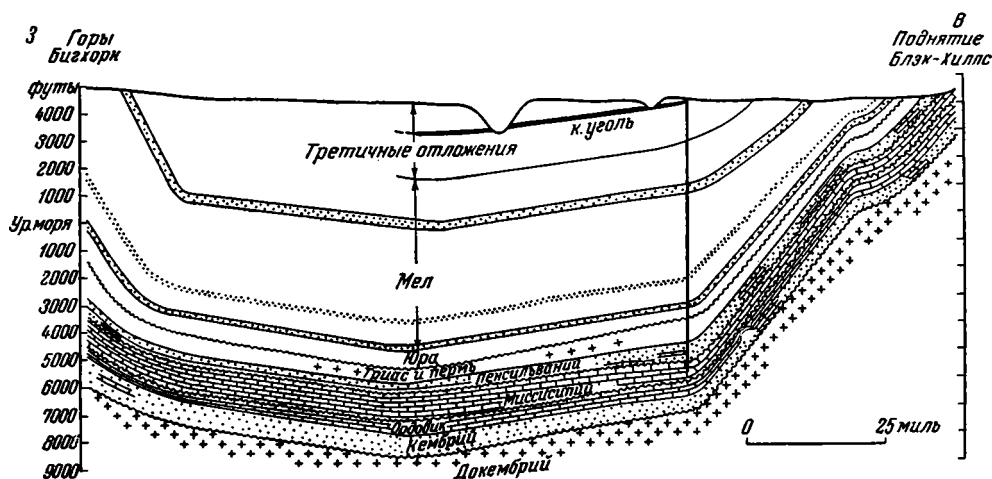
менных и геосинклинальных областей. Ее своеобразие зависит, как это обычно бывает, главным образом от особенностей строения основания. Частично таковым является жесткий массив Колорадо, а отчасти—зона Скалистых гор, характеризующаяся, как известно, большой спецификой в ее развитии и строении.



Фиг. 95. Схема соотношения разрезов Скалистых гор и склона Северо-Американской платформы (штаты Колорадо и Небраска). Из кн.: «Possible future petroleum provinces of Northern America». 1951.

1 — сброс; 2 — буровые скважины.

Наконец, целая система мезозойских краевых прогибов имеется в Мексике. Самым северным из этих прогибов и в то же время самым крупным является прогиб Паррас (фиг. 94), лежащий на стыке Мексиканских Кордильер и палеозойского массива Коауил. Схема расположения этих прогибов дана Альваресом (Alvarez, 1949).



Фиг. 96. Разрез через бассейн Паудер-Ривер. Из кн.: «Possible future petroleum provinces of Northern America», 1951. Волнистой линией показаны границы несогласий.

Петельчато-мозаичную структурную зону с востока окаймляют собственно Скалистые горы, сформировавшиеся в эпоху ларамийской складчатости. Скалистые горы США по своему строению, возрасту складчатости, магматизму и отношению к мезозойским и кайнозойским областям краевых опусканий существенно отличаются от Скалистых гор Канады, которые представляют собой, по существу, составную часть мезозойских.

По восточной периферии Скалистых гор США развивались глубокие бассейны. Особенно сильное погружение в связи с ларамийской орогенией претерпел бассейн Денвер (фиг. 95).

По данным геофизики, 40 км восточнее г. Денвера глубина залегания кристаллического фундамента достигает 8 км. Временем основного погружения был олигоцен, когда сформировались конгломераты Кастл-Рок. В пенсильванское время область Денверского бассейна погрузилась на 500 м, а в поздне меловое — на 1600 м.

Другой прогиб — бассейн Паудер-Ривер (фиг. 96) расположен севернее Денверского, между хр. Бигхорн и поднятием Блэк-Хиллс. Бассейн выполнен меловыми, палеоценовыми и эоценовыми слоями. Мощность нижнетретичных отложений в наиболее глубоких частях бассейна, по сейсмическим данным, достигает 3500 м. Восточное крыло бассейна дислоцировано слабо. Вдоль западного крыла, прилежащего к хр. Бигхорн, породы собраны в складки. После нижнего эоцена накопления осадков здесь не происходило.

Очень крупных мощностей третичные отложения достигают и в некоторых мезозойских бассейнах. Например, в бассейне Уинд-Ривер мощность пород третичного возраста достигает местами 3000 м. По существу, в этих случаях мы имеем дело с внутренними впадинами, унаследовавшими свое развитие от мезозойского этапа.

Помимо бассейнов Паудер-Ривер и Денверского, вдоль края Скалистых гор в более южных районах США имеется также ряд других ларамийских впадин. Все они простираются согласно с общим простираанием Скалистых гор и вытянуты в том же направлении. Таким образом, вдоль края Скалистых гор США проходит выдержанная полоса глубоких третичных впадин, которые представляют собой краевые впадины ларамийской складчатости. По их форме и внутренней структуре эти впадины отличаются от линейных краевых прогибов и от петельчато-мозаичной структуры, охарактеризованной выше. Причиной их образования явилось воздымание на окраине платформы переработанной глыбово-складчатыми движениями жесткой структуры, именуемой американцами «шельфом».

Глава III

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ И СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Изучение структурных связей платформенных областей и складчатых зон показало, что краевые прогибы являются наиболее распространенным типом этих связей.

Наиболее широко на поверхности Земли развиты складчатые зоны альпийской эпохи, поэтому главная часть краевых прогибов имеет альпийский возраст. Сюда относятся: предкавказские прогибы, Предкарпатский, Предальпийский, Предпиренейский прогибы Европы; Прикопетдагский, Предгималайский, Месопотамский прогибы Азии; краевые прогибы Южной Америки.

Краевые прогибы герцинского возраста пользуются меньшим распространением. В Европе к ним относятся Предуральский прогиб и система прогибов перед фронтом герцинид в Бельгии, во Франции, в Германии и Польше; в Азии — Предкуэньюньский (верхнепалеозойский) прогиб; наконец, в Северной Америке — Преаппалачский и Предуачитский прогибы.

С мезозоидами связаны Приверхоянский и Канадский краевые прогибы. Краевые прогибы каледонид в литературе неизвестны.

Другие типы краевых структур — краевые швы и поперечные краевые системы пользуются значительно меньшим распространением.

Тип сочленения древних платформ со складчатыми зонами, выраженный только краевым швом, известен лишь для структур каледонского возраста. Что касается герцинского цикла, то в небольшом числе случаев, когда краевые швы выявляются, они сопровождаются развитием краевых прогибов. Это обстоятельство позволяет рассматривать краевые швы в качестве такого типа сочленения древних платформ со складчатыми зонами, который характеризует прежде всего каледонский цикл развития.

Поперечные краевые прогибы свойственны герцинским и мезозойским образованиям, но, по-видимому, отсутствуют в альпийских, что также указывает на преходящий характер этих структур. К структурам такого типа нельзя относить Рейнский или Ронский грабены. Рейнский грабен, разделяющий кристаллические комплексы Вогезов и Шварцвальда, не может относиться к категории поперечных краевых прогибов, располагающихся против внутренних углов платформ. Механизм его образования был рассмотрен в предыдущей главе, и здесь мы на этом не останавливаемся.

Такой же механизм формирования характеризует Ронский грабен, захвативший окраину Центрального Французского массива. Это тип одних и тех же структур, резко отличных от поперечных краевых прогибов и даже от поперечных грабенов типа грабена Осло. Таким образом, в эпоху каледонской складчатости связи платформенных областей и складчатых зон выражались в виде краевых швов. Позднее, в эпоху герцинской и мезозойской складчатости, связи эти существовали как в виде краевых поперечных прогибов, так и в виде собственно краевых прогибов. В эпоху альпийской складчатости развивались, по-видимому, только продольные краевые прогибы. Преходящий характер всех указанных структурных связей не является случайным, а отражает общую эволюцию активности геосинклинального процесса.

Геосинклинальные зоны в процессе их развития воздействуют на окраинные части платформ. Мощные геосинклинальные процессы вызывают опускание и переработку структуры окраинных частей платформ (иногда на крупных площадях). Возможны случаи ассимиляции значительных платформенных площадей с последующим развитием на них складчатых зон. Примеров первого рода множество. К ним относятся многочисленные синеклизы и впадины на окраинах платформ, а также продольные и поперечные краевые прогибы. Пример ассимиляции платформы складчатой областью представляет восточная окраина Сибирской платформы, постепенно поглощавшаяся областью мезозойской складчатости Северо-Востока СССР в процессе ее развития.

Отсюда следует, что геосинклинальный процесс каледонид, когда не образовывалось краевых прогибов, не сопровождался столь интенсивной переработкой прилегающих платформ, как, например, герцинский или альпийский. В эпоху герцинской и мезозойской складчатости известные нам краевые прогибы достигают огромных размеров во всех трех измерениях. Кроме того, с этими эпохами складчатостей связывается развитие крупных поперечных краевых прогибов и окраинных синеклиз. Поэтому можно сделать вывод об исключительно сильном воздействии геосинклинальных систем герцинского и мезозойского возраста на окраинные части платформ.

В эпоху альпийского складкообразования широко образовывались краевые прогибы, но только продольного типа. Можно думать, что степень воздействия альпид на окраины древних платформ была менее значительной, чем двух предыдущих эпох складкообразования.

В произведенном анализе можно видеть подтверждение теории стадийности геосинклинального процесса, недавно выдвинутой Н. С. Шатским. Она заключается в том, что складчатость в истории Земли, начиная с нижнего палеозоя, для Атлантического сегмента земного шара рассматривается как единый общий процесс, в котором выделяются три стадии: 1-я — каледонская, 2-я — герцинская и 3-я — альпийская. Во всем своем богатстве и разнообразии геосинклинальные явления проявились в эпоху герцинской складчатости; каледонская складчатость представляет собой как бы подготовительный этап, а альпийская — заключительный.

Выше указывалось, что одним из показателей меньшей степени воздействия складчатых зон на окраины платформ в альпийскую эпоху является отсутствие краевых поперечных прогибов. Может возникнуть вопрос, не объясняется ли это тем, что в эпоху альпийской складчатости зоны этой последней не подошли к внутренним углам платформ, что является обязательным условием образования краевых поперечных прогибов. Действительно, у нас в Западной Украине, в Месопотамии, в Венесуэле, перед Гималаями, где альпиды граничат с древними платформами, внутренних углов нет. Но в том, что альпиды проложились именно таким образом, минуя области, где герцинские складчатые зоны подходили к внутренним углам древних платформ, можно видеть меньший размах альпийского гео-

синклинального развития вообще. Не видно внутренних углов и на эпигерцинских платформах перед Копет-Дагом, перед Пиренеями, в Северной Африке, на Северном Кавказе. В последнем случае характерен тот факт, что Кавказ не подошел к внутреннему углу юга Русской платформы, против которого ранее заложился поперечный краевой прогиб Донецкого бассейна. Этот факт дополнительно свидетельствует об относительно меньшем размахе альпийского геосинклинального процесса.

Вместе с тем, внутренние углы могут быть не только «изначальными», но и возникать в процессе развития геосинклинальных зон в результате разламывания платформ с поглощением их частей складчатыми зонами (например, Вилуйский внутренний угол). Такого процесса в альпийском цикле не происходило даже на сравнительно более подвижных эпигерцинских платформах (например, на юге Туркмении, на Северном Кавказе и в других местах). Наконец, надо иметь в виду, что в некоторых случаях, видимо, можно говорить о смыкании альпийских складчатых зон с внутренними углами платформ, но без образования поперечных краевых прогибов. Например, такие углы, очевидно, существуют на западе и на востоке Индостанской платформы, в Пакистане и Бирме. Это является одним из подтверждений того, что поперечные краевые прогибы являются категорией исторической, свойственной герцинскому и мезозойскому этапам тектонического развития и отсутствующей в альпийском цикле в связи с меньшей активностью воздействия складчатых зон этого времени на окраины платформ.

Итак, типы тектонических связей платформенных областей и складчатых зон представляют собой исторические категории, зависящие от интенсивности воздействия складчатых зон на окраины платформ.

До сих пор речь шла о трех известных в литературе типах связей платформ и складчатых зон: краевых пшах, краевых прогибах и поперечных краевых структурах. Изучение таких связей между мезозоидами Запада Северной Америки и древней Северо-Американской платформой позволяет выделить четвертый тип. К нему относится петельчато-мозаичная структура Скалистых гор и отчасти плато Колорадо, где в эпоху замыкания Невадийской геосинклинали к началу мелового периода возникла сложная система крупных глубоких впадин, разделенных различно ориентированными высокими поднятиями. Эти крупные впадины американские геологи именуют бассейнами (Бигхорн, Грин-Ривер, Уинта, Сан-Хуан и др.), и мы, за неимением лучшего термина, назовем всю краевую систему в целом «системой краевых бассейнов».

Специфические признаки такой краевой системы имеют корни в особенностях древней геологической истории Скалистых гор, где сочетаются платформенный тип формаций, крупные мощности отложений и значительные тектонические деформации разнообразной ориентировки. Именно на таком основании возникла система краевых бассейнов¹.

Хотя в целом эта система имеет ориентировку, параллельную Невадийскому поясу, но локализация отдельных бассейнов проявляется совершенно отчетливо. Имея в виду гигантскую площадь, где распространены такие бассейны, можно представить себе, сколь мощными были глубинные процессы, вызывавшие их образование. Самый факт локализации бассейнов показывает, что глубинные процессы преобразовывали структуру избирательно, а это является, очевидно, результатом крайней неоднородности глубинного строения области. В целом же, все эти

¹ М. Кэй в своей книге, посвященной анализу геосинклиналей Северной Америки, рассматривает палеозойскую историю Скалистых гор в качестве примера геосинклинального типа развития. В связи с тем, что это понятие еще не вполне установилось, от употребления его я в настоящее время воздерживаюсь.

бассейны, как и другие типы краевых структур, компенсировали воздымание, Невадийского пояса.

Все перечисленные выше типы структурных связей между платформенными образованиями и складчатыми зонами относятся, по существу, к тем случаям, когда складчатые зоны граничат с древними платформами. Иные соотношения могут наблюдаться в области сочленения складчатых зон и молодых платформ. Здесь может быть выделен еще один, пятый по счету, тип таких связей. Имеются в виду продольные краевые системы.

На примере предкавказских, предальпийских, предатласских краевых структур да в сущности и краевых структур Средней Европы можно видеть, что области сочленения относительно молодых платформ и складчатых зон имеют сложное строение. В них выделяются не только краевые прогибы, как таковые, но, наряду с ними, весьма разнообразные и почти равновеликие им впадины, крупные грабены и различного типа поднятия. Вместе взятые, они образуют крупные краевые системы. Так, например, в краевую Предкавказскую систему входят Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, Ставропольское поднятие, Челбасское поднятие, Ейская впадина и Манычский прогиб. В краевую Предальпийскую систему включаются собственно Предальпийский прогиб, поднятие Юрских гор, Рейнский и Ронский грабены. Если говорить о предгерцинских структурах Средней Европы, то, например, перед фронтом Арденн вкрест простираения можно выделить Динантский прогиб, Намюрский прогиб и разделяющее их сорванное антиклинальное поднятие Кондроз.

Единство таких краевых систем заключается в том, что составляющие их элементы формировались в тесной взаимосвязи, как в пространстве, так и в развитии. Время этого развития совпадает с конечной стадией развития геосинклинальных систем, характеризующейся превращением этих последних в поднятые складчатые области.

Краевые системы, если их брать в целом, являются линейными и параллельны простираению складчатых областей, опоясывая последние. Еще одна их особенность заключается в большой ширине, так что по масштабу краевые системы соизмеримы со складчатыми зонами, к которым они прилегают.

Следовательно, под краевыми системами нужно понимать обширные структурные образования сложного строения, располагающиеся перед фронтом складчатых зон (параллельные им), вовлеченные в более или менее значительное компенсационное опускание в эпоху превращения геосинклинальных систем в поднятые складчатые зоны.

Уже самый факт возникновения таких краевых систем на молодых платформах позволяет связывать их образование с относительной мобильностью этих последних, способствующей их более интенсивной деформации. Но на этом вопросе мы остановимся несколько ниже.

ОСНОВНЫЕ СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Главнейшие закономерности строения и развития краевых прогибов, отмечаемые обычно в литературе, выведены на примерах тех структур, которые прилегают к древним платформам. Что касается краевых прогибов, примыкающих к эпикаледонским или эпигерцинским платформам, то к ним обычно прикладывают, упомянутые закономерности. На самом же деле между этими двумя группами структур имеются существенные различия.

Приведем таблицу, в которой краевые прогибы систематизируются по этому признаку (табл. 3).

Существуют, возможно, и другие краевые прогибы, однако для наших целей достаточно ограничиться указанными выше.

Краевые прогибы, примыкающие к древним платформам	Краевые прогибы, примыкающие к эпикаледонским и эпигерцидским платформам
Предуральский Преаппалачский Предуачитский Предкуэньлуньский (герцидский) Вислиньский Приверхоянский Канадский Предкарпатский Предгималайский Западно-Пакистанский Восточно-Пакистанский Месопотамский предандийские прогибы Венесуэльский	предкавказские прогибы Прикопетдагский Предальпийский Предпиренейский Предатласский Краевые прогибы герцинид Западной Европы

Отметим основные характерные признаки краевых прогибов, примыкающих к древним платформам. Все они представляют собой крупные резко выраженные линейные формы, длина которых во много раз превышает ширину. В их строении всегда отчетливо выделяются две продольные зоны, отличающиеся характером разреза и особенностями тектоники. Одна из этих зон (внешняя) прилегает к платформе, а другая (внутренняя) к складчатой области. Внутренняя зона отличается от внешней большей мощностью отложений, особенно для ранних и даже средних этапов развития прогибов, распространением более грубых терригенных формаций, значительной складчатостью и, как следствие этого, большим уплотнением пород. В них нет вулканогенных образований. Лишь изредка встречаются маломощные пласты туффигов (Предкарпатье). Обычно в прогибах этой группы существуют относительно приподнятые поперечные участки, разделяющие прогибы по их простиранию на отдельные частные прогибы (ванны), располагающиеся как бы чётками. Для таких прогибов характерны выступы их складчатого основания, т. е. такие выступы, складчатая структура которых сформировалась до основного складкообразования в краевом прогибе. Естественно, что эти выступы располагаются во внутренней части краевых прогибов, примыкая к складчатой зоне.

Как исключение в прогибах существуют выступы платформенного основания, выдвинутые по крутым разломам (например в Предгималайском прогибе), но в пределах внешней зоны прогибов нередко распространены погребенные поднятия. От склонов платформ прогибы отделяются обычно системами крутых флексур⁴ или сбросов.

Рассмотрим основные особенности другой группы краевых прогибов, примыкающих к платформам, более молодых, чем докембрийские.

Прежде всего нужно указать на то, что прогибы данной группы, по-видимому, почти всегда не представляют собой самостоятельных и единственных краевых структур в полосе сочленения складчатых зон и платформенных областей соответствующего возраста, а входят в сложно построенные крупные краевые системы.

Краевые прогибы располагаются во внутренней части краевых систем, прилегая к складчатым сооружениям. Различные впадины, в том числе и впадины типа грабенов, а также поднятия, входящие в краевые системы,

лежат в приплатформенных районах. Отмеченные выше основные особенности тектоники краевых систем позволяют связать их со значительно большей подвижностью молодых платформ по сравнению с докембрийскими. Краевые прогибы, прилегающие к молодым платформам, хотя и являются линейными формами, но, по сравнению с прогибами первой группы, длина их меньше, а отношение ширины к длине обычно выражается величиной более крупной. Относительно — это более широкие структуры, чем прогибы у древних платформ.

Структуры эти резко асимметричны: их осевая часть приближена к фронту складчатых сооружений. Перед этим фронтом прослеживается очень узкая полоса, где породы, выполняющие краевой прогиб, смяты в складки. На остальной площади прогибов наблюдаются очень пологие формы. Таким образом, резкие, иногда очень сложные формы в складчатой области чрезвычайно быстро затухают в сторону платформы, сменяясь простыми формами. По существу, в этих прогибах практически нельзя выделять внешние и внутренние зоны, так как они исключительно диспропорциональны. Нет здесь и существенной разницы в метаморфизме пород. В некоторых случаях в разрезе описываемых краевых прогибов принимают участие пирокластические породы (Предальпийский, предкавказские и др. прогибы).

Выступы складчатого основания, выходящие на поверхность, для прогибов второй группы не характерны — они вероятно вообще отсутствуют.

Таким образом, среди краевых прогибов устанавливаются две группы: 1) прилегающие к древним платформам и 2) располагающиеся у молодых платформ. Такая классификация оттеняет главные тектонические особенности краевых прогибов.

ХАРАКТЕР ОСНОВАНИЯ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Не входя в детали строения основания краевых прогибов, можно отметить, что оно является либо нацело платформенным, либо отчасти складчатым (геосинклинальным) и отчасти платформенным. Краевых прогибов, лежащих только на складчатом (геосинклинальном) основании, не существует и не может существовать, поскольку эта категория тектонических структур образуется в результате тектонического воздействия складчатой области на окраины платформ. Характер основания краевых прогибов необходимо учитывать для анализа особенностей тектоники краевых прогибов и, тем самым, для правильной ориентировки геолого-поисковых и разведочных работ.

Все краевые прогибы, располагающиеся у древних платформ, в целом имеют смешанное основание. Их внутренняя зона образуется на складчатой структуре, составляющей окраину складчатой области. Внешняя зона таких прогибов лежит на жестком основании древних платформ.

Краевые системы, прилегающие к молодым платформам, имеют почти целиком платформенное основание. Лишь очень узкая полоса складчатой (геосинклинальной) области иногда может быть вовлечена в краевой прогиб. Однако это платформенное основание по своим тектоническим свойствам существенно отличается от древних платформ. Оно является несравненно более податливым, почему «разрядка» тектонических напряжений, вызванных формированием складчатых зон, происходит здесь на более широкой площади. Отсюда — все своеобразие тектоники соответствующих краевых систем, в том числе и краевых прогибов, составляющих их частные элементы. Имея в виду различие в механических свойствах древних и молодых платформ, можно объяснить, почему краевые прогибы в первом случае имеют не только платформенный, но и складчатый фундамент. Сопrotивляемость древних платформ настолько высока, что на

ранних этапах формирования складчатых сооружений компенсационным прогибанием охватываются не столько окраины платформ, сколько окраины складчатых зон. Только впоследствии, когда тектонические процессы в складчатой области становятся особенно мощными, в прогибание вовлекаются более значительные части платформенного края. С жесткостью древних платформенных структур стоит в связи и распространение выступов их основания в соответствующих краевых прогибах. Такие выступы — результат узкой пространственной локализации сильных тектонических напряжений. Выше отмечалось, что они бывают двух типов: выступы складчатого геосинклинального основания и выступы платформенного основания. И те и другие могут достигать крупных размеров, прослеживаясь на сотни километров. Выступы складчатого основания выходят на поверхность во внутренней зоне краевых прогибов и распространены широко. Выступы платформенного основания распространены также широко, но часто являются погребенными. Это — блоки, образовавшиеся в результате раздробления края платформ. Блоковая структура подобного типа доказывается для Предкарпатского, Месопотамского, отчасти Приверхоянского и некоторых других краевых прогибов. Лишь как исключение выступы платформенного основания видны на поверхности (Предгималайский прогиб). В противоположность выступам складчатого основания, они приурочены к внешней зоне прогибов (Предкарпатский, Предуральский, Приверхоянский и др.). Такая структура основания краевых прогибов вполне закономерна; она отражает общую направленность их развития — захват и дробление края платформы.

Погребенные поднятия существуют и в краевых системах, лежащих на молодых платформах (например, в Предкавказской системе), но здесь они встречаются реже. Что же касается отдельных складчатых выступов в таких системах, то они относятся к принципиально иному типу по сравнению с выступами складчатого основания. Это поднятия, складчатость которых синхронна основной эпохе складкообразования в краевых прогибах. К ним принадлежит система Юрских гор и, вероятно, выступ в Терско-Каспийском прогибе, охватывающий Терскую и Сунженскую антиклинали. Указанные выступы надо рассматривать как участки молодых платформ, переработанные складчатостью совпадающей с последним этапом развития краевых систем.

О ФОРМАЦИЯХ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

В связи с определенным тектоническим положением и четким структурным обособлением краевых прогибов, в их разрезе обычно легко выделить слагающие формации. Тектонический фактор, а именно связь с развитием линейной структуры, является обязательным условием выделения формаций, представляющих крупные естественные комплексы пород, составные части которых парагенетически связаны друг с другом. Разновидностей формаций в краевых прогибах сравнительно немного. Среди них прежде всего следует упомянуть группу моласс. К молассам относятся такие формации, которые образуются в результате разрушения прилежащих горных хребтов. Они могут образовываться в морских, лагунных и континентальных условиях. Распространение моласс в краевых прогибах чрезвычайно широкое, что позволяет считать предгорные условия осадконакопления характерной чертой развития этих структур.

Помимо моласс, в краевых прогибах распространены формации иного типа, которые образовались не в предгорных условиях. В этом случае не улавливается теснейшей связи обломочного материала с составом пород прилежащей части складчатой области. В таких формациях отсутствуют накопления конгломератов, характерные для моласс, а тем более —

смещенные крупные глыбы пород складчатой зоны, как это наблюдается нередко среди альпийских молассовых образований. Упомянем вкратце некоторые формации подобного типа.

В Предальпийском и Предкарпатском краевых прогибах, а также в Ронском грабене распространены характерные морские отложения, которые можно обозначить термином «шлировая формация». Они характеризуются сложным чередованием мергелей, глин и мелкозернистых песчаников, окрашенных в серые, зеленоватые и розовые тона. Их общая мощность может достигать многих сотен метров. Помимо краевых прогибов, шлировая формация не описана ни в каких других геоструктурных зонах.

В Предуральском прогибе и в Рейнском грабене выделяются соленосные формации. Хорошо изучена первая из них. В ней распространены мощные толщи каменных и калийных солей, гипсы и ангидриты, в сравнительно небольшом количестве обломочные породы и еще меньше — прослой карбонатов. Состав и строение данной формации показывают, что во время ее образования Урал отнюдь не представлял собой горного кряжа с мощными эрозионными процессами, почему здесь и не формировалось моласс.

Своеобразна карбонатная соленосная формация Месопотамского прогиба. В ее состав входят различные морские известняки, в том числе и битуминозные, мергели, нередко пестроцветные, и очень мало обломочных пород; развиты мощные пласты гипса и каменной соли. Нижняя часть формации содержит нефть. Мощность формации достигает нескольких тысяч метров. Помимо соответствующих климатических условий, безусловно необходимым фактором образования такой формации является сравнительно низкий рельеф в области прилегающей суши. Следовательно, данная формация не могла возникнуть в предгорном прогибе.

Приверхоанский краевой прогиб характеризуется распространением мощной угленосной формации, не являющейся молассой. Нижняя ее часть имеет смешанное происхождение — морское и континентальное; верхняя — в основном континентальное.

Упомянем еще две формации, не относящиеся к молассам — депрессионной зоны и барьерных рифов в Приуралье, на которых мы еще будем останавливаться ниже.

В одних краевых прогибах, таких, например, как Предуральский, Предкарпатский, Предальпийский, Месопотамский, Предгималайский, существует несколько различных формаций, что позволяет проследить их вертикальные ряды, а в некоторых случаях и сочетания по горизонтали. Другие краевые прогибы характеризуются подавляющим развитием одной формации. К ним принадлежит, в частности, Приверхоанский прогиб, а также относятся и краевые прогибы герцинид Западной Европы. Выполнены они угленосными формациями (во втором случае мы имеем дело главным образом с угленосной параллической молассой). Уже такое противопоставление краевых прогибов резко подчеркивает роль тектонического фактора в образовании геологических формаций, выполняющих краевые прогибы. Однако особенно отчетливо эта роль выявляется при анализе размещения формаций во времени и в пространстве.

Формации молассовой группы отвечают в основном ранним и поздним стадиям развития краевых прогибов. Проиллюстрируем это некоторыми примерами формационных рядов. Для южной половины Предуральского краевого прогиба устанавливается следующий ряд формаций: сероцветная морская моласса, соленосная формация, красноцветная континентальная моласса.

В Воркутинской впадине нижняя морская сероцветная моласса сменяется параллической угленосной, а эта последняя — угленосной континентальной молассой. В Предкарпатском краевом прогибе формационный

ряд начинается сероцветной морской молассой с признаками флишевой ритмичности, за ней следует соленосная моласса, затем шпировая формация, далее снова соленосная формация и, наконец, сероцветная морская моласса. В Предальпийском краевом прогибе явственно выделяются нижние и верхние молассы, разделенные шпировой формацией.

Иными словами, в тех прогибах, где имеется в ряду несколько разнотипных формаций, на средних этапах развития этих структур могут образовываться формации, не являющиеся молассами. Поэтому контрастность тектонических движений в системе складчатая область — краевой прогиб — окраина платформы в средние этапы развития таких краевых прогибов ступеневывается.

В ряде краевых прогибов — Предгималайском, Западно-Пакистанском и Восточно-Пакистанском — разрез представлен целиком формациями моласс. Формационный ряд в Предгималайском прогибе начинается молассой, достаточно близкой к красноцветной (муррийская серия). Выше следует сероцветная моласса (сиваликская серия), а затем также сероцветная моласса, но менее грубая, отвечающая аллювию долины Ганга. Такой тип развития краевых прогибов обусловлен, несомненно, мощнейшими тектоническими процессами в Гималайской складчатой области.

Молассы, возникающие на ранних этапах развития краевых прогибов, в огромном большинстве случаев морские, а поздние молассы обычно континентальные. Морские молассы в нижней части формационного ряда развиты в Предуральском, Предкарпатском, Предальпийском, Венесуэльском и некоторых других краевых прогибах. Широким распространением среди этих формаций пользуются сероцветные молассы, выделенные и описанные Б. М. Келлером (1955). В некоторых случаях (Предкарпатский, Предуральский прогибы) слагающие их песчаники и глинистые сланцы обладают признаками флишевой ритмичности. Молассы такого типа в ряду формаций обычно сменяют типичный флиш, свойственный последним стадиям развития геосинклинальных зон.

Кроме сероцветных морских моласс, нижние члены формационного ряда могут быть представлены частично прибрежно-морской, частично лагунной соленосной молассой, как это наблюдается в Предкарпатском прогибе. В данном случае соленакопление связано в основном с климатическим фактором. С климатом также надо связывать происхождение угленосной формации в Канадском краевом прогибе.

Континентальные молассы, заканчивающие формационный ряд, известны, например, в Предуральском, предкавказских, Предальпийском, Месопотамском, Венесуэльском, Канадском краевых прогибах. В южной половине Предуральского прогиба распространена красноцветная карбонатная моласса. Похожие образования встречаются в Венесуэльском прогибе. А. Л. Яншин, выделивший формации такого типа, указал, что они сложены песчаниками, алевролитами, глинами, конгломератами, иногда мергелями. Цементом обломочных пород являются карбонаты. Такие молассы тесно связаны с климатическими условиями территории осадконакопления, образуясь в жарком и сухом климате. В них иногда заключены линзы гипса, различных солей, а у подножия горных возвышенностей — медистые песчаники. Однако самый факт образования моласс свидетельствует о существенной роли тектонического фактора в осадконакоплении.

На севере Предуральского прогиба синхронно с развитием красноцветной формации происходило образование угленосной континентальной молассы. Климатические условия, следовательно, были здесь иными.

В предкавказских, Предальпийском, Месопотамском краевых прогибах в верхних частях разреза распространены континентальные сероцветные

молассы. Краевые прогибы, окаймляющие Индостанскую платформу, несколько своеобразны: они нацело сложены континентальными молассами. В Предкарпатском краевом прогибе наблюдается обратная картина — верхние молассы имеют морское происхождение. В Канаде они имеют смешанное происхождение. Эти исключения не нарушают все же основной закономерности, заключающейся в том, что нижние молассы имеют главным образом морской генезис, а верхние — континентальный. Это обстоятельство характеризует общую направленность изменения палеогеографических условий осадконакопления в краевых прогибах, заключающуюся в прогрессивном отступании моря из их области в связи с разрастанием складчатых областей.

В некоторых случаях удается выявить пространственные взаимоотношения отдельных формаций между собой. Прежде всего это относится к Предуральскому краевому прогибу. Выше уже подчеркивалось, что здесь мы имеем чрезвычайно отчетливую картину трех рядом существующих формаций. В направлении с востока на запад это будут: сероцветная морская моласса (артинская), маломощная формация депрессионной зоны и, наконец, формация барьерных рифов. Последние две относятся к внешней зоне краевого прогиба; от молассы они отделены узким погребенным выступом. Что касается рифовой формации, то она отвечает внешнему краю краевого прогиба — довольно крупной и устойчивой в своем развитии тектонической линии.

В отношении Месопотамского краевого прогиба пока еще имеется недостаточно данных, но, вероятно, и в нем удастся выявить горизонтальную зональность формаций. Все же для большинства краевых прогибов она, видимо, не характерна, поскольку структуры эти на всех этапах их развития достаточно узкие и одновременно глубокие, что способствует формированию в них в общем единых парagenезов.

Если рассмотреть распространение некоторых формаций во времени, то можно заметить, что угленосные формации различного типа развиты в герцинских и мезозойских краевых прогибах, но отсутствуют в альпийских. Что же касается соленосных формаций, то они распространены в герцинских и альпийских прогибах.

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА МОРФОЛОГИЮ СТРУКТУР

При описании структурных форм краевых прогибов, прилежащих как к древним, так и к молодым платформам, каждый раз констатировалась определенная закономерность в их пространственном распределении. В целом она выражается в том, что по мере удаления от складчатой области к платформе структурные формы становятся все более и более простыми. Объяснение такого явления прежде всего нужно искать в ослаблении интенсивности тектонического воздействия складчатых зон на формации краевых прогибов вкрест простираения прогибов. Таким образом, степень удаленности тех или иных участков краевого прогиба от фронтальной части складчатых образований является общим условием, определяющим план тектоники краевых прогибов.

Наряду с этим, как уже говорилось выше, морфология краевых прогибов, прилежащих к древним платформам и примыкающих к молодым платформам, между собой различна. В данном случае объяснение нужно искать в различии механических свойств древних и молодых платформ. Подробнее об этом уже говорилось выше. Одно только следует подчеркнуть, а именно то, что в краевых прогибах у молодых эпигерцинских платформ интенсивность дислокаций вкрест простираения структуры ослабевает очень быстро. Это стоит в прямой связи с большей мобильностью молодых платформенных образований, чем древних.

Мы подходим здесь к вопросу о влиянии строения основания краевых прогибов на их тектонические формы. Учитывать этот фактор следует во всех без исключения случаях, когда речь идет о краевых прогибах, в которых по особенностям тектоники можно выделять внешнюю и внутреннюю зоны (т. е. в тех случаях, когда краевые прогибы лежат у древних платформ). Более подвижное основание внутренней зоны, сложенное формациями краевых частей геосинклинальных систем, наряду с другими факторами, обуславливает появление здесь более сильных дислокаций, чем во внешней зоне, покоящейся на платформенном склоне.

Кроме того, на особенности тектонических форм краевых прогибов той же группы влияет то обстоятельство, что во многих случаях внутренняя зона прогиба развивалась значительно более длительное время, чем внешняя. Вследствие этого на породах внешней зоны отразились лишь самые поздние складкообразовательные движения и наименее эффективные.

Особые тектонические формы возникают в краевых прогибах, в разрезе которых имеются соленосные формации (Предкарпатский, Предуральский, Месопотамский прогибы). Эти формации вызывают образование различных типов дисгармоничных соляных структур. Вообще литологический фактор в ряде случаев может существенно влиять на тектонические формы краевых прогибов. Это можно проследить на примере Венесуэльского прогиба, где развиты глиняные структуры, или на примерах краевых прогибов, где распространены угленосные формации, которые могут сопровождаться довольно специфическими тектоническими нарушениями.

Все сказанное можно было бы суммировать следующим образом. Тектонические формы краевых прогибов определяются взаимодействием целого ряда факторов. Одни из них влияют на образование структур I порядка (крупных структур или даже структурных зон), другие сказываются на особенностях тектонических форм II и III порядков.

В формировании структур I порядка главное значение имеют следующие факторы: степень удаленности от края складчатой области, характер основания и длительность развития той или иной части краевого прогиба. В образовании структур II и III порядков большая роль принадлежит литологическому фактору.

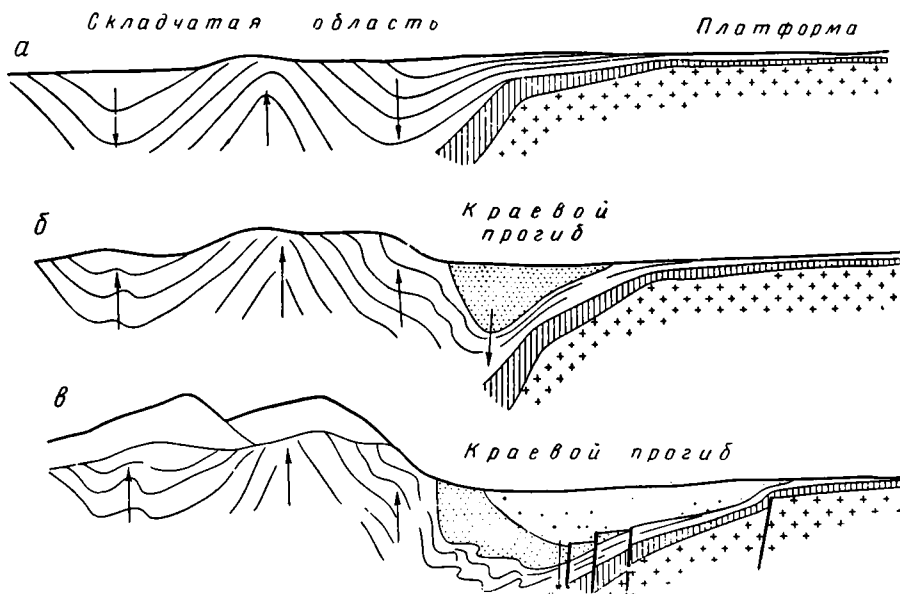
О РАЗВИТИИ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Общая закономерность развития краевых прогибов у древних платформ в литературе выяснена. Она заключается в том, что в процессе развития в прогибание вовлекается все большая площадь окраин платформ (фиг. 97). Из числа новейших работ наиболее четко эти вопросы сформулированы в статье А. А. Богданова (1955).

Как можно установить начало развития краевого прогиба? Вопрос этот не всегда решается просто и в литературе трактуется по-разному. Например, некоторые авторы считают, что Прикопетдагский прогиб заложился еще в меловом периоде, на том основании, что породы этого возраста имеют здесь значительную мощность. Аналогичные выводы о значительной «древности» краевых прогибов делаются иной раз в отношении предкавказских, Приверхоянского, Предапалачского, Предуральского и некоторых других краевых прогибов. Однако такая характеристика противоречит самому определению краевых прогибов, как структурных образований, синхронных заключительному этапу развития геосинклинальных зон. Суть дела заключается в том, чтобы установить грань перехода к новому качественному состоянию структуры. Естественно, что такую грань всегда можно установить, ибо, как видно из всего изложенного выше, краевые прогибы представляют собой действительно вполне определенное

качество. Наиболее правильно решать этот вопрос методом формационного анализа.

В тех случаях, когда глубокие буровые скважины, пройдя комплекс пород краевого прогиба, входят в совершенно иные по составу, степени метаморфизма или характеру складчатости образования, выяснение времени заложения прогиба затруднений не встречает. Но бывают такие случаи, когда разрез как бы непрерывно продолжается на большую глубину. Нижние части такого разреза к краевым прогибам относить нельзя.



Фиг. 97. Стадии развития краевого прогиба, по А. А. Богданову (1955) с изменениями автора.

а — геосинклинальная стадия развития складчатой области; б — первая стадия развития краевого прогиба; в — вторая стадия развития краевого прогиба.

Они могут быть либо приплатформенными крыльями внешних геосинклинальных прогибов, либо склонами платформ, где в силу тех или иных причин происходило достаточно мощное осадкообразование перед возникновением краевого прогиба.

Критерием в данном случае являются формационные ряды, либо просто отдельные формации. Формациями в линейных структурах могут быть только такие комплексы пород, которые отражают достаточно крупные этапы в их развитии. Вот и нужно найти формацию, которая отвечала бы первому этапу в формировании краевых прогибов. Очевидно, что такая формация, в общем случае, не может простираться за пределы краевого прогиба; кроме того, исходя из сути структуры, она должна быть мощной и распространенной в краевых прогибах; наконец, такие формации представляют составную часть общей формационной группы краевого прогиба (если таковая имеется). Исходя из этого, временем начального этапа развития Предуральского краевого прогиба нужно считать в основном нижнюю пермь, Приверхоянского прогиба — верхнюю юру, а на севере — нижний мел, Предкарпатского прогиба и Предкавказских структур — верхи олигоцена — нижний миоцен и т. д. Конечная фаза в развитии краевых прогибов устанавливается по времени

дислокаций наиболее молодых формаций, выполняющих прогиб. Эти дислокации лучше всего выражаются на внешних крыльях прогибов в виде изолированных куполовидных поднятий.

Приведенная на фиг. 97 общая схема развития охватывает краевые прогибы, лежащие у древних платформ. Целый ряд из отмеченных общих особенностей их развития свойствен и краевым прогибам, приуроченным к молодым платформам, но при этом у них есть и свои особенности. Так, перемещение оси прогибания во времени имеет здесь меньший размах; в опускание вовлекается лишь незначительная узкая полоса складчатой зоны; выступов складчатого основания не образуется; опускание сразу захватывает довольно широкую зону. Вообще процесс развития прогибов данной группы является сравнительно более плавным.

А. А. Богданов (1955) обосновывает гипотезу о том, что развитие краевых прогибов находится в тесной связи с движениями по краевому шву, разграничивающему платформы и геосинклинальные зоны. Роль разломов в образовании краевых прогибов, несомненно, чрезвычайно велика, что видно, в частности, на примере Предальпийской системы или восточной половины Предгималайского прогиба. Но такие разломы и краевые швы (как их понимает Н. С. Шатский) — существенно различные образования. Нужно поставить вопрос таким образом: каковы вообще структурные связи платформ и геосинклинальных зон на ранних и средних этапах геосинклинального развития? Выражены ли они действительно всегда краевыми швами? В литературе этот вопрос почти не освещен, что вполне понятно, так как исследования в этом направлении обычно очень трудны. Мы знаем указание Н. С. Шатского (1946₁) о том, что сочленение Уральской геосинклинали и Русской платформы в нижнем палеозое выражалось в виде крупной крутой флексуры. Типичные платформенные карбонатные формации ордовика и готландия в каледонское время внезапно сменялись типичными геосинклинальными формациями Урала. Граница проходила по резкому структурному уступу.

Весьма вероятно, что такого же типа сочленение имело место и в Предкарпатском прогибе, хорошо разбуренном и показывающем очень быстрое увеличение мощностей меловых и палеогеновых отложений в сторону центральных частей геосинклинали. Такое же явление наблюдается при переходе от Сахарской плиты к Сахарскому Атласу. Имея в виду и другие примеры некоторых герцинских, мезозойских и альпийских краевых прогибов, можно думать, что крупные флексурообразные изгибы и структурные уступы характерны для описываемых связей. Они приурочены к участкам крутого погружения фундамента платформ.

Возможно представить себе и другой случай, когда фундамент платформ погружается в сторону геосинклинальной зоны менее круто (например, северная часть Гвианского щита или Аравийская антеклиза). Здесь связи между указанными структурами более плавные. Именно таких связей следует ожидать в Терско-Каспийском прогибе, в Аквитании или в Прикопетдагской зоне. Все это говорит не в пользу того, что все краевые прогибы являются структурами, наложенными на краевые швы.

Особенно значительные затруднения гипотеза первичности краевых швов и вторичности краевых прогибов встречает при попытке приложить ее к развитию краевых прогибов, располагающихся на молодых платформах. Доказательств существования краевых швов в этом случае не имеется никаких.

Итак, краевые швы, являясь совершенно конкретной тектонической структурой, отнюдь не представляют основного условия для развития краевых прогибов.

Другое дело, если мы общую предпосылку образования краевых прогибов будем видеть в глыбовом строении Земли, о чем в последнее время

были сделаны весьма важные выводы А. В. Пейве (1945, 1956₁) и Н. С. Шатским (1955₁). Земная кора на древних платформах, по Н. С. Шатскому, распадается на ряд крупных глыб, занимающих различное вертикальное положение. Эти глыбы, в связи с изменением подкорового вещества, испытывают оседание. Форма и взаимное расположение в различной степени осевших глыб определяются ранее существовавшей или потенциальной сеткой разломов и тектонических швов планетарного характера.

А. В. Пейве указывает, что «линейные формы больших депрессий и поднятий континентов, а также глубочайшие длинные и узкие рвы дна океанов, как и линейные формы больших тектонических структур, созданных в геологическом прошлом, генетически связаны с глубинными разломами» (1956₁, стр. 93). Исходя из этих представлений, мы вправе искать какую-то связь в образовании краевых прогибов с глубинными разломами, контролирующими общую гетерогенность Земли. Формы этой связи, однако, еще полностью не ясны. Маловероятно, чтобы такие глубинные разломы были присущи собственно краевым прогибам. Едва ли поэтому справедлива такая классификация глубинных разломов, которую предлагает А. В. Пейве, выделяя три их типа: 1) глубинные разломы платформ, 2) глубинные разломы краевых прогибов и 3) глубинные разломы геосинклинальных областей. В этом случае пришлось бы признать наличие нескольких параллельно протягивающихся на расстояние многих тысяч километров и сильно сближенных между собой глубинных разломов, отвечающих простирацию складчатых зон. Внешние из них соответствовали бы краевым прогибам, а расположенные в более внутренних частях складчатых областей — тем или иным структурным элементам этих последних.

Вероятнее всего, краевые прогибы связаны с развитием глубинных разломов, определяющих основные структурные черты складчатых областей, а не с какими-то специфическими, им только присущими типами разломов.

Краевые прогибы представляют собой компенсационные впадины у края складчатых сооружений. На примере Урала, Верхояно-Чукотской складчатой области, герцинид Западной Европы и некоторых других можно видеть более или менее близкую временную связь развития краевых прогибов с образованием интрузивных комплексов гранитоидов в центральных частях геосинклинальных систем. Поэтому справедливо считать, что компенсационное прогибание на краю складчатых сооружений при их становлении в какой-то мере связано с оттоком глубинного силикатического вещества во внутренние части геосинклиналей.

Образование краевых прогибов, также в общем виде, зависит от того, насколько интенсивны процессы формирования складчатых зон и с какой силой эти процессы воздействуют на окраины платформ. Такое тектоническое воздействие на платформенные структуры происходит избирательно. Наиболее полно краевые прогибы развиваются против районов с глубоко погруженным фундаментом платформы, в частности против платформенных синеклиз (по Н. С. Шатскому). В тех случаях, когда кристаллический фундамент платформ лежит высоко, краевые прогибы, как правило, резко суживаются, либо редуцируются. Сужение прогиба можно видеть на ряде примеров. Один из них представляет ту часть Предкарпатского краевого прогиба, где к его внешней зоне близко подходит Украинский кристаллический массив. Другой пример — восточная часть Предгималайского краевого прогиба, где прогиб в значительной мере лежит непосредственно на породах древнего фундамента платформы. Редуцированность краевого прогиба отчетливо наблюдается на примере Предальпийского прогиба там, где южный угол Чешского массива подходит к Восточным Альпам.

Примеры Предгималайского, Венесуэльского, отчасти Предкарпат-

ского краевых прогибов позволяют говорить о том, что участки платформ с высоким залеганием кристаллического фундамента не противопоказаны образованию краевых прогибов. Особенно характерен в этом случае Предгималайский прогиб, поглотивший окраину Индостанского щита. Шиллонгский блок и грабенообразная впадина, занятая долиной р. Брампутры, ясно указывают на это. Вовлечение жесткой структуры щита в краевой прогиб находится в связи с мощнейшими тектоническими процессами в Гималайском складчатом поясе.

ТИПЫ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ

Изучение тектонического положения и развития краевых прогибов позволяет увидеть в них такие общие свойства, которые объединяют все эти образования в единую категорию (класс) тектонических структур. Более детальное рассмотрение особенностей развития и морфологии дает возможность разделить краевые прогибы на две основные группы: а) прилежащие к древним платформам и б) прилежащие к молодым платформам. Первые распространены гораздо шире и изучены значительно полнее. Прогибы второй группы изучены пока сравнительно слабо. Тем не менее и в одной и в другой группе структур можно наметить некоторые характерные типы. Какие же признаки можно положить при этом в основу? Во-первых, надо учитывать внутреннее строение прогибов, и, во-вторых, характер соотношения прогибов со складчатыми зонами. И то, и другое имеет важное значение для геологической практики. Используя эти признаки, среди краевых прогибов, прилежащих к древним платформам, можно наметить по существу два главных типа — уральский и карпатский.

Уральский тип характеризуется закономерным и относительно плавным ослаблением складчатой структуры в направлении от складчатой зоны к платформе. Между внутренней зоной с линейной складчатостью и платформенным крылом с локальными пологими поднятиями существует промежуточная полоса, характеризующаяся распространением крупных брахиструктур. Для соотношения со складчатой зоной в этом случае характерно либо нормальное погружение последней (иногда в виде системы кулисообразных складок), либо крупный крутой взброс.

Уральский тип весьма широко распространен на поверхности Земли. Помимо Предуральского краевого прогиба, к нему относятся: Преаппалачский, Приверхоянский, Канадский, Месопотамский и ряд других краевых прогибов.

Карпатский тип характеризуется более резкой тектонической структурой. Полоса распространения линейных изоклинальных складок в этом случае достигает большой ширины. Исключительное развитие в ее структуре имеют надвиги. Промежуточная зона брахиструктур обычно не выражена, а внутренняя зона прогиба надвинута на внешнюю. Складчатые сооружения, к которым примыкает краевой прогиб, резко на него надвинуты, так что значительная по размерам площадь прогиба оказывается скрытой. К данному типу относятся Предкарпатский, Предгималайский, Венесуэльский краевые прогибы.

Надо, однако, оговориться, что на отдельных участках прогибов обоих типов могут встретиться черты, свойственные другому типу, но это частные случаи.

Анализируя на основании тех же принципов краевые прогибы у молодых платформ, можно выделить среди них также два типа — кавказский и альпийский.

Для кавказского типа свойственно распространение брахискладчатых и куполовидных форм, осложняющих крылья прогиба. Сложные линейные

складки или системы разрывов для них не характерны. Со складчатыми сооружениями такие прогибы сопряжены узкой зоной погружения структур основного складчатого комплекса. К данному типу принадлежат предкавказские, Прикопетдагский, Предпиренейский краевые прогибы.

Альпийский тип отличается более сложным строением. По окраине складчатой области здесь распространены более резкие формы дислокаций. В структуре прогиба значительная роль принадлежит разрывным нарушениям, особенно продольным. Прилегающие складчатые сооружения в большей или меньшей степени надвинуты на краевой прогиб. Все перечисленные особенности несколько сближают альпийский тип с карпатским, но по интенсивности деформаций они безусловно резко различны. К описываемому типу принадлежат Предальпийский и Предатласский краевые прогибы.

С давних пор в литературе дискутируется вопрос о том, относятся ли краевые прогибы к геосинклинальным зонам или, наоборот, их надо относить к платформам.

В свете всех изложенных данных относительно морфологии и генезиса краевых прогибов представляется возможным сделать вывод о том, что структуры этой категории не принадлежат ни к числу геосинклинальных, ни к числу платформенных образований.

Они возникают в результате воздействия складчатых зон на платформы и представляют собой пограничные структурные образования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А пр е с о в С. М. и Я к у б о в А. А. Нефтяные месторождения зарубежных стран. Баку—Л., Гостоптехиздат, 1948.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.— Л., ГОНТИ, 1941.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и Ш а т с к и й Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, ч. II, вып. 4.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Б е л о у с о в В. В., Г з о в с к и й М. В. и Г о р я ч е в А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 1 и 2.
- Б е л я е в с к и й Н. А. История тектонического развития центральной части Азиатской ветви Тетиса и сопредельных территорий. В кн.: Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1956.
- Б о г д а н о в А. А. 1. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Вопросы теорет. и прикл. геол., 1947, № 4.
- Б о г д а н о в А. А. 2. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1947 (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 7(11)).
- Б о г д а н о в А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геол., 1949, сб. 40.
- Б о г д а н о в А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах. Вестн. Моск. унив., 1955, геол., № 8.
- Б о г д а н о в А. А., Г у р е в и ч Б. Л. и Ш е р е ш е в с к а я С. Я. Аномалии силы тяжести и их связь с главнейшими тектоническими элементами западных областей Украинской ССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геогр. и геофиз., 1950, 14, № 3.
- Б о г д а н о в А. А. и К е л л е р Б. М. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 4.
- Б о г д а н о в А. А. и С е р о в а М. Я. О стратиграфическом положении соленосных свит в разрезе миоцена Предкарпатя. Уч. зап. Моск. унив., 1956, геол. вып. 176.
- Б р о д И. О. Тектоника Восточного Предкавказья. Сов. геол., 1938, № 7.
- Б у б н о в С. Н. Геология Европы, т. 2, ч. 1. Л.— М. Изд. Гос. геол. и геодез. лит., 1935.
- В а д и а Д. Н. Тектоника Северной Индии. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937, т. 2, М., 1939.
- В а х р а м е е в В. А. и П у щ а р о в с к и й Ю. М. Новые данные о геологическом строении Вилуйской впадины и Приверхоянского краевого прогиба. Докл. Акад. наук СССР, 1952, 84, № 2.
- В а х р а м е е в В. А. и П у щ а р о в с к и й Ю. М. О геологической истории Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I, М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.

- Викторов Б. Н. К тектонике предгорной равнины Северо-Восточного Предкавказья. Прикл. геофиз., 1953, № 10.
- Викторов Б. Н. и Юрченко Б. И. Основные черты тектоники северо-восточного Предкавказья, по геофизическим данным. Прикл. геофиз., 1956, вып. 14.
- Войновский - Кригер К. Г. Некоторые вопросы структуры Печорского угленосного бассейна. Тр. Инст. геол. наук, вып. 90, 1947, угольн. сер. (№ 2).
- Войновский - Кригер К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна. Тр. Лабор. геол. угля Акад. наук СССР, 1956, вып. 6.
- Войновский - Кригер К. Г., Погоревич В. В. и Эйно О. Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутинского угленосного района. Сов. геол., 1948, сб. 33.
- Вышемирский В. С. Верхнепалеозойские и мезозойские области размыва и осадконакопления Центральной Якутии. Докл. Акад. наук СССР, 1954, 98, № 5.
- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Вялов О. С. К геологии фундамента Предкарпатского передового прогиба. Уч. зап. Львовск. унив. им. Ив. Франко, 1955, 35, сер. геол., вып. 8.
- Геологическая карта Евразии для вузов. Масштаб 1:6 000 000. М., Гл. упр. геол. карт. Мин. внутр. дел СССР, 1954.
- Геологическая карта США. Масштаб 1:15 000 000. БСЭ, т. 39.
- Геология СССР, т. 12, ч. 1. Урал. М.— Л., Госгеолиздат, 1944.
- Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ. М.— Л., Госгеолиздат, 1947.
- Геология СССР, т. 24. Острова Советской Арктики. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
- Дюфур Ж. Некоторые геологические характеристики Венесуэлы. В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений, т. I. М., 1956.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о типах угольных бассейнов. Зап. Ленингр. горн. инст., 1953, 29, вып. 2.
- Жемчужников Ю. А. Развитие угленакопления в геологической истории. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 3.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд. иностр. лит., 1952.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Иванов Г. А. Геологический очерк ископаемых углей среднего течения р. Лены. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, вып. 87.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд. иностр. лит., 1954.
- Калей Ж. Ф. Нефть в Западной Канаде. В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений, т. I. М., 1956.
- Келлер Б. М. Тектоника Уральского Кара-тау и Казаякской нефтеносной зоны. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1949, вып. 104, геол. сер. (№ 34).
- Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. В кн.: Труды Новосибирского совещания по геологическим формациям. Новосибирск, 1955.
- Кореневский С. М. Особенности соляной тектоники предгорий Восточных Карпат. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1953, № 3.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М., Гостехиздат, 1952.
- Косыгин Ю. А., Горлов С. И. и Карпенко Н. М. Тектоника западного Предкавказского краевого прогиба. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 4.
- Красильников Б. Н. Новые данные по стратиграфии красноцветных пермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. В кн.: Памяти профессора А. Н. Мазаровича. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1953.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд. иностр. лит., 1954.
- Кропоткин П. Н. Геологическая история и строение Земли. М., Изд. «Знание», 1955.

- К р о п о т к и н П. Н. и Х е р а с к о в Н. П. Тектоника северо-востока Азии. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2. М., 1939.
- К у х т и н И. Н. Элементы стратиграфии и тектоники юго-восточной части внешней зоны Предкарпатского прогиба. Научн. зап. Львовск. политехн. инст., 1955, вып. 28, сер. нефт., № 5.
- К у ч а п и н А. В. Общие черты геологического строения и нефтяные месторождения Бирмы. Тр. Моск. фил. Всес. науч.-исслед. геол.-развед. инст., 1953, вып. 3.
- Л ю с т и х Е. Н. Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Л ю с т и х Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника островных дуг. Тр. Геофиз. инст. Акад. наук СССР, 1955, № 26 (153).
- Л ю т к е в и ч Е. М. К вопросу о распространении меди в пермских отложениях Русской платформы и Приуралья. В кн.: Литологический сборник, вып. 3. М.— Л., 1950.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. 1. М, Изд. Моск. унив., 1951.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. 2. М., Изд. Моск. унив., 1952.
- М и х а й л о в А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 3.
- М и х а й л о в А. Е. и Н а й д и н Д. П. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы. Тр. Моск. геол.-развед. инст., 1954, 26.
- М у р а т о в М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 2.
- М у р а т о в М. В. Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- М у р а т о в М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2. М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1949.
- М у р а т о в М. В. О книге Дж. Умбгрова «Тектоническая история Индонезии». Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1951, № 2.
- М у р а т о в М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. Сов. геол., 1955, сб. 48.
- Н а л и в к и н В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-развед. инст., нов. сер., 1949, вып. 46.
- Н а л и в к и н В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Тр. Всес. научн.-исслед. геол.-развед. инст., нов. сер., 1950, вып. 47.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, т. 1 и 2. М.— Л. Изд. Акад. наук СССР, 1956.
- П с ъ в е А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- П с ъ в е А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. (Главнейшие типы глубинных разломов). Ст. 1. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1956, № 1.
- П с ъ в е А. В. 2. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. (Главнейшие типы глубинных разломов). Ст. 2. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1956, № 3.
- П и к а р Л. О структуре Аравийского полуострова. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса 1937 г., т. 2. М., 1939.
- Производительные силы Коми АССР, т. I. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, № 6.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М. О тектоническом строении Приверхоянского краевого прогиба. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- П у щ а р о в с к и й Ю. М. О тектонике Северо-Востока СССР. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.

- Резанов И. А. Основные черты развития Туркмено-Хорасанских гор. В кн.: Труды Совещания по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд. Акад. наук Азерб. ССР, 1956.
- Ржонский А. Г. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены. Зап. Росс. мин. общ., сер. 2, 1918, 51, вып. 1.
- Ротай А. П. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 90, угольн. сер. (№ 2).
- Рудные регенерированные месторождения. Сб. статей. Перевод с фр. яз. М., Изд. иностр. лит., 1957.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., 1946, 103, № 8.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны Сакмарско-Артинского комплекса на Южном Урале. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Руженцев В. Е. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области Каз. ССР. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1952, 42.
- Руженцев В. Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. Тр. Палеонтол. инст. Акад. наук СССР, 1956, 60.
- Саркисян С. Г. и Хворова И. В. О некоторых особенностях состава песчано-алевролитовых пород карбона и нижней перми южной части Уральского передового прогиба. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1954, 22, вып. 2.
- Синицын В. М. Общая схема тектоники Высокой Азии. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 2.
- Славин В. И. Расположение нефтеносных и газоносных площадей Карпат в связи с тектоническим строением Карпатской части орогена. В кн.: Труды Научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев, Изд. Акад. наук УССР, 1949.
- Соллогуб В. Б. О границе внешней и внутренней зон Предкарпатского прогиба. Докл. Акад. наук СССР, 1955, 102, № 5.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 2.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района, ч. 1. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1947. [Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 5(9)].
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1 и 2. М., Гостеолиздат, 1948.
- Стругов А. С. О поверхности фундамента юры и взаимосвязи ее с осадконакоплением в Иркутском угленосном бассейне. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 6.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:4 000 000. М., Изд. Гл. упр. геодез. и картогр., 1953.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:5 000 000. М., Гостеолиздат, 1956; Объяснительная записка к ней, 1957.
- Успенская Н. Ю. Нефтеносность Среднего Востока. Нефт. хоз., 1956, № 2 и 3.
- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геол., 1949, сб. 39.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Мск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1950, 25, вып. 3 и 4.
- Хворова И. В. Гатяльские осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. Акад. наук СССР, нов. сер., 1947, 57, № 9.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны. Проблемы сов. геол., 1935, 5, № 4.
- Херасков Н. П. и Колосов Д. М. Геслогия и геоморфология Западного Верхоянья. Тр. Всес. науч.-исслед. инст. мин. сырья, 1938, вып. 116.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Хоментовский А. С. Схема развития краевых прогибов (предгорных впадин) и особенности структуры Южно-Уральского бурогоугольного бассейна. В кн.: Геолого-исследовательские работы. М.—Л., Углетехиздат, 1950.
- Хоментовский А. С. Закономерности размещения бурогоугольных месторождений Южноуральского бассейна в зависимости от его структур и тектонического развития. Автореферат диссертации, предст. на соиск. уч. степени д-ра геол.-мин. наук. М., 1954 (Инст. геол. наук Акад. наук СССР).

- Х ю б б е р т М. К. и В и л л и с Д. Г. Важные трещиноватые коллекторы в США. В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений, т. I. М., 1956.
- Ч о ч и а Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Ш а т с к и й Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Мияты и Дылым (сев. Дагестан). Тр. Гос. науч.-исслед. нефт. инст., 1929, вып. 4.
- Ш а т с к и й Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Ш а т с к и й Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, № 4.
- Ш а т с к и й Н. С. 1. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1945, № 4.
- Ш а т с к и й Н. С. 2. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы 1945. [Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 2(6)].
- Ш а т с к и й Н. С. 1. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Ш а т с к и й Н. С. 2. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1946, № 6.
- Ш а т с к и й Н. С. О структурных связях платформы со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1947, № 5.
- Ш а т с к и й Н. С. 1. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 5. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Ш а т с к и й Н. С. 2. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1955, № 3.
- Щ е р и к Е. А. Тектоническое строение Прикубанской низменности и история ее формирования. Докл. Акад. наук СССР, 1954, 94, № 4.
- Э й н о р О. Л. Взаимоотношения Урала и Пай-Хоя. Мат. Всес. науч.-исслед. геол. инст., общ. сер., 1946, сб. 7.
- Я н ш и н А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1955, 30, вып. 5.
- A l v a r e z M. J. Tectonica of Mexico. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., 1949, 33, No 8.
- A l v a r e z M. J. New oil development in Mexico in relation to regional geologic setting. C. R. 19 session, Alger, 1952, sect. 14, Fasc. 16. Alger, 1953.
- A u b e r t D. Le Jura. Geol. Rundschau, 1949, 37.
- B e m m e l e n R. W., van. Quelques observations sur la structure du faisceau d'anticlinaux d'Esneux. Province de Liège, Belgique. Bull. Soc. géol. Belgique, 1953—1954, 77, № 7, 8, 9.
- B o r d e t P. La tectonique de l'Himalaya de l'Arun et de la région de l'Everest (Népal oriental). C. R. Acad. Sci., Paris, 1955, 240, No 2. Реф. журн. 1956. № 2; реф. № 1954.
- B r o c k a m p B. Zum Werdegang der Vortiefen. Geologie, 1955, 4, H. 4.
- B u c h e r W. H. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. Mem. Geol. Soc. America, 1952, N 19.
- B u x t o r f A. Geologische Beschreibung des Weibenstein-Tunnels und seiner Umgebung. Mat. carte géol. Suisse, 1908, livr. 21-е.
- C a r o z z i A. Etude stratigraphique et micrographique de Purbeckien du Jura Suisse. Arch. Sci. Genève, 1948, 1, fact. 1.
- Carte géologique internationale de l'Afrique, 1:5 000 000. Exécutée conformément aux vœux du Congrès géol. intern. XIII-e sess., 1922. Paris, 1936.
- Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique, 1:2 000 000. Publ. par le Comité d'organisation du XIX Congrès géol. intern. 1952. Paris, 1952.
- C a s t a n y G. Les grands traits structuraux de la Tunisie. Bull. Soc. géol. France, 1954, No 1—3.
- C h i b b e r H. L. The geology of Burma. London, 1934.
- C h o u b e r t G. M. La géologie marocaine. Paris, Editions de l'Encyclopédie coloniale et maritime, 1949. Реф. журн. 1956, № 1; реф. № 1203.

- Cornet A. L'Atlas Saharien Sud-Oranais. Monographies régionales, 1-re sér. Algérie, No 12, XIX Congrès géol. intern. Alger, 1952.
- Dorn P. Geologie von Mitteleuropa. Stuttgart, 1951.
- Elberskirch W. u. Lemcke K. Zur Tektonik der nordalpinen Molassenke (5 Abb. im Text und 1 Tafel.). Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, Teil. 3.
- Evans P. a. Crompton W. On geological factors in gravity interpretation. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1946, 102.
- Ganss O. Das Süddeutsche Molassebecken. Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, Teil 3.
- Ganss O. u. Schmidt-Thomé P. Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1955, 105.
- Gansser A. The Guina shield (S. America). Geological observations. Eclogae geol. Helv., 1954, 47, No 1. Peф. журн. 1956, № 1; peф. № 1228.
- Geological map of North America. Scale 1:5 000 000. Publ. Geol. Soc. of America, 1946.
- Geological map of South America. Scale 1:5 000 000. Publ. Geol. Soc. of America, 1945.
- Geologic-tectonic map of the United States of Venezuela. Scale 1:1 000 000. Publ. Geol. Soc. of America, 1950.
- Gerth H. Die Fortschritte der geologischen Forschung im Kordillerengebiet Südamerikas während und nach dem zweiten Weltkrieg. Geol. Rundschau, 1951, 39, H. 1.
- Glangaud L. Unités paléographiques et structurales le l'Atlas Méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie), t. 85. Bordeaux, 1933.
- Glangaud L. Les caractères structuraux de Jura. Bull. Soc. géol. France, sér. 5, 1949, 19.
- Glennie E. A. Gravity. Surv. India, Geol. Rep., 1932.
- Grabau A. W. Migration of geosynclines. Bull. Geol. Soc. China, 1924, 13, No 3—4.
- Graulich J. M. Description des terrains houillers traversés par le sondage de Chertal (Bassin de Liège). Ann. Soc. géol. Belgique, 1955, 78; Bull., No 1/4.
- Hagn H. Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1953, 105, Teil 3.
- Hedberg H. D. Geology of the Eastern Venezuela basin. (Anzoategui-Managasucre-Eastern Guarico portion). Bull. Geol. Soc. America, 1950, 61, No 11.
- Heim A. Geologie der Schweiz. Bd. 1, 2. Leipzig, 1919—1922.
- Kober L. Bau und Entstehung der Erde. Berlin, 1923.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen. Teil 1, 2. Berlin, 1951.
- Krishnan M. S. Structural and tectonic history of India. London, 1953.
- Lees G. M. Some structural and stratigraphical aspects of the oilfields of the Middle East. Int. Geol. Cong. 18th, 1950, pt. 6.
- Lees G. M. Foreland folding. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1952, 108, pt. I.
- Lees G. M. a. Richardson G. B. The geology of the oil-field belt of S. W. Iran and Iraq. Geol. Mag., 1940, 77.
- Liddle R. A. Geology of Venezuela and Trinidad. 2d Ed. Ythaca, N. Y., 1946.
- Mattauer M. Structure de la bordure sud-tellienne de l'Ouarsenis oriental. C. R. Soc. géol. France, 1953, No 13, 14.
- Menchikoff N. Etudes géologiques sur les confins Algéro-Marocains du Sud. Bull. Soc. géol. France, 5-e sér., 1936, 6.
- O'Brien C. A. E. Tectonic problems of the oilfield belt of South-West Iran. Geol. of Petroleum, 1950, pt. 6.
- Oil prospecting in the Brahmaputra valley and the Bengal basin. Indian Minerals, 1954, 8, No 3. Peф. журн. 1956, № 2; peф. № 2306.
- Possible future petroleum provinces of Northern America. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1951, 35, No 2.
- René A. Géologie de la France. Paris, 1948.
- Repal S. N. Régions Sud-Telliennes et Atlas Saharien. Monographies régionales. 1-re sér. Algérie, No 20, XIX Congrès géol. intern. Alger, 1952.
- Rich J. L. Oil possibilities of South America in the light of regional geology. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1945, 29, No 5.
- Schad A. Die Bedeutung der Bohrung Karlsruhe I für die Beurteilung des Tertiärs im Rheingraben. N. Jb. Geol. u. Paläont., 1953, Abh. 97.
- Staub R. Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz., N. F., 1924, 52.

- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Suter M. H. The general and economic geology of Trinidad. Colonial geol. min. resources, 1951, 2, No 3—4.
- Tectonic map of Canada, with the Support of the Geological Society of America, 1950.
- Tectonic map of the United States. Scale 1:2 500 000. Publ. by the Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1944.
- Teichmüller R. Die Entwicklung der subvariscischen Vortiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons. Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 1955, 107.
- Tokarski A. Z tajemnic fliszu karpackiego. Wiadomosci Muzeum Ziemi, 3, Warszawa, 1947.
- Tolwinski K. Brzeg Karpat. Acta Geol. Polonica, 1950, 1, No 1.
- Tolwinski K. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem gorotworu Salidow. Acta Geol. Polonica, 1956, 6, No 2.
- Umbgrove I. H. F. Origin of the Jura Mountains. K. Nederl. Akad. Vetensk. Proc., 1948, 51, No 9.
- Wadia D. N. Geology of India. 3d Ed. London, 1953.
- Woodring W. P. Caribbean land and sea through the ages. Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, No 8. Реф. журн. 1956, № 1; реф. № 1227.
- Zuber R. Neue Karpathenstudien. Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1903, 52.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
<i>Глава I. Основные представления о тектонических структурах на границе платформ и складчатых зон</i>	5
Краевые швы	5
Продольные краевые прогибы	6
Поперечные краевые структуры	13
<i>Глава II. Описание структурных связей некоторых складчатых областей с платформами</i>	16
1. Краевые прогибы, окаймляющие Русскую платформу	16
Предуральский краевой прогиб	16
Предкарпатский краевой прогиб	41
Краевая Предкавказская система	56
2. Структурные связи Сибирской платформы и мезозойд Северо-Востока СССР	63
3. Краевая Предальпийская система	72
Предальпийский краевой прогиб	72
Ронский грабен	80
Поднятие Юрских гор	81
Рейнский грабен	83
Тектоническая история Предальпийской краевой системы	84
4. Герцинские краевые прогибы Западной Европы	87
5. О структурных связях Индостанской платформы и Альпийской складчатой области	95
Предгималайский краевой прогиб	96
Западно-Пакистанский краевой прогиб	101
Восточно-Пакистанский краевой прогиб	103
6. Месопотамский краевой прогиб	109
7. Северное ограничение Сахарской платформы	113
8. Краевые прогибы Южной Америки	117
9. Краевые структуры Запада Северной Америки	120
<i>Глава III. Некоторые закономерности строения и развития краевых прогибов</i>	131
О структурных связях платформенных областей и складчатых зон	131
Основные систематические группы краевых прогибов	134
Характер основания краевых прогибов	136
О формированиях краевых прогибов	137
Факторы, влияющие на морфологию структур	140
О развитии краевых прогибов	141
Типы краевых прогибов	145
Литература	147

Юрий Михайлович Пуцаросский

**Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие
Труды Геологического института, выпуск 28**

*

*Утверждено к печати
Геологическим институтом Академии наук СССР*

*

Редактор Издательства *Н. Р. Кун*
Технический редактор *В. В. Волкова*

РИСО АН СССР № 16—22В. Сдано в набор 17/III 1959 г.

Подписано к печати 5/VI 1959 г. Формат: 70×108^{1/16}.

Печ. л. 9,75. Уч.-издат. л. 13,1. Тираж 2000 экз.

Т-07016. Изд. № 3358. Тип. зан. № 1538

Цена 9 руб. 20 коп.

Издательство Академии наук СССР.
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

9 руб. 20 коп.