

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

**ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
И РАНИЕПЛАТФОРМЕННЫЕ
СТРУКТУРЫ
В ГЕРЦИНИДАХ ЕВРАЗИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR GEOLOGICAL INSTITUTE

A. E. SHLEZINGER

LATE GEOSYNCLINAL
AND EARLY PLATFORM
STRUCTURES
IN HERCYNIAN OF EURASIA

(Transactions, vol. 255)



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW, 1974

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
И РАННЕПЛАТФОРМЕННЫЕ
СТРУКТУРЫ
В ГЕРЦИНИДАХ ЕВРАЗИИ

Труды, вып. 255



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1974

Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии.
Шлезингер А. Е. Труды ГИН, вып. 255.

Последовательный систематический анализ материалов по областям герцинской складчатости Евразии свидетельствует об отсутствии промежуточных структур, которые до настоящего времени упоминаются в геологической литературе и рассматриваются в одном ранге со структурами геосинклинального и платформенного классов. Орогенные и вторично-геосинклинальные структуры, если их включить в состав структур геосинклинального класса, непосредственно во времени сменяются платформенными структурами. Намечается три типа смены геосинклинального класса структур платформенными, каждый из которых требует своих методических приемов для определения создающих их тектонических режимов.

Работа рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся вопросами теоретической и региональной тектоники.
Табл. 8. Илл. 58. Библ. 590 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор),
академик В. В. Меннер, В. Г. Гербова, П. П. Тимофеев

Ответственный редактор

академик А. Л. Яншин

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief),
Academician V. V. Menner, V. G. Gerbova, P. P. Timofeev

Responsible editor

Academician A. L. Yanshin

Учение о геосинклиналях и платформах составляет фундаментальную часть геотектоники. Ему посвящены значительные по объему разделы монографий по общей геотектонике и специальные работы. Однако в этом учении вопрос о структурах времени отмирания геосинклинального развития и становления платформенного исследован недостаточно. Как правило, реконструкция тектонических событий соответствующего времени базируется на ограниченном геологическом материале и поэтому — неполная. В то же время анализ объективных критериев определения верхнего возрастного рубежа геосинклинального и нижнего возрастного рубежа платформенного режимов имеет огромное значение для дальнейшего развития учения о геосинклиналях и платформах. Не менее важны они и для практических целей — для более обоснованного прогноза поисков полезных ископаемых.

Проведенные автором исследования объясняют характер перехода геосинклинального режима в платформенный и разграничения соответствующих им классов тектонических структур. Эти исследования основываются на последовательном систематическом анализе материалов по областям герцинской складчатости Евразии. Именно в их пределах наиболее четко выделяются структуры позднегеосинклинального и раннеплатформенного этапов развития. В областях каледонской складчатости орогенный этап имел очень сложное и длительное развитие, а типичный платформенный чехол обычно отделен от орогенного комплекса пород большим возрастным перерывом и имеет незначительное площадное распространение. В байкалидах и областях более древней консолидации платформенные структуры исследованы достаточно полно, однако орогенный этап расшифровывается с большими трудностями. В то же время в областях мезозойской и альпийской складчатостей прекрасно выражены структуры заключительного этапа геосинклинального развития, но зато структуры платформенного чехла почти или полностью отсутствуют.

Основные типы позднегеосинклинальных и раннеплатформенных отрицательных структур в областях герцинской складчатости Евразии

Орогенные структуры

Внешние прогибы

Краевые

Рудиментарные краевые (субварисийские)

Внутренние прогибы и впадины

Сквозные и наложенные

Вторично-геосинклинальные (киммерийские) прогибы

Платформенные структуры

В областях регионального поднятия (доплитные структуры)

Структуры прогибания

Структуры обрушения

В областях регионального погружения (плитные структуры)

Впадины и прогибы, выполненные аллохтонными орогенными и платформенными формациями

Впадины и прогибы, выполненные платформенными формациями

Структуры внегеосинклинального орогенеза

В проблеме перехода геосинклинального режима в платформенный важное значение имеет вопрос о тектоническом положении орогенного

структурного комплекса, образующегося после формирования собственно геосинклинальных формаций. Как известно, до сих пор он не решен однозначно. Проработанный материал по герцинидам Евразии позволяет присоединиться к взглядам Н. С. Шатского и его учеников (Тектоническая карта СССР..., 1953, 1956; Тектоническая карта Евразии..., 1966) о том, что орогенный этап развития герцинид завершает геосинклинальное развитие, т. е. составляет его заключительный этап. Кроме нормальных орогенных структур, на территории областей герцинской складчатости распространены одиночные прогибы, выполненные преимущественно комплексом нижнемезозойских геосинклинальных образований. Они выделены под названием вторично-геосинклинальных, или киммерийских, прогибов, а время их формирования соответствует особому тектоническому этапу.

Установление тектонической природы исследуемых структур производилось главным образом по формациям, слагающим эти структуры. Тектоническая классификация формаций наиболее полно разработана Н. С. Шатским (1965) и Н. П. Херасковым (1967). Последний наметил три класса формаций (геосинклинальный, орогенный и платформенный), при этом он выделял только два режима (геосинклинальный и платформенный). Орогенный класс формаций, по Хераскову, — полигенный; он может, в частности, завершать геосинклинальный режим (эпигеосинклинальный подкласс) или начинать платформенное развитие (катаплатформенный подкласс). Кроме того, в этот класс формаций он включает геосинклинальные формации, которые возникают на крупных геосинклиналях геосинклинальных систем, и метаплатформенные формации, которые во времени сменяют платформенные при аномальном развитии платформ (процессы эпиплатформенного орогенеза). Н. П. Херасков по существу впервые наметил сложные и многообразные пути перехода геосинклинального развития в платформенное, что определило выделение трех классов формаций при двух тектонических режимах.

При описании формации приводится общая характеристика слагающих эти формации пород, даны их мощности, рассмотрены магматические проявления. Особенно большое значение для выяснения тектонической природы анализируемых структур имеет положение той или иной формации в этой структуре, установление вертикальной последовательности формаций, изучение их латеральных изменений и выявление соотношения рассматриваемых формационных комплексов с подстилающими и покрывающими образованиями. Только такой разносторонний подход позволяет объективно интерпретировать тектоническую природу геологических объектов. При описании структурных элементов орогенного этапа их разделение произведено по генетическим типам и частично по территориальному положению, подчиненному исключительно решению проблемы перехода этих структур в платформенные.

В процессе работы над монографией я пользовался неоднократными консультациями многих своих товарищей из лабораторий тектоники Геологического института АН СССР. Особую благодарность за постоянную помощь и советы хочется выразить И. В. Архипову, А. А. Белову, Н. А. Богданову, А. Л. Книпперу, К. А. Клитину, А. М. Лейтесу, Г. И. Макарычеву, Е. Н. Меланхолиной, Т. В. Молчановой, А. А. Моссаковскому, М. С. Нагибиной, А. С. Новиковой, И. П. Палею, А. С. Перфильеву, Ю. М. Пушаровскому, В. Н. Соболевской, О. Д. Суетенко, Н. А. Штрейсу и др. В процессе работы автор постоянно консультировался у академика А. Л. Яншина, которому искренне признателен. Кроме того, А. Л. Яншиным, Р. Г. Гарецким, В. С. Журавлевым, П. Н. Кропоткиным, Ю. М. Пушаровским, А. И. Суворовым и В. Е. Хайным сделано много ценных замечаний и советов. Автор весьма благодарен В. Г. Николаеву, В. П. Уткиной и Г. И. Тростниковой за большую помощь в оформлении работы.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРАХ ВРЕМЕНИ ОТМИРАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЕЖИМА И СТАНОВЛЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО

В настоящее время существует несколько мнений о соотношениях геосинклинальных и платформенных структур. Одна группа исследователей — Н. С. Шатский (Тектоническая карта СССР..., 1953, 1956), М. В. Муратов (1963, 1967), Н. П. Херасков (1963, 1965, 1967), А. А. Моссаковский (1965), Ч. Б. Борукаев (1971) и другие — считают, что орогенные структуры, возникающие непосредственно вслед за собственно геосинклинальными, являются составной частью структур геосинклинального класса и во времени сменяются платформенными.

Вторая группа исследователей развивает представления о самостоятельном значении орогенного класса структур, выделяемого в одном ранге с геосинклинальным и платформенным. Наиболее полно это направление отражено исследованиями Г. Ф. Мирчинка (1940), Е. В. Павловского (1953), С. С. Шульца (1964), К. В. Боголепова (1968, 1969), Э. Н. Янова (1969), В. Н. Козеренко (1969) и др. С общих позиций такой подход вполне правомерен. В частности, представляют самостоятельный тектонический режим развития земной коры, не связанный с геосинклинальным развитием (внегеосинклинальный) мезозойский¹ орогенез востока Азии и кайнозойский² Средней Азии, по Г. Ф. Мирчинку (1940), — глыбовых зон, по Е. В. Павловскому (1953) — зон аркогенеза, по К. В. Боголепову — повторный (дейтероорогенез), В. Н. Козеренко — активизированных областей и В. Е. Хаину — возвратный (рекуррентный), по-видимому, действительно представляют самостоятельный тектонический режим развития земной коры. Однако проработанный автором материал по герцинидам Евразии не позволяет присоединиться к этой точке зрения в отношении верхнепалеозойско-нижнемезозойских структур этих областей. Их развитие генетически теснейшим образом связано и обусловлено предыдущим этапом, что, мне кажется, дает большее основание включать орогенные структуры областей герцинской складчатости в геосинклинальный класс.

Третья группа исследователей указывает, что существуют структуры промежуточного (переходного) развития между геосинклинальным и платформенным классами. Их они не ставят в один ранг со структурами платформенного и геосинклинального классов, но В. В. Белоусов (1948, 1954, 1962) называет этап развития этих структур парагеосинклинальным³. При парагеосинклинальном развитии, по его данным, на-

¹ Ю. В. Комаров, П. М. Хренов (1964) называют его эпигональным, а М. С. Нагибина (1967) процессы, связанные с этим орогенезом, выделяет под названием явлений ревивации.

² В настоящее время он широко известен под названием эпиплатформенного орогенеза (Яншин, 1962б, 1965; Богданов и др., 1963; Хаин, 1965).

³ Этот термин, как справедливо указывает В. Е. Хаин (1954), имеет тот недостаток, что уже был применен ранее в других значениях. Ч. Шухерт предложил именовать так геосинклинальные прогибы, расположенные вдоль края океанической депрессии, а Г. Штилле — прогибы, находящиеся внутри платформы или стабилизированной площади. Например, мезозойско-кайнозойские структуры вневальтийской Европы.

блюдаются отклонения как в сторону геосинклинального, так и в сторону платформенного режимов. Он по сравнению с платформенным режимом характеризуется еще значительной контрастностью тектонических движений, хотя явлений частной инверсии уже не наблюдается или они выражены слабо. Вот, собственно, и вся характеристика парагеосинклинального этапа развития, приводимая в монографиях В. В. Белоусова. Остается совершенно неясным, что это за отклонения, какие качественные и количественные признаки необходимы для этого промежуточного этапа, а также, как с теоретических позиций следует проводить его рубежи в развитии отдельных регионов. Приводимые примеры парагеосинклинальных структур не очень четкие. В качестве парагеосинклинального этапа развития В. В. Белоусов понимает мезозойскую и кайнозойскую историю Центральной Азии и герцинский этап развития Центрального Казахстана.

Конкретный анализ геологического строения и развития этих регионов показывает, что, например, в Средней Азии в триасе и юре существовал довольно крупный Восточно-Ферганский прогиб, в котором образовывались мощные толщи аспидной формации, испытавшие полную складчатость. Одновременно здесь формировались более мелкие грабены и впадины, выполненные платформенными угленосными толщами, не подвергшиеся складчатости. С поздней юры и до конца палеогена в Тянь-Шане, по крайней мере западном, существовал платформенный режим. А во второй половине кайнозоя начался режим эпиплатформенного орогена с накоплением мощных толщ моласс и образованием высоких горных хребтов.

Для Центрального Казахстана в среднем и позднем палеозое характерен тектонический режим, который резко отличен от любого этапа развития Центральной Азии в мезозое и кайнозое. Этот режим был различен в разных частях Центрального Казахстана, но почти везде характеризуется мощным развитием вулканизма, следов которого мы почти не знаем в мезозое и кайнозое Центральной Азии. Следовательно, мезозойско-кайнозойская история Центральной Азии и герцинский этап развития Центрального Казахстана имели различные тектонические режимы и поэтому рассматривать их в качестве примеров единого парагеосинклинального этапа невозможно.

В. Е. Хаин (1954, 1964) указывает, что превращение геосинклинали в платформу не всегда носит характер резкого перехода; это в некоторых случаях заставляет выделять постгеосинклинальный этап. Участок земной коры, переживающий этот этап, еще сохраняет относительно повышенную подвижность и общее преобладание поднятий, что не дает возможности отнести его к платформе. Постгеосинклинальный этап развития В. Е. Хаина близок, по-видимому, парагеосинклинальному этапу в понимании В. В. Белоусова и имеет ту же неопределенность. Приведенные в качестве примеров Верхояно-Чукотская область развития в кайнозое и Алтае-Саянская область среднего — позднего палеозоя и раннего мезозоя также мало приемлемы для конкретизации этого этапа, так как охватывают очень гетерогенные по геологическому строению территории.

В пятидесятых годах нашего столетия глубоким бурением и сейсморазведкой на территории плит платформ обнаружено широкое распространение комплексов пород, тектоническая природа которых трудно интерпретировалась. Это позволило ряду исследователей выделить переходные (промежуточные) комплексы горных пород и соответствующие им структуры, как равноценные комплексам пород и структурам геосинклинального и платформенного классов.

Первые сведения о комплексе пород неясного тектонического положения получены по материалам сейсморазведки в пределах Западно-Сибирской плиты (Тальвирский, 1957, 1959; Шаблинская, 1959а,б). Этот

комплекс пород был выделен в качестве второго структурного этажа, а тектонический режим, в условиях которого произошло его образование, авторы вслед за В. В. Белоусовым называли парагеосинклинальным. Почти одновременно переходный (промежуточный) структурный этаж (комплекс) был выделен по материалам бурения в пределах Русской (Васильев, 1958) и Скифско-Туранской (Летавин, Крылов, 1959; Борисов и др., 1960) плит. В дальнейшем термин переходный (промежуточный, второй, или предчехольный) этаж (ярус, или комплекс) стал широко употребляться для пород неясного тектонического положения, вскрываемых буровыми скважинами или прослеживаемых при сейсморазведочных исследованиях в пределах плит разных платформ (Косыгин, Лучицкий, 1960; Накаярков, 1961; Туезов, 1955; Туезов, Ковалевский, 1961; Туезов и др., 1967; Мирчинк и др., 1962, 1963, 1970; Соболевская, 1962, 1965; Амурский и др., 1970; Дедеев, 1970; Доленко и др., 1970; Кунин, 1968, 1969, 1971).

В понимании переходных структур в настоящее время наметилось несколько направлений. Согласно первому из них, наиболее полно изложенному в работе Н. А. Крылова, В. И. Дитмара, А. И. Летавина (1964), переходные структуры непосредственно во времени сменяют орогенные. Последние они включают в состав геосинклинального класса. Переходные структуры, по их данным, создаются специфическим тектоническим режимом, который, существенно отличаясь от типичного геосинклинального и типичного платформенного, в то же время имеет некоторые черты сходства и с тем, и с другим. Его своеобразие состоит в том, что после заключительного этапа развития геосинклинальной области, завершающегося складкообразованием, платформенное развитие наступает не сразу. В течение некоторого времени происходит накопление своеобразных формаций переходных комплексов, значительно отличающихся и от геосинклинальных, и от платформенных.

Для того, чтобы показать специфичность и своеобразие переходного этапа развития, Н. А. Крылов и А. И. Летавин (1966 а, б) прибегают к анализу совершенно различных структурных элементов. Геосинклинальные черты они находят в Мангышлакском или Ейско-Березанском прогибах, а платформенные черты развития ищут в плащеобразно залегающих толщах верхнего палеозоя — триаса Северного Устюрта и т. д.

Участок земной коры в переходный этап развития, по представлениям Н. А. Крылова, В. И. Дитмара, А. И. Летавина (1964 а, б; Крылов, 1968), испытывает преимущественное поднятие, продолжающее общее воздымание, связанное с завершением геосинклинальной складчатости. Это — главная (основная) черта переходного режима, подчеркнутая в работах названных исследователей. В период поднятия происходит зарождение платформенного режима. Платформенное развитие, по их представлениям, начинается с широких платформенных трансгрессий. Они подчеркивают, что наиболее сложным вопросом является принципиальное определение границ переходного этапа, так как в ряде районов его нижний или верхний рубежи становятся недостаточно определенными.

Разберем эту главную (основную) черту с целью решения вопроса о том, достаточна ли она для выделения самостоятельного этапа, равного рангу геосинклинального или платформенного развития. Действительно, во многих случаях геосинклинальное развитие отдельных участков земной коры заканчивается процессами заключительных фаз складчатости. Они приводят к консолидации данного участка. Однако этот участок часто после заключительной геосинклинальной складчатости и орогении еще испытывает некоторое время общий подъем, а в ряде случаев этот подъем вообще не сменяется погружением.

Спрашивается, почему платформенное развитие должно начинаться с погружения определенных участков земной коры и начала широких платформенных трансгрессий? Ведь тогда из платформ должны быть

исключены щиты древних платформ и складчатые зоны послерифейских платформ и соответствующие им более молодые структуры, в пределах которых обнажен фундамент молодых платформ? В частности, почти весь материк Африки на значительных пространствах допалеозойских платформ не имеет морских отложений, так как они со времени замыкания геосинклинального режима не вовлекались в погружение. Восходящие тектонические движения не могут еще служить основанием для выделения самостоятельного переходного режима развития земной коры. Для этого следовало бы показать их отличия от движений, существующих при геосинклинальном и платформенном режимах, что исследователями этих направлений не сделано. Выделение восходящих движений после окончания геосинклинального развития в самостоятельный этап и противопоставление его платформенному погружению крайне неудобно и в практическом отношении, поскольку этот переход происходит, как правило, очень постепенно и совершается в определенном регионе одновременно.

Второе понимание переходного тектонического режима развивается В. С. Князевым (1969). Он считает, что переходные структуры сосуществуют с орогенными структурами, а не сменяют последние во времени. Первые из них, приуроченные исключительно к плитам молодых платформ, сложены нескладчатыми орогенными формациями вторые, развитые исключительно в складчатых обрамлениях платформ, образованы теми же формациями, но претерпевшими процессы складчатости. Подход к расшифровке тектонических режимов, основанный только на анализе деформации, как будет показано ниже, мало пригоден. Поэтому складчатые и нескладчатые орогенные структуры нельзя рассматривать как геологические объекты разных тектонических режимов.

В третьем направлении (Тимофеев, 1970) переходное развитие рассматривается как процесс выравнивания рельефа и создания кор выветривания. Но такая его трактовка также не приемлема, поскольку на выравнивание рельефа и создание кор выветривания тектонические движения влияют лишь косвенно.

Достаточно часто в промежуточный структурный ярус относят комплексы пород различного тектонического положения (Фотиади, 1967; Сурков и др., 1969). В промежуточный структурный ярус территории Западно-Сибирской плиты эти исследователи отнесли комплексы пород, слагающие, по их данным, краевые и межгорные прогибы, внутренние унаследованные и наложенные впадины, грабены типа рифтов и палеозойский чехол на участках, где фундамент по возрасту близок к фундаменту Сибирской платформы.

С общих философско-методологических позиций при двух типах режимов развития континентальной земной коры, обладающих каждый своей совокупностью качественных признаков, постепенность их перехода не может служить основанием для выделения третьего типа режима, в котором был бы набор качественных признаков первых двух типов. Постепенность перехода позволяет выделить лишь стадию данных режимов, причем по совокупности качественных признаков можно наметить, к какому режиму эта стадия относится.

Таким образом, постепенность перехода двух качественно отличных режимов с философских позиций является совершенно недостаточным для выделения третьего промежуточного типа в один ранг с предыдущими двумя.

Конкретно для рассматриваемых геологических объектов неприемлемость выделения переходного (промежуточного) этапа с философских позиций убедительно показана в работе Н. П. Хераскова (1967), который указал, что термин «промежуточный» (переходный) обычно появляется в классификации тогда, когда автор затрудняется провести точную границу между двумя какими-либо выделяемыми им классами. Та-

кой способ, по его мнению, может дать кажущееся удовлетворение, так как немедленно возникают трудности с проведением границ самого промежуточного (переходного) класса (это неоднократно подчеркивают и сторонники его выделения). При классификации сложных объектов, как подчеркивает Н. П. Херасков, применение обозначения «промежуточный» (переходный) легко приводит к недоразумениям, так как объект, который по некоторым признакам можно считать промежуточным (переходным) между двумя объектами, по другим признакам уже может оказаться не таковым. Поэтому в промежуточный класс легко могут войти объекты, мало сходные между собой. Н. П. Херасков (1967) совершенно справедливо пишет, что следует стремиться каждый класс структур характеризовать качественными признаками, свойственными только этому классу порознь или хотя бы в сочетании.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР В ГЕРЦИНИДАХ ЕВРАЗИИ

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ПРЕДОРОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ПРЕДЫСТОРИИ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ЭТАПА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

В герцинидах Евразии в ядрах ряда поднятий выходят на поверхность докембрийские, кембрийские и реже ордовикские породы, которые относятся к выступам основания¹. Комплекс основания герцинид обнаруживает большое сходство с приблизительно синхронными формациями байкалид и ранних каледонид. Известны районы (Урал, Армориканский массив и др.), в которых сохранились даже венчающие разрез комплекса основания орогенные формации, аналогичные орогенным формациям, известным в байкалидах. В большинстве случаев стратиграфия комплекса основания еще очень слабо разработана, что плохо позволяет проследить закономерности его формирования.

Главный геосинклинальный комплекс начал образовываться в ордовике или силуре, а окончание его формирования приходится на конец нижнего — начало среднего карбона. В большинстве случаев он резко несогласно ложится на комплекс основания и отделен от него скачком регионального метаморфизма. На некоторых участках (в отдельных прогибах или даже их частях) между ними нет несогласия; осадконакопление происходило непрерывно. Но и в этих случаях с помощью формационного анализа удастся наметить между ними границу.

В главном геосинклинальном комплексе герцинид достаточно определенно намечается два структурных яруса. Нижний охватывает породы от ордовика или силура вплоть до среднего или верхнего девона. Выше лежащие породы вплоть до среднего карбона, а местами даже до перми или нижнего триаса принадлежат верхнему структурному ярусу. Для нижнего структурного яруса характерно развитие сланцевых отложений, сочетающихся с зеленокаменными вулканогенными толщами преимущественно основного и среднего состава. Для верхнего структурного яруса типичны граувакковые толщи. На площадях, прилегающих к каледонидам, граувакковые формации часто появляются уже в нижнем структурном ярусе.

В пределах геоантиклинальных поднятий наблюдаются меньшие мощности отдельных свит и перерывы в осадконакоплении, отсутствующие в сопряженных прогибах. Иногда здесь накапливаются специфические формации. Например, характерно появление формации рифогенных известняков, замещающей в прогибах вулканогенными толщами (зеленокаменный прогиб на Урале) или песчано-глинистыми сериями (Тянь-Шань). На Урало-Тобольском геоантиклинальном поднятии в нижнем карбоне и верхнем девоне локально появляется красноцветная формация, сменяющаяся вверх по разрезу своеобразной угленосной формацией

¹ Настоящий раздел написан по монографии «Тектоника Евразии» (1966).

нижекаменноугольного возраста. Синхронные же отложения в окаймляющих прогибах представлены морскими отложениями. Некоторые геосинклинали на определенной стадии развития воздымаются настолько интенсивно, что становятся мощными источниками обломочного материала, накапливающегося в виде граувакковых формаций на краях той же геосинклинали или осложняющих ее прогибах, но главным образом в прилегающих к ней геосинклиналях. Время накопления граувакковых формаций соответствует стадии интенсивного роста геосинклиналей, после которой наступала стадия наибольшего расчленения геосинклинальных систем.

В доорогенные этапы широкое распространение получили гипербазитовые, базитовые и гранитоидные интрузии и относительно редки интрузии щелочного состава. Гипербазиты, частично серпентизированные, встречаются как в сочетании с габброидными породами, так и обособленно от последних.

В области герцинской складчатости отчетливо выделяются антиклинории и синклинории. Эти структурные формы сильно отличаются друг от друга не только по формациям, но и своими размерами, соотношениями длины и ширины, морфологией складок. По границам антиклинориев и синклинориев обычно проходят глубинные разломы, которые окаймляют их то с одной, то с обеих сторон. Некоторые более мелкие антиклинории развивались в зонах глубинных разломов как шовные структуры.

В позднем кембрии и ордовике на территории герцинид Евразии произошла крупная перестройка структурного плана, которая, однако, не везде была синхронной. Такая перестройка часто сопровождалась изменением простирания структур, возникновением не только углового, но и азимутального несогласия.

В главный геосинклинальный этап развития достаточно определенно чувствуется современный структурный план. Для большинства хорошо изученных антиклинориев установлено их длительное развитие в качестве поднятий. Соответственно сопряженные с ними синклинории образовались из геосинклинальных прогибов. Время возникновения отдельных форм различно. Например, Молданубская зона существовала как поднятие уже в докембрии, т. е. является унаследованным поднятием от структуры древнего основания герцинид. Многие другие геосинклинальные поднятия имеют значительно более молодой возраст. В целом наблюдается, что система крупных геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий ранних стадий развития постепенно усложняется за счет позднее возникших дочерних прогибов и поднятий.

Развитие структур главного (геосинклинального) этапа герцинид Евразии чаще всего завершают мощные процессы складчатости и орогении, приведшие на отдельных территориях к становлению фундамента. Однако нередки случаи, особенно во внешних частях герцинид, достаточно постепенной смены главного геосинклинального этапа заключительным, с характерным для него образованием формаций орогенного класса, накапливающихся во внешних и внутренних прогибах и впадинах.

ВНЕШНИЕ ПРОГИБЫ

На территории герцинид Евразии внешние орогенные прогибы составляют краевые и периклиналильные (рис. 1). Они представляют один из характернейших структурных элементов орогенного этапа геосинклинального режима. Краевые и периклиналильные прогибы развиты вдоль и на погружениях Уральской складчатой системы, отделяя ее от Восточно-Европейской платформы. Перед герцинскими сооружениями Кольвань-Томской дуги и Салаира расположен Кузнецкий краевой прогиб, внешний борт которого накладывается на каледониды Кузнецкого Алатау и

Горной Шории. Рудиментарные (субварисцийские) краевые прогибы в виде отдельных изолированных ячеек окаймляют герцинские складчатые сооружения Центральной и Западной Европы.

Краевой и периклиналильные прогибы Уральской складчатой системы

Краевой¹ и периклиналильные прогибы Уральской складчатой системы состоят из Предуральского краевого, северного периклиналильного и Южных периклиналильных прогибов. Предуральский краевой прогиб крупными поперечными поднятиями Каратау, Полюдова Камня и поднятия, расположенного на продолжении Печоро-Кожвинского вала, разделяется на четыре ванны: Бельскую, Уфимско-Соликамскую, Большесынинскую, Верхнепечорскую (с юга на север). В свою очередь ванны осложнены более мелкими мульдами и седловинами (Дедеев, Султанаев, 1971). Предуральский краевой прогиб расположен вдоль фронта складчатой системы почти целиком на прилегающих частях платформы. Лишь узкая внутренняя полоса прогиба может подстилаться главным геосинклинальным комплексом. Ванны, составляющие Предуральский краевой прогиб, представляют резко выраженные узкие линейные структуры. Длина их достигает многих сотен километров при ширине до 100 км. Внешняя граница прогиба с платформой может быть достаточно резкой, намечаясь по системе флексур. В Бельской ванне она выражена системой крупных флексур, обычно крутых, которым местами отвечает полоса распространения нижнепермских рифовых массивов. В прилегающей части этой ванны по краю Восточно-Европейской платформы проходит крупное поднятие под названием Рязано-Охлебинского вала, или Уфимской плакантиклинали (Шатский, 1945; Геология СССР..., 1964), и его южное продолжение — Стерлибашевская антиклиналь. В других случаях переход между платформой и краевым прогибом не имеет четких границ.

Внутренний контур краевого прогиба намечается достаточно определенно по смене орогенных формаций формациями геосинклинального класса. Однако эта граница в большинстве случаев очерчивается современное положение краевого прогиба. Его палеотектонический внутренний контур находится почти всегда на некотором расстоянии внутри складчатой системы, где в настоящее время формации краевого прогиба уничтожены денудацией (Хворова, 1961) или перекрыты покровами геосинклинального комплекса (Камалетдинов, Казанцева, 1970).

Особое положение занимают периклиналильные прогибы, впервые выделенные в виде самостоятельной категории тектонических структур Н. П. Херасковым (1948). В отличие от краевых прогибов, возникающих вдоль фронта складчатых сооружений, периклиналильные прогибы формируются на погружениях последних и в ряде случаев по простиранию постепенно сменяются структурами платформенного чехла. В областях герцинской складчатости Евразии известны только два района развития периклиналильных прогибов: на южном и северном погружениях Уральской складчатой системы.

На погружении Зилаирского синклинория Уральской складчатой системы развит Актюбинский периклиналильный прогиб. Он расположен непосредственно к востоку от южного окончания Предуральского краевого прогиба. Актюбинский периклиналильный прогиб проникает далеко к югу и затухает в районе ж.-д. ст. Кандагач (Авров и др., 1969).

В пределах более внутренней зоны Урала — Сакмаро-Уралтауской — расположен Атжаксинский прогиб, смещенный по отношению к Актю-

¹ Особенности строения и развития краевых прогибов посвящена специальная работа Ю. М. Пуцаровского (1959), которая положена в основу приводимой ниже характеристики этих прогибов.

бинскому еще дальше к югу. Он развит на погружающихся к югу геосинклинальных образованиях верхнего девона — нижнего карбона Верхнеэмбенского синклиория.

Северный периклиальный прогиб начинается к северу от южной части гряды Чернышева. Поперечными поднятиями гряды Чернова и Пайхойским антиклинорием он разделяется на три ванны: Косью-Роговскую, Кортаихскую и Карскую. На север периклиальный прогиб протягивается на острова Вайгач и Новая Земля (Стратиграфия СССР, т. XIII., 1966). Вдоль западного и восточного берегов Новой Земли он прослеживается почти до северной оконечности острова, где по разлому соприкасается с Норвежско-Баренцевской зоной каледонид и Баренцевским докембрийским массивом (Гафаров, 1966). Внешним ограничением Северного периклиального прогиба являются гряды Чернышева и Чернова, представляющие крупные горсты, образовавшиеся, по данным А. С. Перфильева (1968), на месте краевого шва. Последний отделяет миогеосинклинальные формации главного этапа геосинклинального развития Уральской складчатой системы от платформенного среднего палеозоя окраинных участков Восточно-Европейской платформы. Правда, в последние годы, по мнению некоторых геологов (Пучков, 1970; Тарбаев, Туманов, 1971; Тимонин, 1971), орогенный комплекс Северного периклиального прогиба Урала подстигается карбонатными образованиями ордовика-карбона, аналогичными одновозрастным породам Печорской впадины, т. е. имеющих платформенную природу. К геосинклинальным формациям эти исследователи относят лишь допермские образования сланцевой и более восточных зон Северного и Полярного Урала. Карбонатный комплекс ордовика — карбона западной части Северного и Полярного Урала на территории Северного периклиального прогиба, по данным П. И. Тимонина (1971), выполняет Кожимско-Верхнеусинскую зону перикратонного опускания северо-восточной окраинной части Восточно-Европейской платформы. Внутренняя (восточная) граница Северного периклиального прогиба также несомненно имеет эрозионный характер, так как орогенные формации первично распространялись значительно восточнее.

Краевой и периклиальные прогибы выполнены комплексом пород, который в большинстве случаев с подстилающими главным геосинклинальным комплексом и комплексами платформенных формаций на участках догерцинской консолидации связан постепенным переходом. Это нередко вызывает трудности в объективном определении их нижнего возрастного рубежа. Комплекс пород, слагающий краевые и периклиальные прогибы, в ряде случаев по латерали постепенно сменяется платформенными образованиями.

Краевой и периклиальные прогибы Уральской складчатой системы характеризуются определенным набором формаций орогенного класса. Их нижний возрастной предел отвечает, грубо говоря, верхнему карбону — низам нижней перми. Однако более точная датировка у разных исследователей неодинакова (Богданов, 1947а; Наливкин, 1949; Чочиа, 1955; Пущаровский, 1959; Хворова, 1961; Яншин, 1962а; Гарецкий и др., 1963). Исследованиями В. А. Дедеева и А. А. Султанаева (1971) показано, что основание краевого и периклиальных прогибов Уральской складчатой системы разновозрастны. Наиболее древние орогенные формации, относящиеся к верхнему карбону, появляются, по их данным, на участках распространения докарельского комплекса основания. При омоложении последнего нижняя часть орогенного комплекса пород становится более молодой. Так, в Кортаихской и Карской ваннах Северного периклиального прогиба Урала, вероятно, слагающий их комплекс пород начинается с отложений кунгурского яруса, причем комплекс основания здесь образуют породы кембрия. В Северном периклиальном прогибе основание выполняющего его комплекса пород отвечает низам нижней перми (Горский, 1960а, б, 1962; Перфильев, 1968), а возможно, по

данным К. Г. Войновского-Кригера (1963), спускается и в верхний карбон (Лемвинский синклиорий западного склона Урала).

Среди формаций, выполняющих краевой и периклиналильные прогибы, прежде всего следует упомянуть группу моласс, образующихся за счет разрушения прилежащих горных хребтов. Нижним членом этого ряда формаций является сероцветная морская моласса, обнимающая по возрасту отложения верхнего карбона и нижней перми (докунгурские образования). В направлении с востока на запад от внутренней части Предуральского краевого прогиба к внешней сероцветная моласса переходит в относительно маломощную глубоководную глинисто-карбонатную формацию зоны некомпенсированного прогибания. Последняя латерально сменяется формацией барьерных рифов. Выше в Предуральском краевом и Актюбинском периклиналильном прогибах прослеживается соленосная формация кунгура. И, наконец, венчает разрез пестроцветная континентальная моласса верхней перми — нижнего триаса, причем верхняя ее часть, отвечающая нижнему триасу, слагается исключительно грубыми обломочными толщами пролювиального генезиса (Твердохлебов, 1971).

В Северном периклиналильном прогибе Урала сероцветная морская моласса верхнего карбона — нижней перми постепенно переходит вверх по разрезу в паралическую угленосную формацию кунгура, которая, в свою очередь, также постепенно сменяется континентальной сероцветной молассой верхней перми (Перфильев, 1968). Венчает разрез Северного периклиналильного прогиба пестроцветная континентальная моласса нижнего, среднего и верхнего триаса (Горский, 1960а, б). На западе в ее состав входят также и отложения верхней перми.

Краевой и периклиналильные прогибы Уральской складчатой системы почти амагматичны. Исключение составляют Северный периклиналильный прогиб, где известны покровы (первые десятки метров) кайнотипных базальтов и диабазов трапшового типа (Геология СССР..., 1963; Тужикова, 1967; Туманов, 1969). Они приурочены к верхам верхней перми и низам нижнего триаса.

Разрез комплекса пород, выполняющего краевой и периклиналильные прогибы, не имеет крупных стратиграфических перерывов и лишен принципиальных угловых несогласий. Только в пределах Северного периклиналильного прогиба наблюдается несогласие в его основании (Устрицкий, 1958; Перфильев, 1968). Сероцветная молассовая формация здесь ложится с географическим или угловым несогласием на подстилающие каменно-угольные отложения. При этом из разреза часто выпадает весь средний и верхний карбон, а на острове Новая Земля даже нижний карбон (Стратиграфия СССР..., 1966). В целом же перестройки структурного плана в основании комплекса периклиналильных прогибов здесь также не наблюдается, и структурный рисунок пород девона и карбона в общем повторяется отложениями перми.

Общая мощность рассматриваемого комплекса пород в Предуральском краевом прогибе, как правило, составляет первые километры (обычно не превышает 3—4 км). В Актюбинском периклиналильном прогибе мощность пород верхнего карбона — нижнего триаса увеличивается до 7—8 км, причем, по данным А. Л. Яншина (1962 б), здесь резко увеличивают свою мощность по сравнению с Предуральским прогибом все составляющие этот комплекс стратиграфические подразделения. Близкую мощность имеет комплекс пород, выполняющий Северный периклиналильный прогиб (Поletaев и др., 1968), а по данным П. А. Туманова (1969) она даже составляет 10 км.

Предуральский краевой прогиб резко асимметричен. Его крутой внутренний борт, прилежащий к складчатому сооружению, характеризуется развитием линейных складчатых структур. На его внешнем, значительно более пологом борту и в центральной части краевого прогиба развиты прерывистые структуры платформенного типа. Для Бельской ванны,

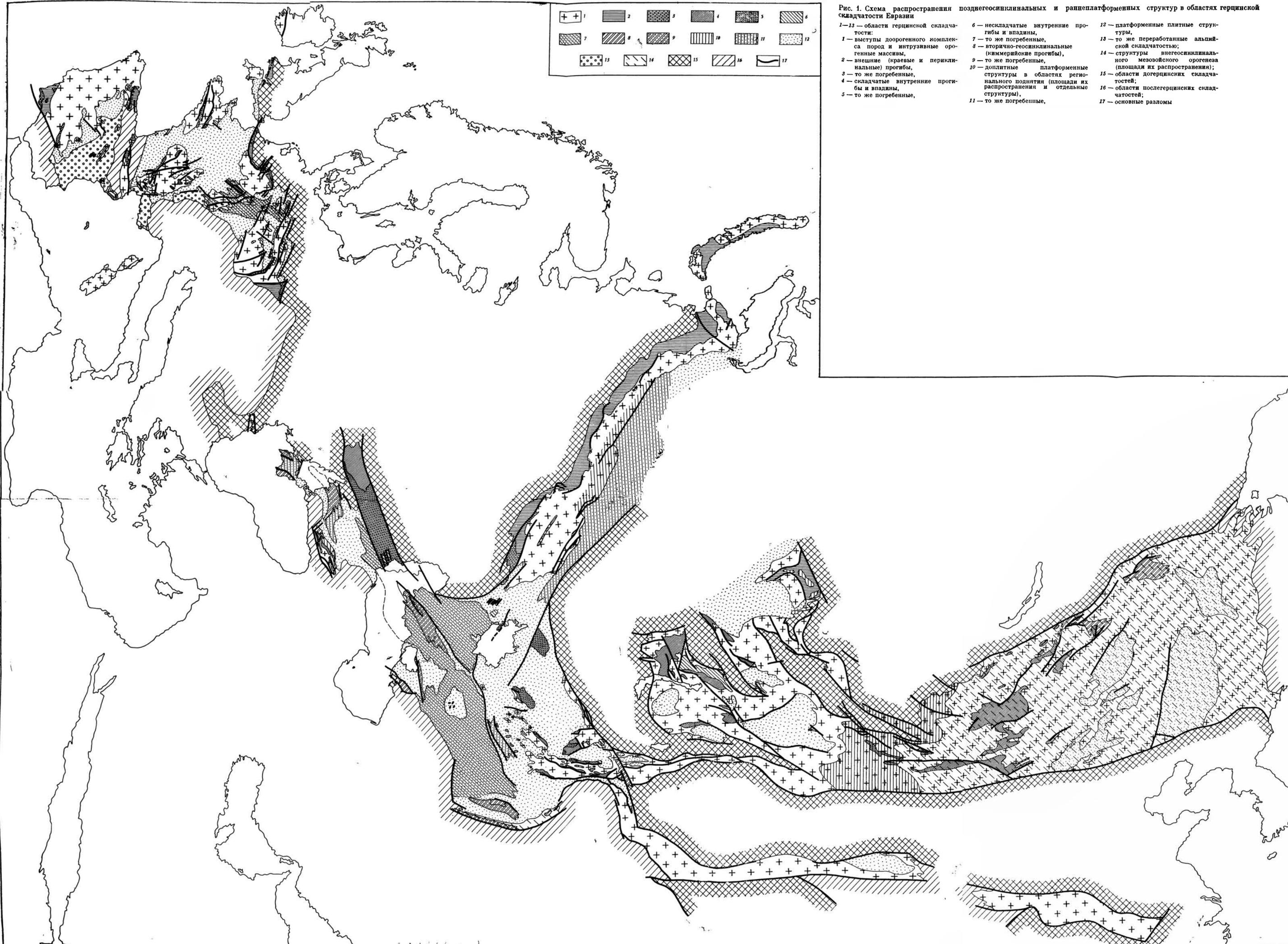


Рис. 1. Схема распространения позднегеосинклинальных и раннеплатформенных структур в областях герцинской складчатости Евразии

- 1-13 — области герцинской складчатости:
- 1 — выступы доорогенного комплекса пород и интрузивные орогенные массивы,
 - 2 — внешние (краевые и периферийные) прогибы и периферийные прогибы,
 - 3 — то же погребенные,
 - 4 — складчатые внутренние прогибы и впадины,
 - 5 — то же погребенные,
 - 6 — нескладчатые внутренние прогибы и впадины,
 - 7 — то же погребенные,
 - 8 — вторично-геосинклинальные (кimmerийские прогибы),
 - 9 — то же погребенные,
 - 10 — долитные платформенные структуры в областях регионального поднятия (площади их распространения и отдельные структуры),
 - 11 — то же погребенные,
 - 12 — платформенные плитные структуры,
 - 13 — то же переработанные альпийской складчатостью;
 - 14 — структуры внегеосинклинального мезозойского орогенеза (площади их распространения);
 - 15 — области догерцинских складчатостей;
 - 16 — области послегерцинских складчатостей;
 - 17 — основные разломы

где развиты соленосные толщи, характерны формы соляной тектоники.

В последние годы во внутренних частях краевого прогиба обнаружены надвиги и покровы (Хасанов, 1969). В Среднем Прикамье отмечены покровы амплитудой до 5—6 км (Софроницкий и др., 1966). Т. С. Сенченко и И. В. Барыкин (1966) указывают в пограничной полосе Бельской ванны с Зилаирским синклиналием надвиг с амплитудой не менее 15—20 км. М. А. Камалетдинов (1965) отмечает ряд останцов (клиппенов) нижне- и среднепалеозойских пород среди среднекаменноугольных отложений южной части Уфимского амфитеатра. Наиболее крупный надвиг амплитудой до 15—20 км обнаружен М. А. Камалетдиновым в Бельской ванне на р. Малый Сурень, где породы верхнего девона надвинуты на отложения среднего карбона (Камалетдинов, 1965).

В периклинальных прогибах интенсивность линейной складчатости резко возрастает, а асимметрия их строения уменьшается. В Актюбинском периклинальном прогибе развиты узкие сжатые линейные складки, вытянутые на большом расстоянии и образующие выдержанные линии. Эти складки имеют четко выраженные замки, крутые крылья с углами наклона слоев до 50—60, а своды антиклиналей передко осложнены надвигами (Авров, Космачева, 1963). Актюбинский периклинальный прогиб в современном структурном плане не имеет западного борта. Вкрест его простирания в локальных складках с востока на запад наблюдается последовательное омоложение слоев. Западным его ограничением служит система глубинных разломов, за которой в подсолевом комплексе развиты структуры платформенного типа (Авров и др., 1969).

В Северном периклинальном прогибе Урала также развиты по сравнению со структурами Предуралья краевого прогиба значительно более интенсивные складчатые деформации, протягивающиеся вдоль восточного борта по периферии Полярного Урала и Пайхоя и вдоль западного его борта (гряды Чернышева и Чернова). Здесь проходят крупные сложно-построенные складки, разбитые разломами (Наливкин и др., 1965; Перфильев, 1968; Тимонин, 1971). В центральной части прогибов отмечаются значительно более пологие и имеющие изоморфные очертания структуры (Полетаев и др., 1968).

Складчатый комплекс краевого и периклинальных прогибов на отдельных площадях с резким структурным несогласием перекрыт более молодыми слоями триаса, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена. Наиболее древние их горизонты известны в Бельской ванне, где они, по данным А. С. Хоментовского (1950), В. П. Твердохлебова (1967), К. А. Маврина и В. А. Горяинова (1970), имеют среднетриасовый возраст, а в пределах Актюбинского периклинального прогиба, по данным Э. А. Копытовой (1963), — верхнетриасовый возраст (курашасайская и курайлинская свиты). Эти образования, как и вышележащие отложения юры, мела, палеогена, неогена и антропогена, сложены преимущественно различными типами сероцветных, реже пестроцветных терригенных пород, образовавшихся в условиях континентального режима или реже эпиконтинентального морского бассейна. Не вызывает ни у кого сомнений, что они принадлежат к формациям платформенного класса. Суммарная мощность платформенных отложений нигде не выходит за пределы первых сотен метров.

В структурном отношении платформенные образования, перекрывающие складчатый комплекс краевого и периклинальных прогибов, имеют совершенно другой рисунок. В Северном периклинальном прогибе на значительной площади развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения (Белкин, 1970). Они залегают почти горизонтально и лишь на между-речье Большой Роговой и Усы (рис. 2, 3) слагают пологое Ручьюское поднятие (Василенко, Миклухо-Маклай, 1964). Амплитуда этого поднятия не превышает 100 м. Углы наклона слоев на его крыльях составляют минуты или десятки минут. На крыльях Ручьюского поднятия

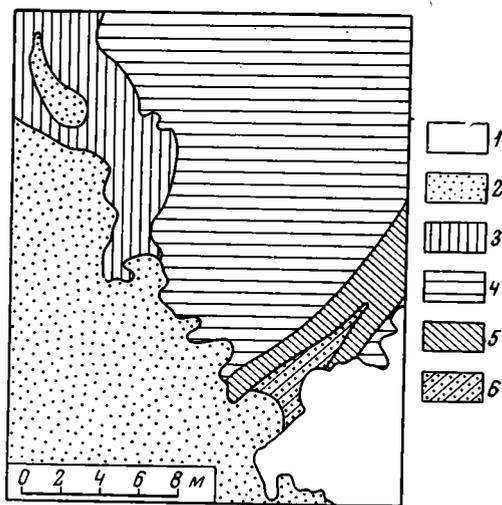
прослеживаются мелкие складки с углами наклона от 10 до 45°. Они оконтуривают Ручьюское поднятие. Генезис этих складок остается в настоящее время недостаточно выясненным. В пределах западного борта Косью-Роговской ванны (гряда Чернышева) на изолированных участках распространены отложения верхней юры, залегающие практически горизонтально. Лишь в отдельных случаях они испытывают флексуобразные изгибы, углы наклона слоев в пределах которых достигают 50° (Горский, 1960а).

В пределах Бельской ванны А. С. Хоментовский (1954 г.) выделяет пять типов посленижнетриасовых структурных форм. К первому типу относятся впадины (прогибы), образовавшиеся за счет сбросов, рассекающих толщи верхнепермско-нижнетриасовых пород. Ко второму типу принадлежат относительно крупные и глубокие впадины оседания, возникшие над сводами соляных антиклиналей за счет выщелачивания каменной соли кунгурского яруса. В их пределах посленижнетриасовые отложения непосредственно ложатся на соленосные породы кунгура. Третий тип составляют небольшие мульды и вздутия посленижнетриасового комплекса, образование которых произошло за счет пластичных деформаций солей кунгура. Четвертый тип посленижнетриасовых структур связан с карстовыми воронками на севере Бельской ванны, иногда заполненными посленижнетриасовыми осадками. И, наконец, к пятому типу посленижнетриасовых структур относятся небольшие по размеру впадины размыва.

В пределах Актюбинского периклиналильного прогиба широкое распространение имеет второй тип посленижнетриасовых деформаций А. С. Хоментовского, который получил название «дизъюнктивных мульд» (Климов, 1935). Кроме того, в пределах этого прогиба отмечается широкое развитие значительных по площади пятен верхнетриасовых, юр-

Рис. 2. Геологическая карта южной части Северного периклиналильного прогиба Уральской складчатой системы (В. Н. Гессе, К. П. Евсеев, 1960 г.)

- 1 — антропоген;
- 2 — сантон;
- 3—6 — свиты нижней перми:
- 3 — интинская и лекворкутская (аячская подсвита),
- 4 — лекворкутская (рудницкая подсвита),
- 5 — талатинская,
- 6 — гусиня и бельковская



- 1 — верхний мел;
- 2—6 — свиты нижней перми:
- 2 — интинская,
- 3 — лекворкутская (аячская подсвита),
- 4 — лекворкутская (рудницкая подсвита),
- 5 — талатинская,
- 6 — гусиня и бельковская;
- 7 — верхний карбон — нижняя пермь;
- 8 — скважины

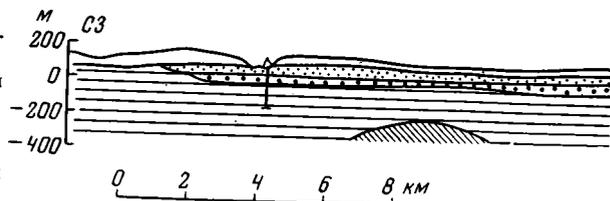


Рис. 3. Геологический разрез Северного периклиналильного прогиба Уральской складчатой системы (В. Н. Гессе, К. П. Евсеев, 1960 г.)

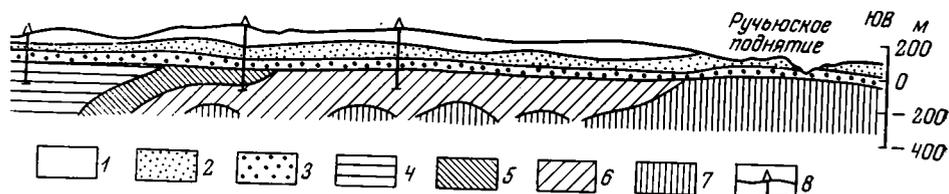
ских и меловых отложений, залегающих практически горизонтально и слагающих современные водоразделы.

Совершенно иной тип структурных форм в юрских и меловых отложениях развит на площади Атжаксинского прогиба. Здесь проходит система линейных платформенных дислокаций, детально изученная Р. Г. Гарецким (1962).

В конце раннего и в среднем карбоне, по данным В. А. Деева и А. А. Султанаева (1971), вдоль крайней западной зоны глубинных разломов Урала обособилась система островов, являющаяся источником сноса для продолжающих свое развитие внешних геосинклинальных прогибов. На большей части территории Северного периклиналиного прогиба Урала в карбоне происходило накопление карбонатной формации, близкой к разновозрастным образованиям прилежащих участков Восточно-Европейской платформы. Орогенные формации на отдельных участках впервые появились в позднем карбоне. В начале пермского периода на значительной части Уральской геосинклинали произошли крупные орогенные поднятия, приведшие к почти повсеместному накоплению сероцветной морской молассы и тем самым заложению краевого и периклиналиных прогибов, как структур, компенсирующих рост горных сооружений. Лишь на отдельных участках территории западного склона Полярного Урала в ассельском и сакмарском веках продолжалось развитие внешних геосинклинальных прогибов с образованием флиша. Переход их в периклиналиный прогиб произошел только в кунгурском веке.

В процессе развития Предуральского краевого прогиба в погружение вовлекались все большая площадь окраин платформ. Соответственно ось прогиба последовательно мигрировала от складчатого сооружения в сторону платформы. Следовательно, ось позднепермско-раннетриасового Предуральского прогиба проходила на значительном расстоянии (до 30—40 км) к западу, по сравнению с осями пермского и средне-позднекаменноугольного прогибов. В меньшей степени смещение оси наблюдается в периклиналиных прогибах. Краевой и периклиналиные прогибы испытывали последовательное погружение и в них отсутствовали сколь угодно длительные и принципиальные перерывы в осадконакоплении. Крайняя южная часть Предуральского краевого и западная и южная периферии Актюбинского периклиналиного прогибов, начиная с кунгурского века, были вовлечены в интенсивное прогибание, связанное с формированием Прикаспийской впадины. Причем, темп формирования последней был выше погружения прогибов, вследствие чего они в кунгурское, верхнепермское и раннетриасовое время не имели внешних бортов, раскрываясь в сторону Прикаспийской впадины.

Развитие краевого и периклиналиных прогибов завершил процесс складчатости, который протекал одновременно. В Северном периклиналином прогибе процессы складчатости прошли на рубеже триасового и юрского периодов (Горский, 1960а; Тарбаев, Туманов, 1971), в южной части Предуральского краевого и Актюбинском периклиналином прогибах — на границе раннего и среднего триаса, в северной части Предуральского краевого прогиба — ранней и поздней пермц и, наконец, в Атжак-



синском прогибе — скорее всего между артинским и кунгурским веками (Авров и др., 1965, 1969; Дедеев, Султанаев, 1971). Время замыкания краевого и периклинальных прогибов, как установлено В. А. Дедеевым и А. А. Султанаевым (1971), тесно связано с их заложением. Чем раньше они закладывались, тем быстрее происходило их замыкание, и наоборот. В формировании складчатых деформаций внутреннего борта краевого и периклинальных прогибов ведущее значение имели тангенциальные напряжения, в то время как дислокации внешнего борта краевого прогиба образовались за счет вертикальных перемещений блоков докембрийского фундамента (Богданов, 1947а, 1955). Процессы складчатости не привели к существенному вторичному изменению (дислокационному метаморфизму) пород (Богданов, 1955).

В центральных частях Северного периклинального прогиба, по данным геофизических материалов (Полетаев и др., 1968), структуры в породах доорогенного комплекса имеют более простую морфологию, чем в породах орогенного комплекса. По-видимому, это связано с дисгармоничной складчатостью и некоторым срывом орогенного комплекса с ложа известняков карбона.

Внешний (западный) борт Северного периклинального прогиба фиксируется полосой резких линейных складок гряд Чернышева и Чернова, где выведен на поверхность доорогенный комплекс пород. Значительное усиление на этом участке складчатых процессов, по сравнению с центральными частями прогиба, по-видимому, связано с прохождением здесь системы глубинных разломов. Этим Северный периклинальный прогиб отличался от южных, где складчатые процессы последовательно затухали от внутренних бортов к внешним. Специфика проявления складчатых процессов в Северном периклинальном прогибе привела к тому, что по своей морфологии он ближе стоит к внутренним прогибам герцинид. Однако образование гряд Чернышева и Чернова обусловлено исключительно процессами верхнегерцинидской складчатости, и, как показывает анализ мощностей и фаций, орогенный комплекс перми и триаса периклинального прогиба непосредственно был связан с разновозрастными образованиями Печорской впадины. Таким образом, с историко-тектонических позиций рассматриваемые структурные элементы правильнее относить к классу периклинальных прогибов. Следует отметить, что и поперечные поднятия, разделяющие Предуральский краевой и Северный периклинальный прогибы на ванны, также имеют постседиментационный характер и синхронны процессам складчатости (Тектоника Европы..., 1964).

Складчатые процессы, проявившиеся на площади компенсационных прогибов Уральской складчатой системы, не сопровождались орогенезом. Они привели к образованию на внутреннем борту краевого и в периклинальных прогибах синклинориев, у которых чаще всего четко выражено лишь одно крыло, и только Северный периклинальный прогиб представляет собой морфологически двусторонний синклинорий, у которого имеются оба крыла.

На платформенном этапе развития площади краевого и периклинальных прогибов были достаточно пассивны. На участках, прилегающих к платформенным впадинам с интенсивным прогибанием, они вовлекались в незначительное погружение. Так, довольно большое погружение Прикаспийской впадины вызвало относительно небольшое накопление осадков платформенных формаций мезозоя и кайнозоя. Однако волна мезозойско-кайнозойского погружения впадины по Предуральскому краевому прогибу проникла значительно дальше на север, чем в районах к западу от него, где Прикаспийская впадина ограничена от более приподнятых участков Восточно-Европейской платформы Жадовским уступом. Область мезозойско-кайнозойского погружения Бельской ванны, как указывает В. Л. Яхимович (1957), в общем совпадает с ее палеозойским конту-

ром, несколько выходя лишь по внешнему борту на прилежащие участки платформ.

Краевой и периклиналильные прогибы, прилежащие к участкам платформ, не испытывающим в мезозой-кайнозой интенсивное погружение в платформенный этап развития, характеризуются незначительным размахом тектонических движений. Платформенный чехол в их пределах либо вообще не накапливался, либо они перекрылись на изолированных участках маломощным чехлом (первые десятки метров) осадков.

В платформенный этап развития на территории краевого и периклиналильных прогибов одновременно с осадконакоплением шло формирование структурных форм чехла. В большинстве случаев эти формы связаны с вторичным перераспределением соляных масс кунгура или их выщелачиванием в ядрах антиклиналей. Реже появляются нормальные пликвативные структуры типа Ручьюского поднятия, образованные вертикальными тектоническими движениями. Исключение составляет Атжаксинский прогиб, где, как указывалось выше, в платформенный этап развития проявились унаследованные тектонические движения (Гарецкий, 1962).

Приведенные материалы по строению и развитию комплекса пород, выполняющего краевой и периклиналильные прогибы, позволяют наметить его структурные соотношения с вышележащими отложениями платформенного чехла. В целом структурные элементы краевого и периклиналильных прогибов не находят отражения в отложениях платформенного чехла. Впервые это на примере Актюбинского периклиналильного прогиба было высказано А. Л. Яншиным (1951), а позднее Р. Г. Гарецким (1962) и автором (Шлезингер, 1965). Лишь в Северном периклиналильном прогибе намечается Ручьюское поднятие. Оно приурочено к зоне, где в ядрах пермских антиклиналей выходят наиболее древние их горизонты, т. е. по существу приурочено к антиклинорному выступу. Отдельные пермские складки в отложениях верхнего мела и палеогена здесь совершенно не отражены и на всей остальной значительной по площади территории отложения платформенного чехла залегают практически горизонтально.

Аналогичная картина наблюдается при анализе Преаппалачского краевого прогиба. На юге выполняющий его складчатый комплекс скрывается под сплошное поле меловых отложений (платформенный чехол). По данным Дж. Роджерса (1968), меловые отложения с резким угловым несогласием перекрывают складчатый комплекс различных зон Аппалачской системы и залегают очень полого. Слабый наклон этих отложений в разные стороны от горного сооружения свидетельствует о том, что после периода их формирования горный пояс представлял собой единое сводовое поднятие. Складчатые дислокации Преаппалачского краевого прогиба, как и весь прогиб в целом, в меловых отложениях платформенного чехла отражений не получили (Кинг, 1969; *Tectonic map...*, 1962; King a. o. 1964; *Basement map...*, 1967; *Basement rock map...*, 1968).

Таким образом, унаследованные движения на территории краевых и периклиналильных прогибов не проявились. Исключение составляют периклиналильные прогибы, развитые на более внутренних зонах складчатых систем, как это имеет место на территории Атжаксинского прогиба Уралтауской зоны, где проявились унаследованные движения, создавшие в платформенном чехле систему линейных дислокаций.

Кузнецкий краевой прогиб

Рассматриваемый прогиб¹ развит вдоль фронта герцинских складчатых сооружений Салаира и Колывань-Томской дуги, отделяя их от каледонид Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Сочленение герцинских сооружений с каледонскими проходит под верхнепалеозойским (послевизейским) комплексом пород, выполняющим прогиб, и недостаточно ясно. По-видимому, большая по площади восточная и центральная его части расположены в зоне каледонской консолидации, и только западный и северо-западный борта прогиба подстилает главный геосинклинальный комплекс.

Кузнецкий прогиб вытянут в субмеридиональном направлении на расстоянии около 250—300 км при ширине до 100 км. Современные внешняя и внутренняя границы прогиба достаточно определенно намечают выходы донаюрских образований в горных обрамлениях Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Колывань-Томской дуги. На отдельных участках его границы связаны с разломами. Первоначальные контуры Кузнецкого прогиба местами, по-видимому, значительно выходили за рамки современных, но вопрос этот изучен в настоящее время недостаточно хорошо.

По западной и северной периферии Кузнецкого краевого прогиба в области герцинской складчатости главный геосинклинальный комплекс сложен преимущественно карбонатной формацией силура, нижнего и среднего девона, вулканогенно-сланцевой, а местами карбонатной формациями верхней половины среднего и верхнего девона и карбонатной формацией нижнего (исключая намюр) карбона общей мощностью, превышающей 7 км (Белостокский и др., 1959).

К востоку и юго-востоку рассматриваемые формации латерально замещаются красноцветной молассово-вулканогенной формацией, относящейся уже к орогенному классу. Последняя типична для структур заключительного этапа геосинклинального режима областей каледонской складчатости. Только карбонатная формация нижнего карбона более выдержана на территории Кузнецкого прогиба. Одновременно с латеральным изменением формационного состава среднепалеозойского комплекса пород происходит затухание развитых в нем дислокаций. Сложные линейные складчатые формы, характерные для запада, сменяются значительно более простыми брахиформными (германотипными) структурами, распространенными на востоке.

Комплекс пород, выполняющий Кузнецкий краевой прогиб, сложен лимнической угленосной формацией, которая занимает большую по объему часть его разреза и в возрастном отношении обнимает намюр (возможно, и верхний визе), средний и верхний карбон, нижнюю и верхнюю пермь (балахонская и кольчугинская серии). Она повсеместно согласно подстилается карбонатной формацией нижнего карбона. В ее нижней части появляются элементы, характерные для паралической угленосной формации. Лимническая угленосная формация сложена в основном сероцветной песчано-глинистой толщей с многочисленными пластами угля и прослоями туфогенных пород общей мощностью до 5—8 км.

Венчает комплекс пород Кузнецкого краевого прогиба сероцветная континентальная молассоидная формация нижнего и, возможно, низов среднего триаса (мальцевская серия), связанная с нижележащей лимнической угленосной формацией постепенным переходом. В ее строении принимают участие преимущественно темно-серые и зеленовато-серые песчаники, часто туфогенные, и в меньшей мере алевриты с прослоями вулканогенных образований (базальтов и базальтовых порфиритов),

¹ Характеристика Кузнецкого прогиба дана в основном по сводке «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» (Геология месторождений, т. 7, 1969).

не превышающими первых десятков метров. Общая мощность формации достигает 1,5 км (Заузолков, 1970).

Разрез комплекса, выполняющего Кузнецкий прогиб, не имеет крупных стратиграфических перерывов и лишен принципиальных угловых несогласий. Отмечаются лишь незначительные внутриформационные перерывы внутри лимнической угленосной формации. Основное структурное несогласие на площади Кузнецкого краевого прогиба намечается в основании силура (Белостоцкий и др., 1959), отложения которого ложатся на различные горизонты значительно более деформированных и метаморфизованных пород нижнего палеозоя, представляющего здесь комплекс основания герцинских сооружений. По данным ГСЗ, по-видимому, к его поверхности приурочен сейсмический горизонт с $V_r = 6,1—6,5$ км/сек, залегающий на территории Кузнецкого прогиба на глубине около 10 км (Крылов и др., 1968).

Вулканогенные образования в комплексе пород, выполняющем Кузнецкий прогиб, играют, как указывалось выше, незначительную роль. Однако как рвущие тела в виде лакколитов, силлов и даек они имеют значительно большее распространение и относятся к трапповой формации, в составе которой преобладают долериты и базальты. Магматические образования Кузнецкого прогиба приурочены главным образом к его восточной и юго-восточной частям, где они внедрились по глубинным разломам, иногда образуя огромных размеров хребты (Салтымаковский, Гардановский и др.). Время образования трапповой формации недостаточно ясно и большинством исследователей определяется от карбона до раннего триаса включительно.

Кузнецкий краевой прогиб имеет резко выраженную асимметрию в развитии дислокаций (Белицкий, Пах, 1960; Семеркин, 1971). На его западном и северном бортах наблюдается весьма напряженная линейная складчатость, осложненная большим количеством крупных разрывов типа взбросов. В центральной и восточной частях прогиба развиты пологие моноклинали, осложненные складками и куполами с меньшим количеством разрывов, а также грабены и горсты, образование которых связано с движением отдельных блоков фундамента. Ослабление складчатых деформаций в восточном и юго-восточном направлении совершается достаточно постепенно.

Послескладчатый комплекс Кузнецкого прогиба образуют породы верхнего триаса, нижней, средней и верхней юры (тарбаганская серия). Они принадлежат к сероцветной угленосной молассе, образующей три крупные наложенные впадины (Центральная, Тутуясская и Доронинская) и ряд более мелких мульд. Эта формация резко несогласно перекрывает (рис. 4) значительно более деформированные породы палеозойско-нижнетриасового комплекса, причем угловое несогласие в их основании достигает нескольких десятков градусов и только в зоне ослабления дислокаций подстилающего комплекса пород уменьшается до $10—15^\circ$. В составе формации преобладают грубозернистые породы — конгломераты и гравелиты, количество которых вверх по разрезу убывает. Отмечаются в виде прослоев и пластов мощностью от нескольких сантиметров до 5—6 м и более каменные угли, распространенные по разрезу неравномерно, но приуроченные к средним и верхним частям составляющих ее свит. Максимальная мощность формации зафиксирована в Доронинской впадине, где она достигает 1880 м, в Центральной — до 1450 м и в Тутуясской — до 930 м.

На крайнем юге и севере Кузнецкого прогиба появляются покровные уже типично платформенные отложения мела и палеогена.

Верхнетриас-юрский комплекс пород на территории Кузнецкого прогиба залегает в основном полого, образуя простые синклинали изгибы. Преобладают углы падения от 3 до 10° . Крутые наклоны юрских слоев до $50—60^\circ$ установлены только в крайней северо-восточной части

Тутуяской впадины и на некоторых участках Центральной впадины. В их пределах на сравнительно небольшом протяжении рассматриваемый комплекс пород испытывает крутые флексуобразные изгибы.

Покровные отложения мела и палеогена залегают практически горизонтально. Только в Кондомском районе на локальном участке они наклонены под углом до 45° .

Территория западной и северной частей Кузнецкого прогиба в среднепалеозойское время (до намюрского века) входила в состав внешнего геосинклинального прогиба, погружение которого компенсировали осадки миогеосинклинального класса формаций. Они образовали комплекс главного этапа геосинклинального развития. На востоке и юго-востоке гер-

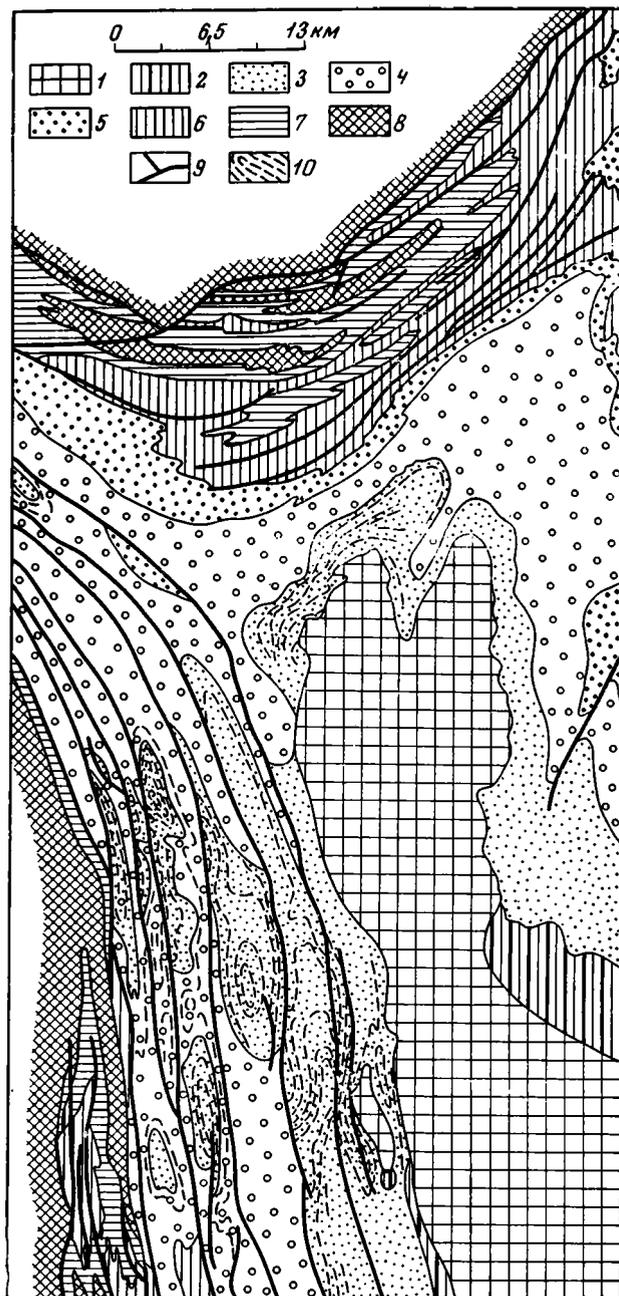


Рис. 4. Геологическая карта района Кузнецкого краевого прогиба (Геология месторождений..., 1969)

- 1 — верхний триас-юра;
- 2 — нижний триас;
- 3—5 — свиты верхней перми:
- 3 — ерунановская,
- 4 — ильинская,
- 5 — кузнецкая;
- 6 — балаханская серия нижней перми-карбона;
- 7 — нижний карбон;
- 8 — девон;
- 9 — разрывные нарушения;
- 10 — угольные пласты

динский среднепалеозойский внешний прогиб соприкасался с участком каледонской консолидации, которая в среднепалеозойское время переживала заключительный этап геосинклинального режима, и на ее площади накапливались осадки орогенного класса формаций. Пространственное соотношение между этими генетически различными структурными элементами в настоящее время недостаточно ясно.

Начиная с намюрского (а возможно, и с поздневизейского) века, формационный характер осадконакопления в западной и северной частях территории Кузнецкого прогиба меняется, и на смену формаций геосинклинального класса приходят формации орогенного класса, и рассматриваемый регион вступил в заключительный этап геосинклинального развития. Эта смена вызвана превращением части внешнего геосинклинального прогиба территорий Салаира и Колывань-Томской дуги в горное сооружение, вдоль которого заложился компенсационный прогиб. Его погружение непосредственно продолжило прогибание главного этапа геосинклинального развития внешнего прогиба, не вовлеченного в орогенный подъем, а в центральной и восточной частях — прогибание заключительного этапа геосинклинального развития области каледонской складчатости.

В среднем и, возможно, в начале позднего триаса произошло замыкание Кузнецкого краевого прогиба. Его западная и северная части в этот отрезок времени подверглись достаточно интенсивным процессам складчатости (Белицкий, Пах, 1960), превратившими их в синклиниорий, у которого выраженным оказалось лишь одно крыло, что привело к становлению складчатого фундамента. Складчатые процессы подвергли также некоторой метаморфизации породы, что вызвало появление полуантрацитов и т. д. В центральной и восточной частях Кузнецкого прогиба тектонические движения средне-позднетриасового времени имели блоковый характер.

В конце триасового (рэтский век) и в начале юрского периодов на территории Кузнецкого краевого прогиба начали формироваться ряд крупных и более мелких наложенных впадин. В них накапливались относительно мощные толщи сероцветной угленосной молассы, характерной для орогенного класса формаций. Подобного типа мезозойские впадины очень широко распространены в Центральной Азии и, как будет показано ниже, представляют собой структуры начального этапа платформенного развития. В предмеловое время верхнетриас-юрские породы, выполняющие впадины, были слегка деформированы тектоническими движениями блокового характера, приведшими к возникновению в них дислокаций платформенного (германотипного) характера.

С мелового периода на северной и южной периферии Кузнецкого прогиба начали накапливаться относительно маломощные платформенные образования, впоследствии почти не затронутые тектоническими деформациями.

Внутренняя складчатая структура палеозойского комплекса пород западной и северной частей Кузнецкого прогиба в верхнетриас-юрском орогенном чехле отражения не получила.

Рудиментарные краевые (субварисцийские) прогибы Центральной и Западной Европы

Во внешних частях герцинской складчатости области Центральной и Западной Европы развиты глубокие прогибы, близкие к краевому и периклиналильному прогибу Уральского складчатой системы. К ним относятся Верхнесилезский прогиб Польши, Субварисцийский прогиб Федеративной Республики Германии, Нидерландов, Бельгии и Франции, Южно-Уэльский прогиб Англии, Астурийский прогиб Северной Испании и Южно-

Португальский прогиб¹ (рис. 5). От краевого и периклинальных прогибов Уральской складчатой системы они отличаются несколько сокращенным временем развития и меньшими размерами. Так, Предуральский прогиб примерно в три раза превышает по длине наиболее крупный Субвариссидийский прогиб. Кроме того, рассматриваемые прогибы, как и Кузнецкий краевой прогиб, закладывались преимущественно вдоль областей каледонской и байкальской консолидации или земной коры, которая в настоящее время имеет океаническое строение. Все это определяет некоторые черты их отличия от типичных краевых и периклинальных прогибов. Однако в главных чертах своего строения и разви-



Рис. 5. Схема расположения субвариссидийских прогибов на территории Центральной и Западной Европы

- I — Верхнесилезский,
- II — собственно Субвариссидийский,
- III — Южно-Уэльский,
- IV — Астурийский,
- V — Южно-Португальский

тия, как будет показано ниже, они несомненно близки к краевому и периклинальным прогибам Уральской складчатой системы, что позволяет, как это делают большинство исследователей (Бубнов, 1935; Штилле, 1964а), отнести их к этому классу структур.

Описываемые прогибы вслед за Г. Штилле (1964а) выделены под названием субвариссидийских по наиболее характерному и лучше изученному из них собственно Субвариссидийскому прогибу, протягивающемуся почти широтно вдоль фронта Рено-Герцинской складчатой системы. Субвариссидийские прогибы не образуют сплошной цепи, а развиты на изолированных участках, не имея непосредственной связи друг с другом. Верхнесилезский прогиб на юге прослеживается по данным бурения и находкам экзотических глыб еще на некотором расстоянии под третичными отложениями Предкарпатского краевого прогиба и меловыми породами флишевой зоны Карпат (Svoboda, Zeman, 1967). С севера и востока он, по данным бурения (Bukowy, 1964; Геологический атлас Польши, 1968), под мезозойским покровом ограничивается дугообразной полосой складчатых структур, в строении которых принимают участие породы среднего палеозоя. В этой полосе выделяется пять структурных зон, характеризующихся отрицательным гравиметрическим и положительным магнитными полями.

Собственно Субвариссидийский прогиб располагается на территории ФРГ, Нидерландов, Бельгии и Франции. В нем выделяются отдельные бассейны, иногда разделенные седловинами. С востока на запад располагаются Рурский (Нижнерейнско-Вестфальский), Льежский, Намюрский бассейны (Пушаровский, 1959). Крайняя западная часть Рурского бассейна, глубоко погруженная под покровом мезозой-кайнозойских отложений, иногда называется Нижнесаксонским (Ганноверским) бассейном, а между последним и Льежским на территории ФРГ выделяется Аахен-

¹ К этому же типу структур принадлежат прогибы, выполненные породами намюра и вестфали, южнее Сахарского Атласа в районе Колон-Бешара (угольный бассейн Кенадзу) и в области Уджда (Джердаский угольный бассейн) в Северо-Восточном Марокко, на границе с Алжиром (Штилле, 1964а).

ский бассейн (Матвеев, 1966). Далее к западу, под покровом относительно маломощных отложений мезозоя располагаются Валансьенский и Булонский бассейны (Па-де-Кале).

К югу от Намюрского бассейна параллельно ему протягивается Динантский бассейн. Их разделяет Кондрозская антиклиналь. От Льежского бассейна к северо-западу параллельно северо-восточному краю Брабантского массива в виде апофиза отходит бассейн, который на территории Бельгии выделяется под названием Кампинского, а на территории Нидерландов — Лимбургского (Тектоника Европы..., 1964). Кампинский, Лимбургский и Аахенский бассейны иногда объединяются под названием Нижнемозельского бассейна (Матвеев, 1966).

В пределах Юго-Восточной Англии располагается небольшой Кентский угольный бассейн. Последний представляет собой или апофиз, отходящий от западной части Булонского бассейна, или собственно Субвариссийский прогиб, который несколько отклоняясь к северо-западу от общего простирания герцинских сооружений, образует таким образом западную центриклиналь, т. е. Кентский бассейн. Во всяком случае под мезозойским покровом Гемпширской (Лондонской) синеклизы к западу от Кентского бассейна угленосные бассейны отсутствуют (Угольные бассейны..., 1960).

На востоке собственно Субвариссийский прогиб протягивается несколько восточнее меридиана восточных предгорий Рейнских сланцевых гор, где ограничивается системой меридиональных и субмеридиональных разломов (Международная тектоническая карта..., 1964; Тектоническая карта Евразии..., 1966).

Южно-Уэльский прогиб оконтуривается выходами донамюрских пород несколько западнее меридиана восточного окончания Бристольского залива. На западе он через залив Кармартен проходит до западного побережья Англии (Пемброкширский бассейн). В отличие от остальной части Южно-Уэльского прогиба Пемброкширский бассейн характеризуется значительно меньшей шириной (3—8 км). Далее к западу Южно-Уэльский прогиб, по-видимому, быстро выклинивается, так как на юге Ирландии комплекс пород главного этапа геосинклинального режима герцинид с областью каледонской складчатости имеет шовное сочленение.

На юге Англии проходит полоса вариссийских складчатых сооружений, связанных с астурийской фазой складчатости. В них входят как геосинклинальные формации среднего палеозоя Корнуэльского полуострова, так и одновозрастные, близкие к платформенным, образования, широко распространенные также за пределами этой полосы на площади Средней и Северной Англии. Вариссийские складчатые сооружения юга Англии состоят из двух систем. Субширотная система под мезозойским покровом Гемпширской синеклизы, вероятно, связана с внешними складками Арденн (Бубнов, 1935). Вторая субмеридиональная система Мальверн, видимо, проникает до Пеннинской цепи Средней Англии.

В пределах рассмотренной системы вариссийской складчатости юга Англии, помимо Южно-Уэльского прогиба, имеется еще несколько более мелких угольных бассейнов (Форест-оф-Дин, Сомерсет, Глостешир и др.). В этих бассейнах выполняющий их комплекс пород также достаточно интенсивно дислоцирован. Однако по сравнению с Южно-Уэльским прогибом имеется и ряд отличий: уменьшение общей мощности выполняющего комплекса пород, выпадение отдельных составляющих горизонтов, изменение их ориентировки и т. д. По-видимому, эти бассейны не следует включать в класс субвариссийских прогибов. Они расположены внутри зоны распространения среднепалеозойских формаций, характерных для области каледонской или байкальской складчатостей, и по генезису принципиально не отличаются от других верхнепалеозойских угленосных бассейнов Средней и Северной Англии за исключением последующей их переработки процессами вариссийской складчатости. В то же время

Южно-Уэльский прогиб до некоторой степени является компенсационной структурой по отношению к варисцидам Корнуэлльского полуострова. Однако и его складчатая структура не только и, по-видимому, не столько обязана собственному развитию, сколько связана с более региональными процессами варисцийской складчатости, охватившими значительную территорию области догерцинской консолидации юга Англии. Поэтому отнесение Южно-Уэльского прогиба к классу субварисцийских структур является до некоторой степени условным.

Астурийский прогиб приурочен к центральной части и северному склону Кантабрийской горной цепи, которая отделяет Кастильскую Месету от Атлантического океана. На западе Кантабрийские горы соприкасаются с возвышенностями Галасии, сложенными докембрием и нижним палеозоем, а на востоке — с отрогами Пиренеев, в которых развито широкое поле мезозойских отложений («Страна Басков»). Последние отделяют верхний палеозой Кантабрийских гор от палеозойских образований ядра Пиренеев. Астурийский прогиб только в западной своей части на севере скрывается под покровом мезозойских отложений, где по данным бурения выполняющая его угленосная серия карбона, возможно, прослеживается до побережья Бискайского залива (Матвеев, 1966).

Южно-Португальский прогиб на западе скрывается водами Атлантического океана, а на востоке — третичными отложениями Гвадалквивирского краевого прогиба.

Субварисцийские прогибы подстилаются либо мощным комплексом пород нижнего карбона (кульмом) главного этапа геосинклинального развития, либо относительно маломощными отложениями нижнего карбона, сложенными платформенными фациями (преимущественно каменноугольного известняка), широко распространенных в областях каледонской и байкальской складчатостей. Геосинклинальный комплекс кульма подстилает меньший по размерам внутренний борт Верхнесилезского прогиба. В пределах Рурского бассейна собственно Субварисцийского прогиба, по данным М. Жинью (1952), Е. Папрота и Р. Тайхмюллера (1959), геосинклинальный комплекс развит узкой полосой вдоль его юго-восточного борта в фациях граувакков и песчаников (кульм), где мощность их превышает 1000 м. Мощные геосинклинальные формации типа кульма располагаются в основании Южно-Португальского прогиба (Costa, 1952; Teixeira, 1968).

Несколько неясна тектоническая природа толщ девона и нижнего карбона подстилающих комплекс пород Астурийского прогиба. Здесь развиты карбонатные и сланцевые породы, суммарная мощность которых не превышает первые сотни метров (валенсийская фация). Они резко отличаются от мощных многокилометровых типично геосинклинальных толщ (леонидская фация) одновозрастных образований расположенной к югу зоны Леон (Sitter, 1965—1967; Martinez, 1966a, б; Veen, 1966; Sjerp, 1967). Возможно, что валенсийская фация является формационным аналогом платформенных фаций каменноугольного известняка Северо-Германской впадины.

В северо-западной части Рурского бассейна собственно Субварисцийского прогиба геосинклинальная формация кульма достаточно быстро сменяется близкими к платформенным фациями сланцеватых глин, мощность которых не превышает первые сотни метров, а еще дальше, к северо-западу, уже типично платформенными фациями шельфовых плитчатых известняков. Последние к юго-западу и западу по простиранию собственно Субварисцийского прогиба замещаются также платформенной фацией каменноугольного известняка, полностью подстилающей Льежский, Кампийский, Лимбургский, Намюрский, Динантский, Валансвенский и Булонский бассейны. Следует отметить, что и породы девона здесь развиты в фациях и мощностях, близких к Брабантскому массиву;

т. е. древнего красного песчаника платформенного типа, и переход их в геосинклинальные формации происходит к югу от собственно Субварисцийского прогиба.

Платформенные известняковые фации динанта развиты на большем по площади внешнем борту Верхнесилезского и на всей территории Южно-Уэльского прогиба. Следует отметить, что в пределах последнего и породы девона также развиты в платформенных фациях. К югу от Южно-Уэльского прогиба породы девона и карбона в рейнских геосинклинальных фациях (формация кульма) появляются в варисцидах Корнуэльского полуострова (Tectonic map of Great..., 1966).

Собственно Субварисцийский прогиб имеет длину около 500 км при ширине до 100 км. К линейным структурам относится и Южно-Португальский прогиб. В Южно-Уэльском прогибе линейность становится менее выразительной. Его длина достигает 100 км при ширине до 30 км. Астурийский и Верхнесилезский прогибы приобретают уже изометричные (округлые) черты.

Внешняя граница субварисцийских прогибов может быть достаточно резкая, как это имеет место в Верхнесилезском и Южно-Уэльском прогибах и Намюрском и Льежском бассейнах собственно Субварисцийского прогиба. Наблюдаются и обратные соотношения, когда их внешняя граница может быть намечена с большой долей условности по затуханию складчатых деформаций и уменьшению мощности выполняющего его комплекса пород (Рурский бассейн собственно Субварисцийского прогиба).

Внутренний контур субварисцийских прогибов определяется достаточно определенно по выходам доверхнепалеозойских пород. Однако эта граница в большинстве случаев очерчивает их современное положение. Их действительная палеотектоническая внутренняя граница находится на некотором расстоянии внутри складчатой системы, где в настоящее время формации Субварисцийских прогибов уничтожены денудацией. Так, Динантский бассейн собственно Субварисцийского прогиба в настоящее время почти лишен угленосных отложений среднего — верхнего карбона. Породы намюра сохранились лишь в ядрах некоторых синклиналей, но фронт сланцеватости поднимается здесь до основания турнейского яруса, что, по мнению бельгийских геологов (Тектоника Европы, 1964), свидетельствует о былом существовании в Динантском бассейне значительной по мощности серии угленосных пород намюра и вестфалья, близкой к мощности одновозрастных образований Намюрского бассейна (не менее 3 км).

Установление внутреннего контура субварисцийских прогибов иногда осложняется появлением вдоль него надвигов и покровов. Особенно они характерны вдоль южной границы собственно Субварисцийского прогиба. Здесь известна система крупных надвигов, по которым доверхнепалеозойские породы надвинуты на угленосный карбон. Надежно устанавливается ширина перекрытия в несколько километров (Тектоника Европы, 1964). Еще более грандиозная система разломов Леон ограничивает с юга Астурийский прогиб (Julivert, 1967; Sjerp, 1967).

Положение субварисцийских прогибов определяется распространением выполняющих их формаций. Субварисцийские прогибы характеризуются определенным набором орогенного класса формации. Правда, разновидностей среди них еще меньше, чем в краевом и периклинальных прогибах Уральской складчатой системы. Нижнюю часть разреза субварисцийских прогибов слагает сероцветная морская моласса, в которую в пределах собственно Субварисцийского прогиба вклиниваются континентальные пласты пестроцветных пород. По возрасту она обнимает обычно намюрский и низы вестфальского ярусов. Сероцветная морская моласса вверх по разрезу постепенно сменяется паралической угленосной формацией, которая слагает верхнюю большую по объему часть вестфальского яруса. Н. С. Шатский (1955) отмечает, что в паралической уг-

леносной формации континентальные отложения чередуются с лагунными, прибрежными и морскими, выраженными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, нередко известковыми. Изредка морские слои представлены известняками и мергелями.

На территории Верхнесилезского прогиба Г. Штилле (1964а) отмечает преимущественно лимнический тип отложений верхнего намюра и вестфала и поэтому верхнюю часть разреза выполняющего его комплекса пород правильнее, по-видимому, относить к лимнической угленосной формации.

В юго-восточной части Астурийского прогиба паралическая угленосная формация венчается серией *Sea* (Барруэло), относящейся к стефану «А» (Матвеев, 1966; Wagner, 1966).

В Южно-Португальском прогибе развит, по данным К. Тейшера (Teixeira, 1968), очень мощный морской нижний карбон, сложенный глинистыми сланцами, граувакками, известняками, которые постепенно сменяются сероцветной морской молассой вестфала. Последняя в северной части прогиба замещается сероцветной континентальной молассой.

Субвариссийские прогибы практически амагматичны. Синхронные времени их образования магматические породы появляются только в смежных с ними складчатых системах. Так, вдоль линии Леон, отделяющей с юга Астурийский прогиб, протягивается цепочка верхнепалеозойских интрузий (Sitter, 1961, 1962, 1965—1967). Исключение составляет Южно-Португальский прогиб, где известна интрузия гранитов, прорывающая породы стефана (Teixeira, 1968). В Астурийском прогибе бассейна Юсо в ядре Лечадской синклинали среди отложений вестфала отмечается пластовая интрузия (Veen, 1966).

Разрез выполняющего субвариссийские прогибы комплекса пород не имеет крупных стратиграфических перерывов и лишен принципиальных угловых несогласий. Наблюдаемые перерывы в осадконакоплении, приводящие к выпадению отдельных стратиграфических горизонтов, связаны с подъемом отдельных участков прогибов и кратным прекращением осадконакопления. Эти перерывы вызваны, по-видимому, исключительно вертикальными движениями, которые не приводили к заметным угловым несогласиям. Так, Г. Штилле (1964а) отмечает стратиграфические несогласия внутри угленосной толщи Южно-Уэльского прогиба, подчеркивая при этом, что они связаны не с «орогеническими» (складчатыми) движениями, а с широкими волновыми поднятиями эпейрогенического характера («поднятия Моргана»). Перерывы в осадконакоплении наблюдаются в основании и внутри комплекса пород Астурийского прогиба (Sitter, 1965—1967; Veen, 1966). Комплекс пород, выполняющий субвариссийские прогибы, представляет собой тем самым единый структурный ярус. Его максимальная мощность зафиксирована в Астурийском прогибе, где она измеряется 5—8 км (Sitter, 1965—1967), в Верхнесилезском прогибе — 7 км (Ксеншкевич и др., 1968), в собственно Субвариссийском прогибе — 5,5 км (Teichmüller, 1962) и Южно-Уэльском прогибе — 3 км (Угленосные бассейны..., 1960).

Субвариссийские прогибы имеют в большинстве случаев резко выраженное асимметричное строение. Их внутренние борта, прилегающие к складчатым сооружениям, крутые и характеризуются развитием линейных складчатых структур. Внешние борта значительно более пологие с распространением прерывистых структурных форм платформенного типа. Затухание линейных складок внутреннего борта собственно Субвариссийского прогиба происходит очень постепенно. Напротив, в Верхнесилезском прогибе складчатые линейные дислокации на востоке ограничены Ордовским надвигом, за которым уже развиты пологие платформенные структуры (Ксеншкевич и др., 1968). Меньшую асимметрию имеет Астурийский прогиб.

Наиболее полно складчатые деформации изучены в Рурском бассейне

собственно Субварисскийского прогиба. Здесь, по данным Р. Тайхмюллера (Teichmüller, 1962), породы среднего — верхнего карбона собраны в выдержанную систему складок, которые простираются с юга-запада на северо-восток, как и складки Рейнских сланцевых гор. Основную часть бассейна составляют наиболее крупные синклинали — Бохумская и Эмшерская — и сопряженные с ними антиклинали Гельзенкирхен, Ваттеншейд и Штокум. Строение складок осложнено проходками вдоль них крупными надвигами. Последние простираются параллельно общей складчатости бассейна, полого падают на юг и имеют амплитуду до 2 км. На юге Рурского бассейна развиты узкие сжатые складки. На севере между одноименными структурами расстояние постепенно увеличивается с одновременным погружением зеркала складчатости. Здесь развиты достаточно широкие мульды, разделенные узкими седлами. Широтная складчато-надвиговая структура Рурского бассейна осложнена более молодыми поперечными сбросами, по которым местами произошли и сдвиговые перемещения. Эти сбросы резко прямолинейны с северо-западным простиранием, с очень крутым падением (60° и более) преимущественно на восток. Иногда их амплитуда настолько значительна, что заметно меняет общую структуру. Как правило, опущенным бывает восточное крыло сброса. В леворейнской части Рурского бассейна наблюдается увеличение интенсивности и количества поперечных сбросов, в результате чего структура здесь имеет вид узких, вытянутых в юго-восточном направлении горстов и грабенов, иногда со смещением их осей.

Не менее сложную линейную складчатую структуру имеют и другие бассейны собственно Субварисскийского прогиба (Бурк и др., 1959; Пущаровский, 1959; Матвеев, 1966). В строении Намюрского и Валансьенского бассейнов принимают участие надвиги и шарьяжи, из которых наиболее крупный Кондрозский.

Южно-Уэльский прогиб, по данным Л. Р. Мура (Угольные бассейны..., 1960), представляет собой в морфологическом отношении сложно построенную синклиналиную складку (рис. 6). Она асимметрична. Ее южное крыло крутое с углами наклона слоев 45° и более. На северном крыле падение пластов, как правило, не выходит за пределы 10° . Синклиналь осложнена многочисленными изгибами различной формы, часто распрямляющимися на небольших расстояниях и замещающимися другими структурными элементами — складками и сбросами. Последние располагаются кулисообразно в общем меридиональном направлении. Следует отметить, что на южном крыле вторичные складки и разрывы распространены значительно шире, чем на северном, причем сложность их морфологии возрастает к западу.

Достаточно сложную складчатую структуру имеет внутренний борт Верхнесилезского прогиба. В центральной его части и на внешнем борту развиты исключительно германотипные структурные формы (рис. 7).

В современном структурном плане Астурийский прогиб представляет собой сложно построенный синклинорий. Он состоит из нескольких бассейнов, разделенных поднятиями, сложенными доверхнепалеозойскими породами (рис. 8, 9). По данным Л. У. Ситтера (Sitter, 1965—1967), на западе выделяется собственно Астурийский бассейн (Пахирес). Выполняющий его комплекс пород собран в складки северо-северо-западного или запад-юго-западного простираний. Причем, последние иногда имеют изоклиналиный характер (рис. 10).

В восточном направлении Астурийский бассейн резко сужается и продолжается вдоль линии Леонских надвигов в виде узкого бассейна Пьедрафита. С севера последний ограничивается доверхнепалеозойским поднятием Исидро, в котором развита система широтных надвигов. Еще дальше к востоку между поднятием Исидро и Леонидами располагаются еще два небольших бассейна — Лоисский и Рианьо, — выполненные породами серии Юсо.

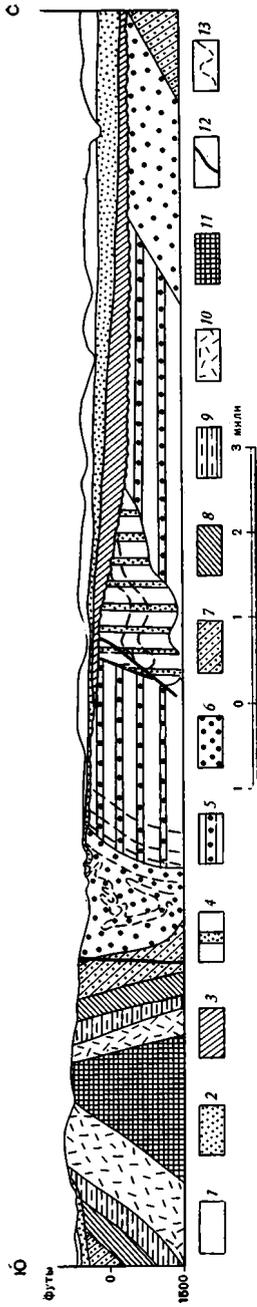


Рис. 6. Геологический разрез через внутренний (южный) борт Южно-Уральского прогиба (Geological map..., 1965)

- | | | |
|----------------------------------|--|---------------------------|
| 1 — средняя юра — верхний лейас; | 7 — Хотвельский известняк и группа Клыфтон даун; | 10 — верхний девон; |
| 2 — нижний лейас; | 8 — известняк Блэк рок; | 11 — силур; |
| 3 — верхний триас; | 9 — нижние глинисто-карбонатные породы; | 12 — разрывные нарушения; |
| 4 — верхняя угольная серия; | | 13 — маркирующие пласты |
| 5 — серия Пеннант; | | |
| 6 — нижняя угольная серия; | | |

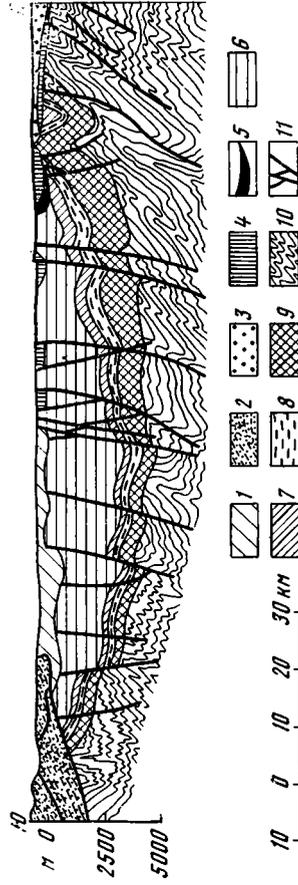


Рис. 7. Меридиональный геологический разрез центральной части Верхне-Силезского прогиба (Геологический атлас Польши..., 1968)

- | | |
|---|-------------------------------|
| 1 — третичные образования Предкарпатского краевого прогиба; | 8 — верхний девон; |
| 2 — палеоген и мел; | 9 — средний и нижний девон; |
| 3 — юра; | 10 — додевонские образования; |
| 4 — триас; | 11 — разрывные нарушения |
| 5 — пермь; | |
| 6 — верхний — средний карбон; | |
| 7 — нижний карбон; | |

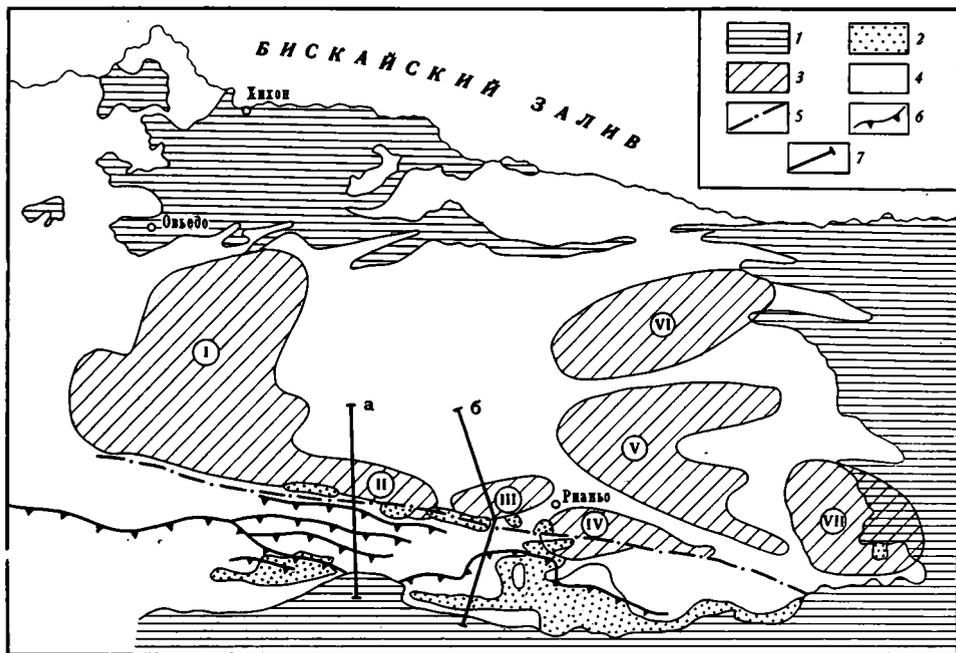


Рис. 8. Схема расположения бассейнов, осложняющих Астурийский прогиб (Sitter, 1965—1967)

1 — мезозой и пермь; 2 — нескладчатые породы стефана «С» и «В»; 3 — складчатые породы стефана «А», вестфalia и намюра; 4 — донамюрские образования; 5 — система разломов Леон; 6 — надвиги; 7 — линии геологических разрезов (см. рис. 10). Бассейны: I — собственно Астурийский, II — Пьедрафита, III — Лонеский, IV — Рианьо, V — Юсо, VI — Пикос-де-Европа, VII — Писуэргский

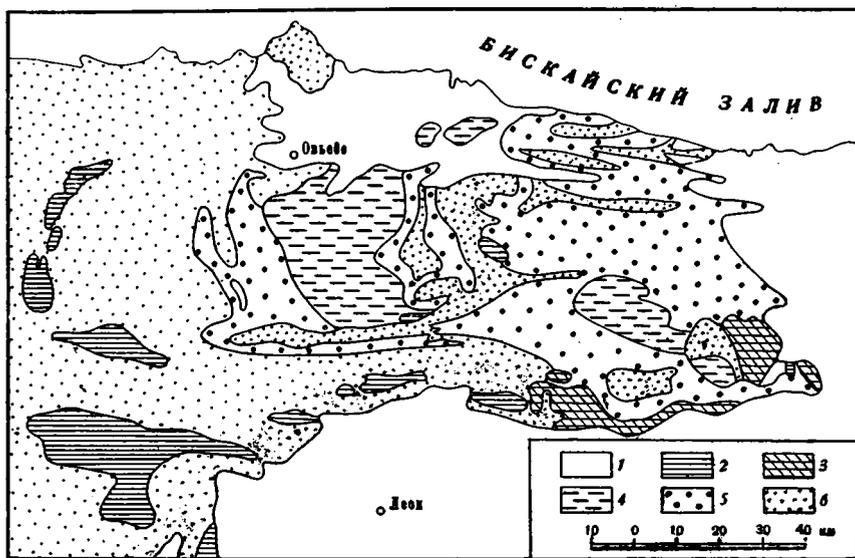


Рис. 9. Схематическая геологическая карта Астурийского прогиба (Wagner, 1966)

1 — кайнозой и мезозой; 2 — стефан С и В; 3 — стефан А; 4 — вестфаль D, С и В; 5 — карбон, древнее вестфalia В; 6 — докаменноугольные образования

Следующий к востоку структурный элемент Астурийского прогиба составляет бассейн Юсо, отделенный на западе от бассейна Рианьо Карданьоским поднятием. Последнее представляет ответвление Леонид внутри Астурийского прогиба. Бассейн Юсо состоит из Лечадской (западной) и Куравакасской (восточной) синклиналей, разделенных зоной нарушений. Лечадская синклиналь асимметрична. Ее южное крыло более крутое (до 60°), чем северное (до 40°). В ядре синклинали породы смяты в мелкие вторичные складки. Куравакасская синклиналь имеет обратную асимметрию. На южном крыле наклон слоев достигает 25° ,

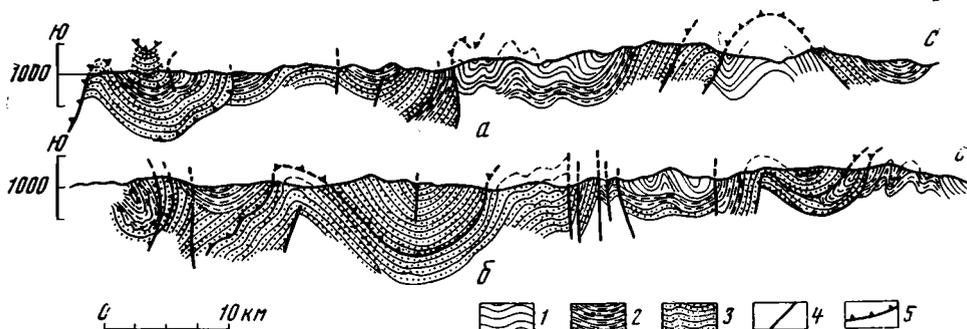


Рис. 10. Геологические разрезы через Астурийский прогиб (Sitter, 1965—1967)
 а — бассейн Пьедрафита; б — Лоисский бассейн. (Местоположение разрезов см. на рис. 8)
 1 — вестфаль и намюр; 2 — визе и турне; 3 — докаменноугольные образования; 4 — разрывные нарушения; 5 — надвиги

а на северном увеличивается до 50° . В крайней восточной части синклиналь приобретает большую крутизну, так что северное крыло у нее становится опрокинутым и осложненным надвигом, а на южном крыле наклон слоев увеличивается до 50° (Veen, 1966). С севера бассейн Юсо ограничен доверхнепалеозойским поднятием, за которым находится еще один крупный средне-верхнекаменноугольный бассейн Пикос-де-Европа. Местами доверхнепалеозойские породы поднятия надвинуты на угленосные отложения бассейна Юсо.

Крайним восточным элементом Астурийского прогиба является Писуэргский бассейн, выполненный породами серии Юсо и Сеа, отделенный на западе от бассейна Юсо поднятием Каррион. В Писуэргском бассейне развиты складки северо-северо-западного простирания.

В целом общая степень дислоцированности в бассейнах, составляющих Астурийский прогиб, уменьшается с запада на восток (Martinez, 1966a, б). Однако в среднем углы наклона слоев на крыльях складок составляют от 45 до 70° .

По данным К. Тейшера (Teixeira, 1951, 1968) и Ж. К. Коста (Costa, 1952), породы верхнего палеозоя Южно-Португальского прогиба смяты в сложную систему складок, часто имеющих изоклинальный характер. Складки простираются с северо-запада на юго-восток и опрокинуты к юго-западу. На отдельных участках это главное направление складчатости испытывает значительные отклонения. Так, у западного края мезозой-кайнозойского прогиба верхнепалеозойские складки простираются меридионально, а в пограничной восточной зоне — широтно.

Наиболее древние послескладчатые образования, относящиеся к пестроцветной континентальной молассе, известны на северном борту Рурского бассейна собственно Субвариссийского прогиба. Ее нижнюю часть составляют преимущественно грубые красцветные песчаники вестфалья D (Папрот, Тайхмюллер, 1959), которые здесь непосредственно в общем структурно согласны покрываются отложениями цехштейна. Более верхние горизонты формации составляют преимущественно сероцветные, мес-

тами слабо угленосные терригенные породы стефана. Они обнаруживаются уже за пределами Рурского бассейна на площади южного борта Северо-Германской впадины. Пестроцветная континентальная моласса на южном борту Северо-Германской впадины согласно сменяется красноцветной континентальной вулканогенно-терригенной формацией ротлигенда (Брук и др., 1959; Kimpe, 1956; Eabian, 1963; Patijn, 1964).

Выше разрез южного борта Северо-Германской впадины и собственно Субварисийского прогиба слагают уже формации, которые практически всеми исследователями относятся к платформенному классу. Их начинает соленосная формация цехштейна, перекрывающая либо согласно отложения ротлигенда, либо со стратиграфическим перерывом, но без заметного углового несогласия, породы стефана или вестфалья D. Соленосные отложения цехштейна согласно сменяет пестроцветная полифаціальная терригенная формация нижнего триаса и т. д.

В Юго-Восточной Англии наиболее древними послескладчатыми образованиями являются хаффилдские брекчии, развитые северо-восточнее Южно-Уэльского прогиба, в которых содержится незначительное количество вулканогенных тел (красноцветная континентальная моласса). Нижние ее горизонты принадлежат, по предположению Г. Штилле (1964а), к стефану, а основная часть — к перми. Красноцветная континентальная моласса развита также у восточного края Корнуэлльских гор. Здесь, по данным С. Бубнова (1935), она сложена красными глинами, песчаниками, конгломератами и брекчиями в нижней части с прослоями излившимися преимущественно основных пород, кварцевых порфиров, биотитовых трахитов, авгитовых трахитов и риолитов. Общая мощность пермских пород достигает 500—700 м. В пределах самого Южно-Уэльского прогиба послескладчатый комплекс начинает уже типично платформенные образования верхнего триаса. Выше следуют морские отложения юры, мела и кайнозоя, представляющие также типичные платформенные формации, особенно широко развитые за пределами Южно-Уэльского прогиба на территории Гемпширской синеклизы.

В Верхнесилезском прогибе послескладчатые образования начинаются в его южной части квачальскими аркозами, сменяемыми карнивицкими песчаниками, принадлежащими к стефанскому ярусу. На отложениях стефана согласно ложатся мысляховицкие конгломераты перми. Последние распространены несколько шире стефана, непосредственно местами резко несогласно перекрывая складчатый достефанский комплекс карбона. Венчают отложения перми филипповицкие порфировые туфы. Стефан-пермские отложения Верхнесилезского прогиба представляют собой красноцветную континентальную молассу, мощность которой не выходит за пределы первых сотен метров. Вышележащие отложения, начиная с триаса, не имеющие принципиальных структурных несогласий с подстилающими породами перми, слагаются уже типичными платформенными формациями.

В Астурийском прогибе послескладчатый комплекс начинают отложения свиты Пенья-Сильда стефана В и С (Wagner, 1966). Они образуют вдоль системы разломов Леон мелкие впадины, в пределах которых резко несогласно перекрывают складчатый комплекс Астурийского прогиба (рис. 11). Рассматриваемые отложения принадлежат к сероцветной континентальной молассе, состоящей в основном из конгломератов и сланцев с растительными отпечатками и небольшими пластами угля общей мощностью 350—400 м (Brower, Ginkel, 1964; Martinez, 1966а, б). Более молодые послескладчатые отложения в этих впадинах отсутствуют. Они появляются только по северной периферии Астурийского прогиба, где сероцветная континентальная моласса верхнего стефана структурно согласно сменяется красноцветной континентальной молассой перми и, возможно, триаса, а еще выше уже типично платформенными известняками и мергелями лейаса (Melendez, 1952; Kanis, 1956).

В Южно-Португальском прогибе выполняющий его комплекс пород резко несогласно перекрывается сероцветной континентальной молассой среднего стефана и нижней перми (Teixeira, 1951, 1968). Они образуют три разобщенные друг от друга впадины Дуэро и Бейра, выполненные породами стефана и нижней перми (Бусако). В отложениях стефана основную роль играют конгломераты, песчаники, аркозы и глинистые сланцы с несколькими угольными пластами. Близкий состав пород имеют нижнепермские образования.

Послескладчатый комплекс на площадях субварисцийских прогибов залегает, как правило, очень полого. В пределах собственно Субвариссийского прогиба он под очень небольшими углами погружается на

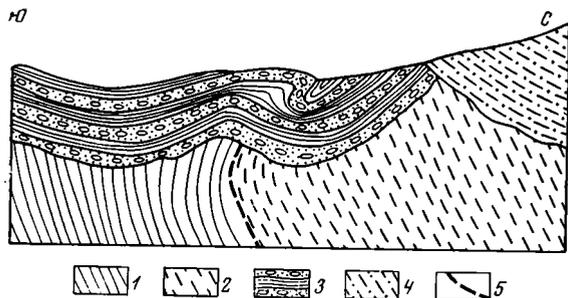


Рис. 11. Соотношение стефана С и В с более древними образованиями на площади Писуэргского бассейна (Wagner, 1966)

- 1 — достефанские образования;
- 2 — стефан «А»;
- 3 — стефан «В» и «С»;
- 4 — триас;
- 5 — разрывные нарушения

север, в сторону Северо-Германской впадины или Нижнерейнского грабена. Только на площади последнего развита система многочисленных сбросов северо-западного простирания. Разрывные нарушения имеют крутые наклоны плоскостей сместителя (55—65°) и пронизывают толщу пород, включая и третичные образования. Они создали своеобразную структуру горстов и грабенов, типичную для всей территории Кампинского и Лимбургского бассейнов. Сложноскладчатые деформации намюр-вестфальского комплекса пород в залегании чехольного покрова никакого отражения не получили. В Южно-Уэльском прогибе послевестфальский комплекс распространен по его периферии. Он здесь залегает очень полого, совершенно не отражая складчатые деформации намюр-вестфальских пород. Однако к югу от прогиба, в зоне стыка платформенного среднего палеозоя с разновозрастными геосинклинальными образованиями Корнуэльского полуострова в мезозойских отложениях появляются пологие структуры, наследующие складчатые деформации в палеозойском комплексе пород.

В Астурийском прогибе отложения стефана, развитые в мелких впадинах вдоль системы разломов Леон, деформированы достаточно просто. В северо-восточной части прогиба они совместно с вышележащими породами перми и мезозоя образуют пологие асимметричные складки, осложненные разрывами (Martinez, 1966a, б).

На площади Южно-Португальского прогиба породы среднего стефана и нижней перми, образующие мелкие впадины, в отличие от Астурийского прогиба деформированы очень интенсивно, образуя сложную складчатую структуру, соизмеримую со структурой подстилающего комплекса вестфали и более древних образований (Teixeira, 1951, 1968; Costa, 1952). Основное структурное несогласие здесь проходит в подошве мезозоя, который образует уже типичный покровный комплекс.

Субварисцийские прогибы представляют собой отрицательные структуры — компенсационные опускания, возникшие у края сопряженных с ними горных сооружений. Они возникли на территориях, где не проявились бретонская или судетская фазы складчатости.

Рассматриваемые прогибы непосредственно продолжили погружение внешних геосинклинальных прогибов главного этапа, не вовлеченных в

орогенический подъем, и платформенное погружение на участках догерцинской консолидации. Переход от прогибания главного геосинклинального этапа геосинклинального режима или платформенного погружения происходил достаточно постепенно в основном на рубеже визейского и намюрского веков. На этом временном рубеже на площади собственно Субварисдийского прогиба накопление морской геосинклинальной формации кульма или платформенной карбонатной формации динанта сменилось сероцветной морской молассой, начинающей заключительный этап геосинклинального развития. Несколько позже, по-видимому, начал свое развитие Верхнесилезский прогиб, на площади внутренней зоны которого в раннем намюре откладывались формации, переходные между

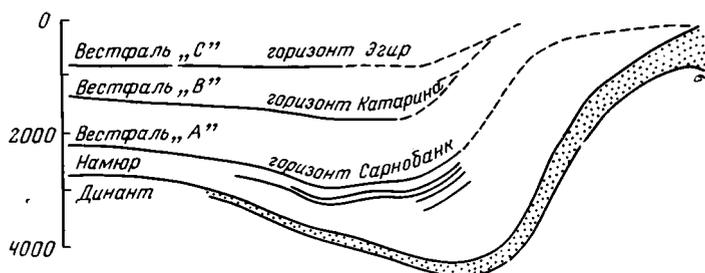


Рис. 12. Схематический геологический разрез через собственно Субварисдийский прогиб (Папрот, Тайхмюллер, 1959)

геосинклинальным кульмом и морской сероцветной молассой (Ungur, 1966). Со второй половины намюра начал формироваться Астурийский прогиб, поскольку в раннем намюре здесь шло накопление карбонатного кульма (Martínez, 1966a, б). На площади же восточной его части в Писуэргском бассейне образование геосинклинальных формаций, вероятно, продолжалось до начала вестфальского века (верхняя часть известняков Пьедрис-Луэнгас и кульм серверской свиты, возможно, относятся к вестфалю А), и только с верхов вестфалья А или вестфалья В началось накопление сероцветной морской молассы (Матвеев, 1966; Veep, 1966).

Прогибание субварисдийских прогибов компенсировали формации орогенного класса. В процессе их развития в погружение вовлекалась все большая площадь прилегающих областей догерцинской консолидации. Ось погружения, таким образом, мигрировала от складчатых сооружений в сторону областей догерцинской консолидации. Особенно это четко фиксируется в пределах собственно Субгерцинского прогиба, где ось прогибания вестфалья С смещена на несколько километров к северу по сравнению с прогибанием в раннем намюре (рис. 12). Такая же картина наблюдается и на территории Верхнесилезского прогиба. В пределах остальных субварисдийских прогибов смещение осей максимального прогибания менее резко выражено, а на территории Астурийского прогиба, вероятно, вообще отсутствовало. Это связано с некоторыми специфическими чертами строения последнего. С трех сторон, как было показано выше, Астурийский прогиб окружен доверхнепалеозойскими сооружениями. И только на севере в виде относительно узкой горловины он, возможно, имеет выход к коре океанического типа Бискайского залива. Таким образом, этот прогиб по своей морфологии, как и Северный периклинальный прогиб (Уральской) складчатой системы, — ближе к внутренним (межгорным) прогибам и впадинам, однако по истории развития и генезису аналогичен другим субварисдийским прогибам.

В процессе развития субварисдийских прогибов отмечается постепенное уменьшение роли морских фаций. Начиная с намюра С, в преде-

лах Рурского бассейна преобладающее значение получают континентальные осадочные отложения (Папрот, Тайхмюллер, 1959).

Развитие субварисцийских прогибов завершили процессы интенсивной складчатости. Они протекали почти одновременно близ границы вестфальского и стефанского веков (астурийская фаза складчатости). На площади собственно Субварисцийского прогиба эти процессы прошли несколько раньше, на рубеже времени вестфалья С и D (Teichmüller, 1962; Мобус, 1966). На площади Астурийского прогиба, напротив, несколько позже — на границе стефана А и В. Следует отметить, что в пределах складчатых систем, прилежащих к прогибам, основные процессы складчатости проявились раньше. Так, к югу от Астурийского прогиба в системе Леонид складчатая структура имеет доверхневестфальский возраст (скорее всего здесь имела место судетская фаза складчатости). Правда, образование покровов и смещение пород вдоль них происходило и позднее, в вестфале и вестфаль-стефане (Julivert, 1967).

В формировании складчатых деформаций субварисцийских прогибов ведущее значение имели тангенциальные напряжения, которые были направлены со стороны варисцийских складчатых сооружений в сторону областей более древних консолидаций, т. е. перпендикулярно простиранию субварисцийских прогибов. Только платформенные (германотипные) дислокации северной периферии собственно Субварисцийского прогиба, большей по размерам внешней части Верхнесилезского прогиба и, возможно, северного борта Южно-Уэльского прогиба образовались за счет блоковых перемещений догерцинского фундамента. Процессы складчатости в пределах субварисцийских прогибов не привели к существенному вторичному изменению (дислокационному метаморфизму) пород.

В пределах Рурского бассейна С. Бубнов (1935) и Р. Тайхмюллер (Teichmüller, 1962) отмечают для отдельных участков более сложную морфологию складчатых форм намюра — вестфалья по сравнению со структурами в подстилающих породах нижнего карбона. Аналогичная картина наблюдается и в Намюрском бассейне. Здесь, по данным Фурмарье (Бубнов, 1935), складчатость известняков нижнего карбона относительно простая, между тем как и в породах намюра господствует очень сложная структура.

В приведенных примерах наблюдаются те же соотношения, что и в Северном периклинальном прогибе Уральской складчатой системы. Повидимому, это связано с дисгармоничной складчатостью и некоторым срывом орогенного комплекса пород с ложа нижнего карбона.

Складчатые процессы, проявившиеся в пределах субварисцийских прогибов, не сопровождались сколько-нибудь значительным орогенезом. Они привели к образованию синклиналий. Причем на большей части собственно Субварисцийского прогиба выражено только одно крыло (Рурский, Льежский и другие бассейны).

После окончания процессов складчатости субварисцийские прогибы вели себя достаточно пассивно. В большинстве случаев со стефанского века они частично вновь втягивались в незначительное погружение, компенсированное относительно маломощными породами орогенного класса формаций. Для собственно Субварисцийского и Верхнесилезского прогибов волна послескладчатого погружения проникла со стороны Северо-Германской впадины, а для Южно-Уэльского прогиба — со стороны областей каледонской консолидации Средней Англии и севера Гемпширской синеклизы. Эти области представляли собой центры значительно более интенсивного и длительного прогибания. Таким образом, со стефанского века, а для собственно Субварисцийского прогиба с вестфалья D рассматриваемые прогибы представляли собой окраинные участки обширных областей прогибания. В следующие отрезки верхнепалеозойского, мезозойского и третичного времени в пределы этих участков вновь накатывались волны прогибания, приводящие в незначительному их погруже-

нию и накоплению относительно маломощных осадков. Причем, начиная с позднепермского или триасового времени в их пределах начали откладываться осадки, принадлежащие исключительно к платформенным формациям.

На площади Астурийского и Южно-Португальского прогибов с середины стефанского века образовывались своеобразные мелкие впадины с относительно кратким временным интервалом развития. Их прогибание компенсировали осадки орогенного класса формаций. Подобного типа структуры, как будет показано ниже, достаточно широко распространены во внутренних зонах областей герцинской складчатости и занимают совершенно определенное место в заключительном этапе геосинклинального развития. Формирование этих впадин закончилось в конце стефанского века, и только одна из них на площади Южно-Португальского прогиба формировалась в ранней перми. В пределах Астурийского прогиба стефанские впадины не были затронуты процессами складчатости, и выполняющий их комплекс пород несет следы исключительно блоковых подвижек, образовавших германотипные структурные формы. Напротив, на площади Южно-Португальского прогиба они претерпели в послепермское, но доюрское, время интенсивную складчатость. Возможно, фаза складчатости здесь имела место и на границе карбона и перми. Эти процессы привели к окончательному формированию складчатой палеозойской структуры Южно-Португальского прогиба.

С пермского периода (а возможно, и с конца карбона) северная и восточная части Астурийского прогиба втягиваются в более равномерное погружение, аналогичное послескладчатому развитию других субварисцийских прогибов. Аналогичное погружение на площади Южно-Португальского прогиба началось с юрского периода. С последнего на площади этих прогибов началось образование платформенных формаций.

В послескладчатый этап развития на площади субварисцийских прогибов одновременно с осадконакоплением шло формирование структурного плана чехла. В большинстве случаев здесь образовывались пологие моноклинали, в которых слои испытывали погружение от внутренних частей прогибов к внешним и от последних в сторону центральных частей зон интенсивного прогибания, расположенных в пределах областей с догерцинской консолидацией. Структурные формы, осложняющие эти моноклинали на территории субварисцийских прогибов, как правило, не образовывались и появлялись за их пределами, представляя типичные платформенные дислокации. Исключение составляют посленижнестефанские отложения северной и восточной частей Астурийского и мезозойские отложения Южно-Португальского прогибов, полого деформированные альпийскими движениями. Последние возникли, по-видимому, за счет резонансно-тектонического (Пушаровский, 1969) воздействия Пиренейского и Бетского мегантиклинориев альпийской складчатой области на прилегающие участки области герцинской складчатости. В новейшее время Астурийский прогиб был охвачен процессами эпиплатформенного орогенеза, которые превратили его в Кантабрийскую горную систему.

Субварисцийские прогибы так же, как и краевой и периклинальные прогибы Уральской складчатой системы, после процессов складчатости вступили в совершенно иной этап развития, представляя периферийные части крупных платформенных структурных элементов областей догерцинской консолидации. Например, с вестфала D площадь собственно Субварисцийского прогиба представляла собой южную окраинную часть Северо-Германской впадины.

Складчатые деформации субварисцийских прогибов в отложениях чехла отражения не имеют. Унаследованные дислокации здесь так же, как и на площади краевой и периклинальных прогибов Уральской складчатой системы, начинают появляться при переходе к более внутренним частям областей герцинской складчатости.

ВНУТРЕННИЕ ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ

Внутренние прогибы и впадины являются наиболее типичными представителями орогенных структур и на территории областей герцинской складчатости пользуются очень широким распространением. Анализ их строения и развития имеет огромное значение для понимания характера перехода геосинклинального режима в платформенный. Особый интерес представляют для выяснения этого вопроса те площади внутренних прогибов и впадин, где сохранились отложения платформенного чехла, отделенные от комплекса пород заключительного этапа геосинклинального режима незначительным отрезком геологического времени.

Обширные равнинные пространства Восточной Европы и Западной Азии принадлежат к плитам эпипалеозойской платформы, в пределах которых развиты мощные толщи платформенного чехла. Однако здесь внутренние прогибы и впадины заключительного этапа геосинклинального режима изучены еще недостаточно полно. Поэтому удобнее характеристику рассматриваемых тектонических элементов дать в трех отдельных подразделах: 1) для Центральной и Западной Европы, 2) для горных поясов Азии и 3) для территорий плит Восточной Европы и Западной Азии (погребенные структуры). Хотя несомненно, что все рассматриваемые прогибы и впадины принадлежат одному генетическому классу структур.

Внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы

Структуры орогенного этапа имеют достаточно широкое развитие во внутренних частях областей герцинской складчатости Центральной и Западной Европы. В районе Чешского массива и Судет расположены Внутрисудетская и Северо-Судетская, Крконошская впадины, Босковицкий и Бланицкий грабены. В районе Рено-Герцинской и Саксоно-Тюрингской зон находится крупный Заальский прогиб и ряд более мелких впадин и мульд. Они широко распространены также в пределах Центрального Французского массива, Вогез, Шварцвальда, Армориканского массива, осевой палеозойской зоны Пиренеев, южного склона Кантабрийских гор и в Иберийской Месете. Слагающий внутренние прогибы и впадины комплекс пород чаще всего ограничен выходами более древних образований. Но имеются случаи постепенного латерального перехода внутренних прогибов и впадин в разновозрастные платформенные структуры.

По отношению к структурам предыдущих этапов внутренние прогибы и впадины занимают самое разнообразное положение. Они развиты на площадях древней консолидации (срединные массивы), где подстилаются преимущественно комплексом основания, в зонах распространения главного геосинклинального комплекса, в шовных зонах сочленения главного геосинклинального комплекса и комплекса основания и т. д.

Комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы, в большинстве случаев резко наложен на подстилающие породы главного геосинклинального комплекса и комплекса основания. Последние представляют консолидированный (метаморфизованный) доколь. Почти повсеместно к его поверхности приурочен выдержанный сейсмический горизонт. В пределах Южно-Германской впадины по нему построены детальные структурные карты (Crustal structure..., 1964; Truchheim, 1964), причем скорости продольных волн, приуроченные к этому горизонту, колеблются от 4,5 до 6,2 км/сек.

Сквозные внутренние прогибы и впадины, т. е. структуры, в пределах которых, как и во внешних прогибах, наблюдается постепенный переход к формациям главного геосинклинального комплекса, встречаются крайне редко и известны в Каталонских горах и на западе осевой зоны

Пиренеев (Штилле, 1964а). К югу от Гарца Г.-Р. Гертнер, А. Ватцнауер (Тектоника Европы, 1964) указывают также, что скв. Нортхейм-2 вскрыла орогенный комплекс вестфалья, согласно залегающий на нижнекаменноугольном главном геосинклинальном комплексе.

Наиболее резкое несогласие отмечается во внутренних прогибах и впадинах, в пределах которых был значительный перерыв между породами цоколя и комплексом выполняющих их отложений. Особенно это несогласие резко выражено, если в последнем отсутствуют нижние члены орогенного формационного ряда и составляющие его породы не испытали процессов полной складчатости. Напротив, там, где внутренние прогибы и впадины сложены породами нижнего карбона, затронутыми процессами геосинклинальной складчатости, а в подстилающей цоколь входят верхнедевонские или нижнекаменноугольные образования, это несогласие выражено менее резко. Так, несогласие в основании верхней части нижнекаменноугольных пород Южного Шварцвальда и впадины Ансени Армориканского массива менее четкое, чем в основании отложений вестфалья Заальского прогиба или турнейского яруса Внутрисудетской впадины. Еще менее резко выражено оно в основании сероцветной молассы визе внутренней впадины массива Морван. К югу от этого массива в глубь Центрального Французского массива несогласие в основании формационного ряда заключительного этапа геосинклинального режима постепенно сходит на нет. Такое же недостаточно резкое несогласие наблюдается в основании нижнеамюрских пород, с которых начинается комплекс, выполняющий впадину о. Менорки. Только в одном случае породы нижнего намюра залегают на нижнем карбоне с угловым несогласием, достигающим 25° (Штилле, 1964а). Таким образом, верхнепалеозойская структура о. Менорки занимает промежуточное положение между наложенными и сквозными внутренними прогибами и впадинами.

Размеры внутренних прогибов и впадин также весьма разнообразны. Наиболее крупный Заальский прогиб в длину достигает около 500 км при ширине в первые десятки километров (рис. 13). В большинстве случаев их размеры значительно меньше и не выходят за пределы сотен километров (чаще первых десятков километров). Нередко они в поперечниках соизмеримы и морфологически приобретают форму впадин. Часто рассматриваемые структуры расположены вдоль крупных разрывных нарушений. Размеры их в поперечнике достигают всего лишь первых километров или даже сотен метров при во много раз превышающей длине (до первых или многих десятков километров). Они представляют собой морфологически в этом случае типичные двусторонние или односторонние грабены. Особенно широкое распространение грабены имеют в пределах Центрального Французского массива. Наиболее типичным их представителем является Великая угольная борозда (угольный канал) субмеридионального простирания, прорезающая весь Центральный Французский массив на протяжении 350 км. Она состоит из отдельных четкообразных грабенов (впадин), ширина которых местами составляет всего первые сотни метров. На юге Армориканского массива располагается зона прогибов Шатонне-Вуван, представляющая собой также по существу узкую борозду, которая при длине в 100 км имеет часто лишь 800 м в ширину. На южном склоне Кантабрийских гор располагается узкая прерывистая полоса внутренних прогибов длиной до 200 км и шириной от нескольких десятков километров до 6—7 км. Такую же узкую полосу представляет внутренний прогиб Бельмес южного склона Сьерра-Морена Иберийской Месеты. Его длина достигает 60 км при ширине от 2 до 4 км.

Границы внутренних прогибов и впадин достаточно определенно намечаются по оконтуриванию выполняющих их формаций более древними образованиями. Фациальный анализ в большинстве случаев показывает, что современные контуры распространения внутренних прогибов и впадин близки к их первоначальному положению. В некоторых случаях они

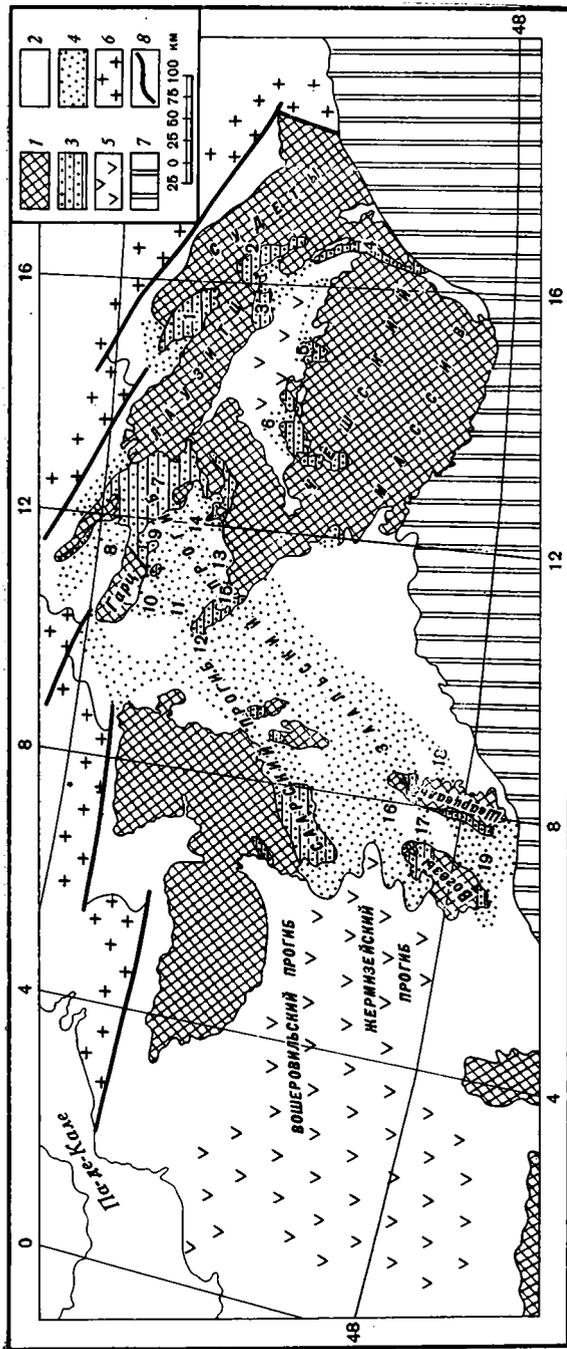


Рис. 13. Схема местоположения Заальского прогиба и сопряженных с ним внутренних орогенных структур Центральной и Западной Европы (с использованием материалов Р. Г. Гарецкого, 1972)

- 1-2 — складчатые породы палеозоя;
- 1 — на поверхности,
- 2 — под платформенным чехлом;
- 3-4 — орогенный комплекс внутренних прогибов и впадин:
- 3 — на поверхности,
- 4 — под платформенным чехлом;
- 5 — орогенный комплекс основания разреза чехла Парижского бассейна;
- 6 — область догерцинской складчатости;

- 7 — область альпийской складчатости;
- 8 — основные разломы.
- Внутренние прогибы и впадины:
- 1 — Северо-Сулетская,
- 2 — Внутрисулетская,
- 3 — Кркопошская,
- 4 — Бланницкий,
- 5 — Босковицкий,
- 6 — Кладно-Раколицкая, Плевенская,
- 7 — Галле,
- 8 — Мансфельская,
- 9 — Мейсдорфская,
- 10 — Ильфельдская,
- 11 — Мюльхаузенская,
- 12 — Эйзенахская,
- 13 — Орла,
- 14 — Гера,
- 15 — Оберхофская,
- 16 — Ооский,
- 17 — Оффенбургский,
- 18 — Шрамбергерский,
- 19 — Бургундерский

зкрываются под покров отложений платформенного чехла, имеющих относительно небольшую мощность (как правило, не выходящую за пределы сотен метров). Однако значительное количество буровых скважин и сейсморазведочных профилей позволяет достаточно определенно наметить их современное положение.

Достаточно детально в настоящее время выяснено положение Заальского прогиба, значительная часть площади которого перекрыта платформенными образованиями (Гарецкий, 1972). Этот прогиб, по данным бурения и сейсморазведки, протягивается с юго-запада на северо-восток от Шварцвальда до гряды Флехтингена. Отдельные части Заальского прогиба, в пределах которых выполняющий его комплекс пород выходит на поверхность, выделяются под названием мульд (Оберховская, Галльская и т. д.). К северо-востоку от гряды Флехтингена Заальский прогиб скрывается¹ под быстро нарастающими в мощностях отложениями цехштейна и мезозоя Северо-Германской впадины, и его дальнейшее продолжение неизвестно.

На крайнем юго-западе Заальский прогиб разделяют отходящие от Шварцвальда два продольных поднятия на три фестона. Южный из них (Шрамбергерский прогиб) выклинивается у восточных предгорий Среднего Шварцвальда (Carle, 1955). В центральной и западной частях Среднего и Южного Шварцвальда начинается новая Бургундерская впадина, выполненная породами стефана и ротлигенда, которые далее к западу скрываются под платформенный чехол Верхнерейнского грабена. Эти породы вновь обнаруживаются на юге Вогез, образуя впадину Роншан. Последняя к западу, по-видимому под отложениями триаса, вскоре замыкается и не имеет непосредственной связи с пермскими отложениями, широко распространенными в пределах Парижского бассейна. Об этом свидетельствуют буровые скважины, вскрывающие к западу от Южных Вогез под отложениями триаса доверхнепалеозойский фундамент (Lienhardt, 1961).

Средний фестон Заальского прогиба подходит к Северному Шварцвальду, близ которого он отделяется небольшим поперечным поднятием от расположенного западнее Оффенбургского прогиба. Последний представляет собой узкий линейный трог, который из Северного Шварцвальда через Верхнерейнский грабен проходит в Северные Вогезы. К западу и северу от Северных Вогез он вливается в пермский Жермизейский прогиб Парижского бассейна.

И, наконец, северный фестон Заальского прогиба через район северных предгорий Шварцвальда (Баден-Баденская впадина) также уходит на территорию Парижского бассейна, где сливается с Жермизейским прогибом.

С юго-востока Заальский прогиб ограничен широким Восточно-Тюрингским поднятием, расположенным на продолжении палеозойских структур гор Восточной Тюрингии. В пределах этого поднятия на подцехштейновую поверхность выходят породы нижнего — среднего палеозоя, и лишь в отдельных мелких мульдах (Орла к северу от Заальфельда и Герской у Геры) сохранились маломощные отложения ротлигенда (Seidel, 1965). Только на крайнем востоке Восточно-Тюрингского поднятия породы ротлигенда имеют более широкую площадь распространения.

К юго-западу от Восточно-Тюрингского поднятия на территории Рудных гор располагается значительных размеров одноименная впадина (бассейн), а в средней и восточной частях этих гор известен еще ряд значительно более мелких впадин.

¹ По данным Г. Катцунга (Grundriss der Geologie..., 1968) Заальский прогиб раскрывается в сторону Северо-Германской впадины по породам верхнего карбона и верхнего ротлигенда. По отложениям нижнего ротлигенда их разделяет узкая перемычка.

С северо-запада Заальский прогиб ограничивается Шпессарт-Рульским и Рула-Лангезальдским поднятиями доверхнепалеозойских пород (небольшими узкими реликтами Среднегерманского кристаллического поднятия), которые к северо-востоку кулисообразно подставляются Нижнегарцским поднятием.

В пределах Чешского массива под платформенным покровом положение структурных элементов заключительного этапа геосинклиналиального режима в настоящее время выяснено также однозначно (Будай и др., 1963; *Regional Geology...*, 1966).

Внутренние прогибы и впадины области герцинской складчатости Центральной и Западной Европы характеризуются определенным набором формаций орогенного и в единичных случаях формаций, более свойственных геосинклиналиальному классу, последовательность в разрезе которых в общем плане достаточно четко выдержана. Наиболее полным набором формаций характеризуется Внутрисудетская впадина. Нижним членом выполняющего ее комплекса пород является сероцветная континентальная моласса турнейского и низов визейского ярусов. В ее строении, по данным М. Ксеншкевича, Я. Самсоновича, Э. Рюле (1968), К. Аугустняка и А. Грохольски (Augustyński, Grocholski, 1968) принимают участие брекчии, конгломераты, граувакки и сланцы с подчиненными пластами автохтонных углей (фашия грубого кульма) мощностью до 3 км.

Выше прослеживается формация кульма верхов визейского яруса, которую слагают морские сланцы, известняки и углистые известняки, общей мощностью, по данным К. Аугустняка и А. Грохольски (Augustyński, Grocholski, 1968) в 2 км, а по материалам М. Ксеншкевича и др., (1968) — 3—5 км.

Следующим элементом формационного ряда Внутрисудетской впадины является лимническая угленосная формация намюрского и вестфальского ярусов. Она состоит из конгломератов, песчаников, аркоз, песков и сланцев с многочисленными пластами угля. В верхах вестфали вклиниваются пласты красноцветных грубозернистых песчаников. В юго-западной части Внутрисудетской впадины у сброса Гронов-Поржичи в состав формации входят и породы стефана. Они состоят из святонёвицких угленосных слоев, мощных жалтманских аркоз, выклинивающихся к центру впадины, и верхних угленосных радваницких слоев (Будай и др., 1963). Г. Штилле (1964а) указывает на наличие в формации субсеквентных вулканогенных тел, которые имеют максимальное распространение в районах Жанулержа и Валбжиха в нижней части вестфали. С. В работе о тектоническом строении Чехословакии (Будай и др., 1963) также отмечается, что первые пласты субсеквентных эффузивов появляются в верхневестфальских и нижнестефанских слоях. Мощность лимнической угленосной формации Внутрисудетской впадины достигает 2—2,2 км.

Лимническая угленосная формация сменяется нижней красноцветной континентальной молассой стефана и низов ротлигенда. Нижняя часть формации, отвечающая стефану, как было показано выше, в юго-западной части Внутрисудетской впадины замещается угленосными слоями. Нижняя красноцветная континентальная моласса состоит из конгломератов, песчаников и сланцев, почти лишенных пластов угля. В верхней (пермской) части ее разреза появляются прослои известняков с остатками рыб, растений и пресноводных пелеципод и иногда с пластами угля. Мощность формации достигает 2—2,3 км (Ксеншкевич и др., 1968).

Нижняя красноцветная континентальная моласса повсеместно перекрывается наземной порфировой формацией. В ее нижней части преимущественно развиты мелафиры и ортоклазовые порфиры, а в верхней — кварцевые порфиры. Мощность формации достигает 1,5 км (Książkiewicz, Samsonowicz, Rühle, 1965).

Венчает формационный ряд Внутрисудетской впадины верхняя красноватая континентальная моласса верхней части ротлигенда. Она состоит из мелких конгломератов, песчаников и сланцев, лишенных вулканогенных образований. Ее мощность здесь составляет 300 м. Общая суммарная мощность комплекса пород, выполняющего Внутрисудетскую впадину, достигает 10 км.

Несколько меньший набор формаций имеет Заальский прогиб и окружающие его более мелкие впадины Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон. Выполняющий его комплекс пород подстилается кристаллическим допалеозойским цоколем Средне-Германского поднятия. Разрез Заальского прогиба начинается пестроцветная континентальная моласса вестфала и стефана. Она состоит преимущественно из пестроцветных конгломератов, песчаников и сланцевых глин с пропластками угля и прослоями порфиров, мелапорфиров и порфиритов, играющих здесь явно подчиненную роль. Самые древние горизонты формации в настоящее время вскрыты возле Ройга, западнее Лейпцига. Это серые аргиллиты, принадлежащие вестфалу «А» и «В» (Kahlert, 1967). Несколько более молодой возраст (вестфаль «С») имеют сланцы и аркозовые песчаники, пройденные скважиной возле Китца юго-восточнее Лейпцига и в районе Биттерфельда (Daber, 1963). Значительно более широкое распространение имеют отложения вестфала D (грилленбергские слои).

С Бубнов (1935) для внутренних впадин Гарца устанавливает следующую последовательность разреза преимущественно континентальной пестроцветной молассы. Нижнюю ее часть составляют грилленбергские слои вестфала D до 200 м мощности. Они начинаются базальными брекчиями, которые сменяются серыми, черными и красными сланцеватыми глинами, перемежающимися с серыми и красными песчаниками и конгломератами. Уголь встречается лишь в виде следов. Выше идут мансфельдские слои стефана (до 800 м). Они сложены в низах главным образом кварцитовыми конгломератами с прослойками красных сланцев и линзами желваков известняка; выше идут преимущественно песчаники с окремнелым деревом. Встречаются мелкие эруптивные покровы. Венчают разрез формации веттинские слои мощностью до 400 м. Они представлены буровато-красными аркозами, песчаниками и сланцеватыми глинами с банками известняков, содержащими морскую фауну. Верхняя часть этих слоев местами слагается угленосной фацией: серые песчаники и темные сланцеватые глины с четырьмя пластами угля.

В центральной части Заальского прогиба состав формации по сравнению с впадинами Гарца становится менее грубым. На площади Галльской мульды в низах веттинских слоев появляются покровы порфиров, а в верхней части — два покрова порфиритов (Grundriss der Geologie..., 1968). Общая мощность пестроцветной континентальной молассы вестфала и стефана в Заальском прогибе достигает 1—1,5 км (Гарецкий, 1972).

Пестроцветная континентальная моласса в Заальском прогибе постепенно сменяется наземной порфировой формацией нижнего ротлигенда. Последняя сложена красными и серыми конгломератами, песчаниками сланцами, в нижней части с пропластками угля. В ее низах и верхах обычно встречаются разные по мощности (от нескольких десятков до первых сотен метров) эффузивы (риолиты, мелафиры, порфириты, кварцевые порфиры) и их туфы. Отмечаются интрузивные тела и жилы. В основании формации преобладают породы основного состава, а в верхней части — кислого. Покровы лав достигают мощности 200 м и площади в 100 км². Породы нижнего ротлигенда характерны весьма быстрым изменением литологического состава и мощностей (рис. 14а, б), но тем не менее имеют ритмичное строение. В них обычно выделяют три (в некоторых районах иногда четыре) цикла, которые позволяют довольно хорошо увязать разрезы различных участков (Deubel, 1959—1960; Hoyningen-Huene, 1960; Steiner, 1966; Katzung, 1968) и разде-

лить их на три подформации. Общая мощность порфировой формации достигает 2—2,5 км. В районе мульды Галле она сокращается до 1 км и менее.

Венчает разрез Заальского прогиба красноцветная континентальная моласса верхнего ротлигенда (тамбахские слои), залегающие чаще с угловым или эрозионным несогласием на породах нижнего ротлигенда. В ее строении принимают участие красноцветные конгломераты, песчаники и аргиллиты. В верхней части изредка наблюдаются внедрения порфиров, мелафиров и их туфов. Мощность красноцветной молассы обычно составляет 100—200 м, но иногда увеличивается до 440 м. Общая суммар-

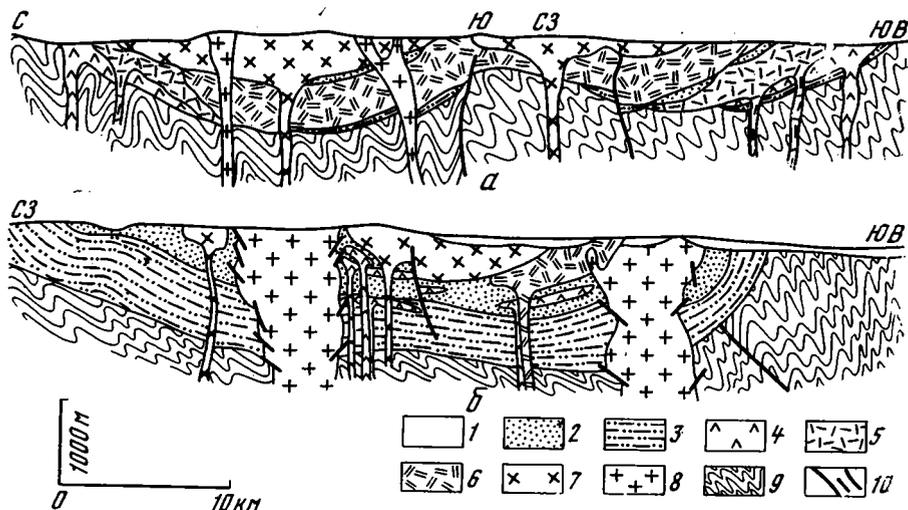


Рис. 14. Схематические геологические разрезы

a — вдоль Тюрингского Леса, *б* — вкрест простирания средней части Заальского прогиба (Katzung, 1968)

1 — кайнозой; 2 — ротлигенд; 3 — средний — верхний карбон; 4 — риолиты и андезиты; 5 — риолитовые покровы; 6 — риолитовые игнимбриты; 7 — риолитовые жилы и дайки; 8 — риолитовые интрузии; 9 — докаменноугольный фундамент; 10 — разрывные нарушения

ная мощность формаций, слагающих Заальский прогиб, достигает 4 км. Однако, по данным сейсморазведки и бурения, мощность всего комплекса, взятого в одном разрезе, обычно не превышает 1—1,5 км.

Наземная порфировая формация нижнего ротлигенда и красноцветная континентальная моласса верхнего ротлигенда распространены далеко на север за пределы Заальского прогиба, принимая участие в строении обширных пространств Северо-Германской впадины (Журавлев, 1969; Буш, Кирюхин, 1971; Malzahn, 1968). Сплошной пояс вулканогенных образований ротлигенда распространен на южном борту Северо-Германской впадины от гряды Флехтингена на западе до Восточных Судет на востоке.

Другие внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы характеризуются менее полным формационным рядом. Нижним его элементом часто является сероцветная континентальная моласса. Ее породы, относящиеся к верхнему визе, слагают нижнюю часть разреза Рудной впадины. Она состоит из конгломератов и песчаников с редкими пластами угля. Верхнюю часть разреза Рудной впадины выполняет угленосная континентальная моласса вестфалья, залегающая с перерывом и угловым несогласием на подстилающих породах сероцветной континентальной молассы.

По отложениям вестфалья В и С рассматриваемая впадина разделяется на ряд более мелких мульд, а по породам вестфалья D вновь вырисовывает-

ся как единая впадина. Угленосная континентальная моласса в нижней части представлена преимущественно конгломератами, которые преобладают над песчаниками и аргиллитами. Выше следуют в основном тонкокластичные породы с пластами каменных углей, разделенные кварц-порфировым покровом. Мощность комплекса пород, выполняющего Рудную впадину, не превышает 1 км.

Сероцветная континентальная моласса нижнего вестфала выполняет две небольшие впадины Теплице и Брандовскую Рудных Гор, расположенные на территории Чехословакии (Будай и др., 1963). Верхняя часть разреза последней сложена красноцветной континентальной молассой ротлигенда, залегающей на подстилающих породах с перерывом, но без структурного несогласия. Нижняя часть комплекса пород, выполняющего многочисленные внутренние прогибы и впадины Чешского массива, представлена сероцветной континентальной молассой вестфала — стефана. Верхнюю же его часть составляет красноцветная континентальная моласса ротлигенда. Последняя (ее верхние горизонты) выходит за пределы внутренних прогибов и впадин Чешского массива и распространяется в виде сплошного покрова на обширных пространствах, подстилая меловую и третичную синеклизы.

Сероцветная континентальная моласса намюр-вестфала слагает также впадину Бергхауптен Среднего Шварцвальда (Бубнов, 1935; Штилле, 1964а). Она же местами по латерали и вертикали, переходя в лимническую угленосную формацию, выполняет ряд мелких прогибов и впадин южного склона Кантабрийских гор (зона Леон) и Западной Астурии на севере Испании (Wagner, 1959; Brower, Ginkel, 1964; Sitter, 1965—1967; Virgili, Gorrales, 1966).

Внутреннюю впадину Южного Шварцвальда слагает сероцветная континентальная (преимущественно) вулканогенная моласса (грубый кульм) верхнего визе. По данным С. Бубнова (1935), Г. Штилле (1964а), Е. В. Павловского (1960), она сложена конгломератами, песчаниками, аркозами (иногда битуминозными), мергелистыми и битуминозными сланцами и известняками. В песчаниках обильны растительные остатки. Местами присутствуют тонкие прослой угля, превращенного на контакте с гранитами в антрацит. В строении формации принимают участие многочисленные тела вулканогенных (субсеквентных) пород (покровы порфиритов, порфиров и их туфы и агломераты). Рассматриваемые породы резко несогласно перекрывают складчатые образования кульма, верхние горизонты которого принадлежат к визам нижнего карбона, а основная часть имеет верхнедевонский возраст.

В более западных районах Европы в строении ряда внутренних прогибов и впадин принимает участие сероцветная морская вулканогенная моласса. Ее породы, относящиеся к визейскому ярусу, а возможно и намюру, выполняют впадину массива Морван. По данным С. Бубнова (1935), сероцветную морскую вулканогенную молассу здесь начинают калиевые порфиры (ортофиры). Выше идут аркозы, конгломераты с прослоями сланцев, переходящие латерально в граувакки. Верхняя часть формации состоит из граувакковых сланцев, туфов с антрацитовыми сланцами («угленосные туфы») и черных туфов, богатых слюдой. Местами туфовая серия полностью замещает осадочные породы.

Сероцветная морская вулканогенная моласса визейского яруса слагает также впадины Ардуазьер Центрального Французского массива (Жинью, 1952) и Ансени Армориканского массива (Павловский, 1960).

В строении других внутренних прогибов и впадин Западной Европы существенное значение имеет сероцветная морская моласса. Ее породы, относящиеся к турнейскому ярусу, составляют нижнюю часть разреза внутренней впадины Нормандии. Сероцветная морская моласса здесь, по данным Е. В. Павловского (1960), сложена сероцветными сланцами, песчаниками и конгломератами, среди которых отмечаются редкие пла-

сты, окрашенные в красные тона. Верхнюю часть разреза впадины слагает морская карбонатная формация визейского яруса.

Сероцветная морская моласса визейского и намюрского ярусов развита во впадине Бельмес южного склона гор Сьера-Морена Испании. Она сменяется сероцветной континентальной молассой вестфалья, которая в большинстве других более мелких прогибов и впадин Сьеры-Морены непосредственно налегает на метаморфизованный докарбоновый доколь (Матвеев, 1966).

Континентальная угленосная моласса вестфалья и стефана составляет нижнюю часть разреза большинства внутренних прогибов и впадин осевой зоны Пиренеев. В ее строении принимают участие конгломераты, коричневые слюдистые песчаники и пески с прослоями сланцев, пирокластические породы и эффузивы, слагающие нижнюю часть разреза, а в верхней части преобладают песчаники и глины с прослойками угля (Павловский, 1965; Hedebaut, 1967). С отложениями стефана связаны небольшие угольные месторождения.

Верхняя часть разреза этих прогибов и впадин обычно сложена красноцветной континентальной молассой перми — нижнего триаса (Жинью, 1952; Павловский, 1965). Только во впадине Сегре Восточных Пиренеев распространена красноцветная континентальная вулканогенная моласса перми. Среди эффузивов наиболее широкое распространение имеют кварцевые андезиты, порфиры, ортофиры и базальты (Богданов, 1958).

Ограниченное распространение во внутренних прогибах и впадинах Центральной и Западной Европы имеет паралическая угленосная формация. Ею сложены прогиб Эсеры Пиренеев и внутренний прогиб на юге Каталонских береговых гор в Приорате (Штилле, 1964а). Она здесь связана постепенным переходом с подстилающим кульмом главного геосинклинального комплекса и по возрасту принадлежит соответственно к вестфалю и намюр-вестфалю.

Мелкие внутренние прогибы и впадины Шварцвальда, Вогез, Центрального Французского и Армориканского массивов, выполненные верхневестфальско-пермским комплексом пород, образуют самостоятельную группу структур, не связанную с распространением здесь нижнекарбово-вестфальских внутренних прогибов и впадин. На площади Шварцвальда и Вогез последовательность формаций в рассматриваемых структурах аналогична Заальскому прогибу. Нижний возрастной предел комплекса пород, слагающий мелкие внутренние прогибы и впадины Шварцвальда и Вогез, определяется верхним вестфалем или чаще стефаном, а верхний — роллингом или даже цехштейном (Бубнов, 1935). Последнее вполне вероятно, так как красноцветная континентальная моласса без заметного несогласия непосредственно перекрывается пестрым песчаником нижнего триаса. Особенно это отчетливо наблюдается в Южном Шварцвальде, где отложения перми и триаса залегают согласно, и граница между ними до известной степени условна. Наиболее широкое площадное распространение в пределах мелких внутренних прогибов и впадин Вогез и Шварцвальда имеет красноцветная континентальная моласса. Например, в Южном Шварцвальде она непосредственно перекрывает доверхнепалеозойский фундамент, образуя неглубокую широтную впадину (западное замыкание южного фестона Заальского прогиба).

На площади Центрального Французского массива комплекс пород, выполняющий мелкие внутренние прогибы, впадины и грабены (угольные бассейны), которых здесь насчитывается около 30, начинается лимническая угленосная формация верхов вестфалья — стефана. Она состоит из серии сероцветных сланцев, песчаников, конгломератов с пластами угля, количество которых во впадине Сент-Этьен достигает 20 (Жинью, 1952). В нижней ее части отмечаются прослои красных песчаников. Даже внутри отдельных небольших бассейнов эта серия не однородна и уголь-

ные пласты выклиниваются часто на очень коротких расстояниях. Во впадине Сент-Этьен обнаружены кварцевые порфиры и риолиты, а в большой угольной впадине — слюдяные порфириты.

Верхнюю часть разреза рассматриваемых структур Центрального Французского массива составляет красноцветная моласса перми, согласно сменяющая отложения стефана. В нижней ее части, принадлежащей к нижнему ротлигенду, встречаются угольные пласты. Верхнюю часть составляют преимущественно песчаники и глины верхнего ротлигенда, которые часто выходят за пределы угольных бассейнов, налегая непосредственно на доверхнепалеозойский доколь.

Общая мощность комплекса пород, выполняющего внутренние прогибы и впадины Центрального Французского массива, достигает в среднем 1,5—2 км. Однако во впадине Сент-Этьен она измеряется, по данным Жинью (1952), в 3,5 км, во впадине Гар — 2 км, во впадине Отен — 2 км, причем 1,2 км здесь составляют породы перми (Бубнов, 1935).

На площади Армориканского массива комплекс пород, выполняющий мелкие внутренние прогибы и впадины, начинается сероцветная континентальная моласса стефана. Она резко несогласно перекрывает различные горизонты кристаллического и складчатого комплекса пород, в которой местами входят и породы нижнего карбона и вестфалья.

Верхняя часть разреза внутренних прогибов и впадин Армориканского массива сложена красноцветной континентальной молассой перми. В Нормандии, близ Литтри и Плесси, она, по данным С. Бубнова (1935), с небольшим несогласием, а по материалам М. Жинью (1952) и Е. В. Павловского (1960), совершенно согласно перекрывает сероцветную континентальную молассу стефана. Е. В. Павловский (1960) указывает на ряд мелких пермских впадин в Домнонеи и Манцелии Армориканского массива, выполненных только красноцветной молассой.

В разрезе внутренних прогибов и впадин, как указывалось выше, пользуются широким распространением наземные вулканогенные породы. Интрузивные образования здесь редки. Так, в северо-восточной части Заальского прогиба на площади мульды Галле известен ряд нижнепермских субвулканических интрузий пироксеновых гранит-порфиров.

В смежных с внутренними прогибами и впадинами выступах главного геосинклинального комплекса или комплекса основания интрузивные породы, синхронные по возрасту орогенным формациям, имеют значительно большее распространение. В Западных Судетах расположен крупный гранитный массив Крконоши. Его возраст определяется как послекульмский, но доверхнекаменноугольный. Тогда же, по-видимому, возникли гранитные и сиенитовые массивы Лужица, Кудовы, Стшегома, Стшелина, Немчи, Золотого Стока и другие массивы Западных и Восточных Судет. Кроме того, в Западных Судетах близ Криндорфа южнее Жарлержа располагается мелафиро-порфировый кряж, возраст слагающих пород которого определяется концом вестфалья В или началом вестфалья С (Штилле, 1964а). Более молодой, но еще каменноугольный, возраст имеет порфировый хребет, расположенный южнее Богушува. Вулкано-плутоническая интрузия Хелмецкого порфира в Валбжихском районе отвечает нижнепермскому времени. Нижнепермский вулканизм субсеквентного характера имеет широкое распространение, по данным Г. Штилле (1964а), в пределах глыбы Лугикум.

Г. Штилле (1964а) к субсеквентному магматизму относит самые молодые граниты Саксонии, оловяносные граниты Альтенберга, Цинвальда и др. Большинство гранитных интрузий Чешского массива также синхронны времени заключительного этапа геосинклинального режима (Тектоника Европы, 1964).

В Гарце известны позднекаменноугольные (а может быть, даже раннепермские) гранитные массивы Броккен и Рамберг, прорывающие породы нижнего карбона. Гранитные массивы Корнуэлла и Девона

Г. Штилле (1964а) считает синхронными астурийской фазе складчатости. В Южном Шварцвальде имеются посленижнекаменноугольные двуслюдяные граниты, обнажающиеся у Бренхальда и в Эйзенбахском массиве. Одновозрастны с ними мальбургские граниты области Блауэн и зекингские граниты (Штилле, 1964а).

В Армориканском массиве Г. Штилле (1964а) отмечает значительное число гранитных массивов, близких к времени проявления здесь астурийской складчатости.

Комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы, лишен принципиальных внутренних структурных несогласий. Поэтому он может быть целиком выделен в качестве самостоятельного и единого структурного яруса. В нем хотя и наблюдаются небольшие перерывы в осадконакоплении, но все они вызваны вертикальными движениями, приводящими к подъему отдельных участков дна бассейна и кратковременному прекращению в их пределах накопления осадков. Эти перерывы не имеют большого структурного значения. В пределах Внутрисудетской впадины перерывы в осадконакоплении отмечаются на границе визе и намюра (не повсеместно), внутри намюра (граница валбжихских слоев и слоев с Бялого Камня), вестфала и стефана, стефана и ротлигенда (не повсеместно). Указанные перерывы, как показывает Штилле (1964а), характерны для краевых зон прогибающихся бассейнов и часто сопровождаются небольшими перемещениями внешних частей области седиментации. Астурийская «фаза», например, в пределах Внутрисудетской впадины, по его данным, находит свое отражение только в различных условиях осадконакопления, но не в угловых несогласиях.

В пределах Заальского прогиба отмечается несогласие между нижним и верхним ротлигендом, которое обычно связывают с заальской фазой складчатости. Однако, как показали исследования Э. Хойнингена-Хюне (Hoyningen-Huene, 1960) и Г. Лютцнера (Lütznér, 1961, 1964), это несогласие имеет различный стратиграфический уровень. Заальские движения несут здесь явно эпейрогенический характер и имеют сравнительно длительный возрастной диапазон. Менее выраженное несогласие отмечается внутри нижнего ротлигенда, на границе геренских и манебахских слоев (Deubel, 1959—1960).

Такого же типа несогласия отмечает Г. Штилле (1964а) и в верхнепалеозойских впадинах Рудных гор.

В разрезе внутренних впадин северо-западной части Чешского массива отмечаются только стратиграфические перерывы между вестфалем и стефаном и стефаном и ротлигендом, не приводящие к угловым несогласиям.

Несогласие между орогенными формациями намечается только в случае, когда позднеорогенные впадины краткого развития накладываются на раннеорогенные структуры. Тогда в подошве комплекса позднеорогенных структур проходит резкое структурное несогласие и крупный стратиграфический перерыв, отделяющие их от комплекса пород ранних орогенных прогибов и впадин.

В тектоническом отношении внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы разделяются на две принципиально различные категории. Большинство составляют впадины и прогибы, в которых отсутствуют линейные складчатые деформации. Наиболее ярко выраженным представителем этой категории структур является Внутрисудетская впадина. В ее пределах слои от нижнего карбона до нижней перми включительно испытывают относительно пологое погружение (градусы, реже первые десятки градусов) от бортов к центральной части (рис. 15, 16). Вдоль бортов этой впадины пласты наклонены несколько круче, и здесь на фоне их общего моноклинального падения иногда отмечаются брахиформные, германотипные структуры. В центральной ча-

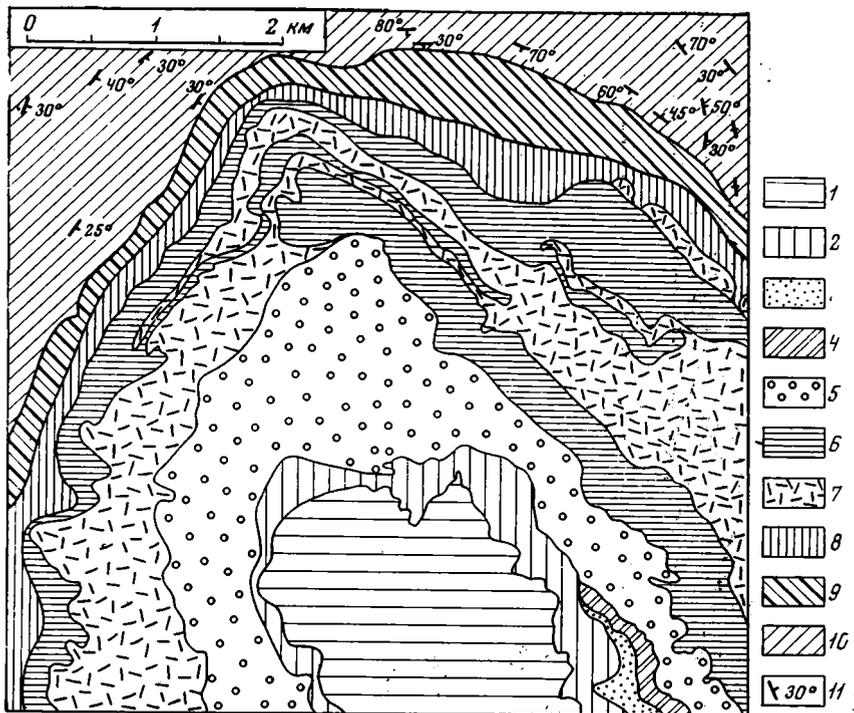


Рис. 15. Геологическая карта северной части Внутрисудетской впадины (Geologische Karte..., 1940)

1 — турон; 2 — сеноман; 3 — триас; 4 — пехштейн; 5—7 — ротлигенд: 5 — верхний, 6 — нижний, 7 — вулканогенный; 8 — вестфаль В; 9 — вестфаль А; 10 — вие-турне; 11 — углы наклона

сти Внутрисудетской впадины слои залегают очень полого, почти горизонтально.

Близкое строение имеет и Заальский прогиб. Он обладает простой синклиальной структурой, лишенной вторичных складчатых дислокаций (см. рис. 14, 17). На его крыльях слои имеют наклоны, измеряемые, как правило, первыми градусами и лишь в редких случаях вблизи разрывных нарушений — первыми десятками градусов. К центру прогиба падение слоев становится еще положе. Разрывные нарушения северо-западного простирания сильно осложняют структуру верхнепалеозойского комплекса пород, но их образование связано преимущественно с саксонскими движениями.

Аналогичная картина наблюдается и в пределах Гарца (рис. 18, 19). Г. Штилле (1964а) отмечает, что его складчатая структура на восточном крае перекрывается полого залегающими отложениями верхнего карбона, преимущественно стеофана, и только в своей нижней части относящимся к верхнему вестфалю.

Очень пологое залегание имеют верхневестфальско-пермские породы внутренних впадин Шварцвальда, Вогез, массива Морван и Армориканского. В пределах последнего в них местами наблюдаются пологие платформенные дислокации, вызванные тектоническими движениями главным образом мезозойского времени (Штилле, 1964а).

Пермо-карбоновые породы внутренних впадин северо-западной части Чешского массива имеют очень пологий наклон к северо-западу, осложненный мелкими синклиналами, чередующимися с пологими антиклиналями. Характерны многочисленные вертикальные разрывные нарушения,

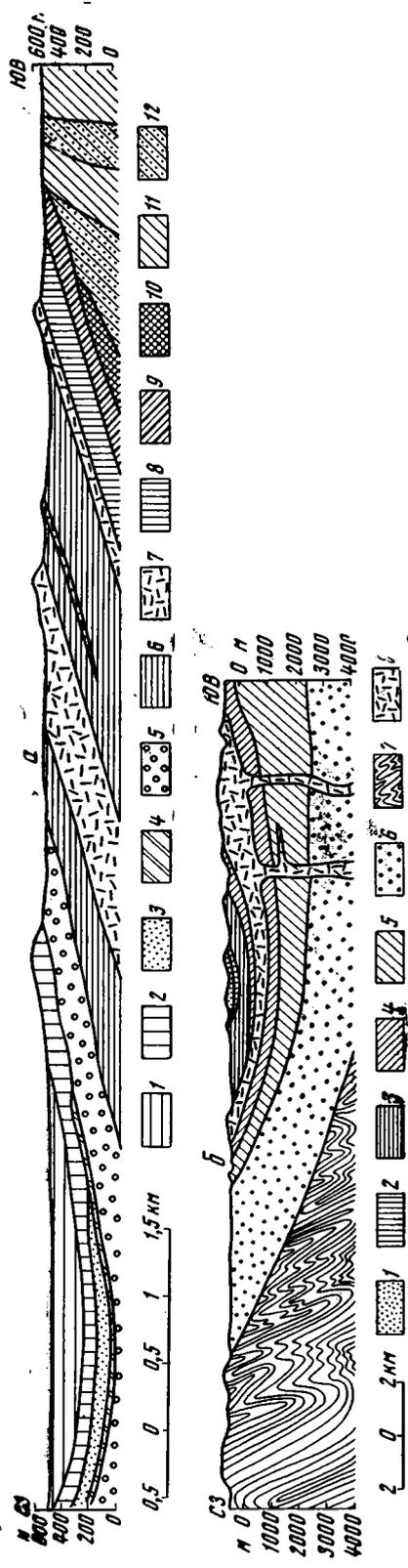


Рис. 16. Геологические разрезы через северную часть Внутрисудетской впадины

а — крупномасштабный
 (Geologische Karte..., 1940):
 1 — турон;
 2 — сенман;
 3 — триас;
 4 — цехштейн;
 5—7 — роглигенд:
 5 — верхний,
 6 — нижний.

б — среднемасштабный
 (Geologische Übersichtskarte..., 1935):
 1 — мел;
 2 — цехштейн;
 3—4 — роглигенд:
 3 — верхний,
 4 — нижний;
 5—6 — карбон:
 5 — верхний и средний
 6 — нижний;
 7 — кристаллический досреднепалеозойский цоколь;
 8 — вулканогенные образования роглигенда

7 — вулканогенный;
 8 — вестфаль В;
 9 — вестфаль А;
 10 — намюр;
 11—12 — литологические пакки ниж-
 него карбова;

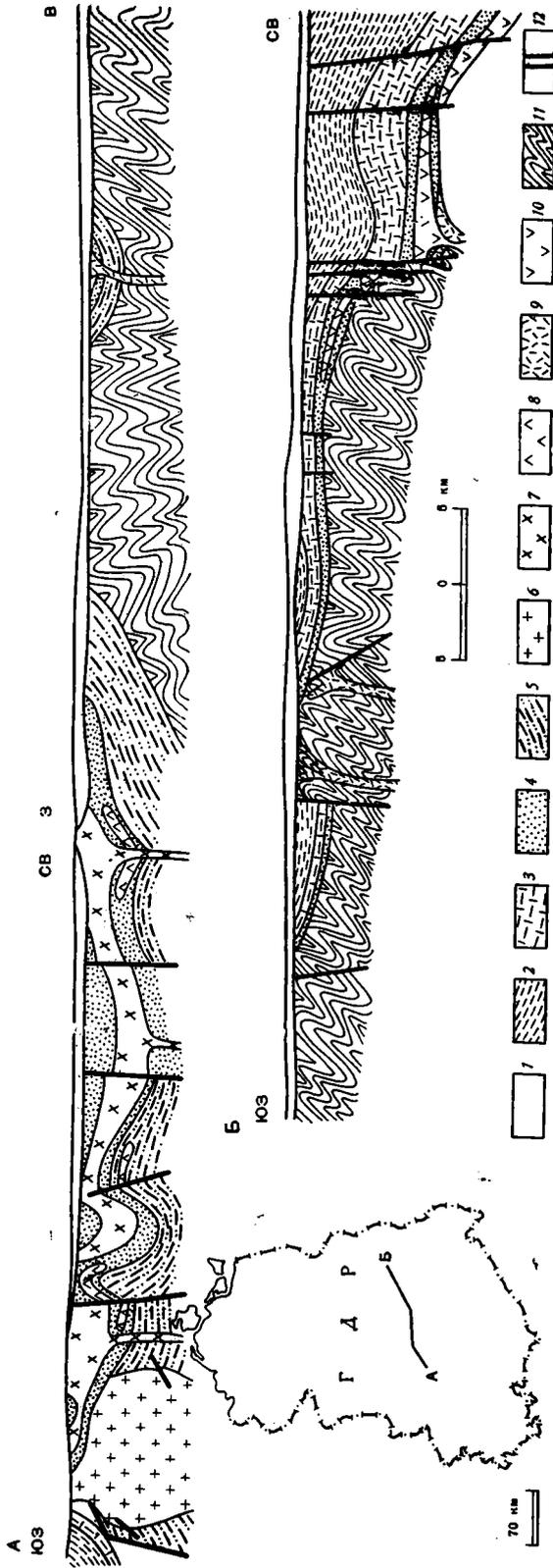


Рис. 17. Геологический разрез по простиранию Заальского прогиба (Kaizung, 1968)

перемещения по которым составляют сотни метров. Босковицкий, Бланицкий грабены и Крконошская впадина также лишены линейных складчатых дислокаций. Выполняющие их отложения образуют очень простые пологие структурные формы.

Складчатые дислокации отсутствуют и во внутренних впадинах осевой зоны Пиренеев, южного склона Кантабрийских гор и Западной Астурии. В них слои вестфали, стефана и перми испытывают пологое погружение от бортов к их центральным частям. Лишь внутренние впадины Пиренеев, входящие в состав альпийских геосинклинальных прогибов и развитые к северу и югу от осевой зоны, были подвергнуты позднейшим процессам альпийской складчатости и орогении. Е. В. Павловский (1965) указывает, что в синклинали Маньянет стефанские и выше лежащие мезозойские отложения смяты в единую систему складок, осевые плоскости которых наклонены в обратном направлении по сравнению со складками, развитыми в достефанском комплексе пород.

Вторую, значительно меньшую по количеству, категорию составляют внутренние прогибы и впадины, у которых выполняющий их комплекс пород затронут процессами складчатости. К этой категории относятся впадины Южного и Среднего Шварцвальда. Здесь, по данным Г. Штилле (1964а), развиты сравнительно пологие складки, хотя в отдельных зонах морфология их усложняется, и они сопровождаются надвигами. Породы намюр-вестфали впадины Бергауптен очень круто поставлены, сильно расплюсены, развальцованы и в них наблюдаются чешуи. Значительно более сложная складчатая структура отмечается во внутренних впадинах, выполненных породами визе в массиве Морван и северо-восточной части Центрального Французского массива (Штилле, 1964а).

Не менее интенсивно деформирован комплекс пород, выполняющий прогибы и впадины Иберийской Месеты. Например, впадина Бельмес представляет собой крутую синклинальную складку.

Сложную складчатую структуру имеют породы достефанского карбона внутренних впадин Армориканского массива (Штилле, 1964а). Не менее напряжена она во впадине о. Менорки (Штилле, 1964а).

Комплекс пород верхнего вестфали — перми, выполняющий внутренние впадины в пределах Центрального Французского массива, также местами достаточно интенсивно деформирован (особенно Великая угольная борозда и впадина Гар). В нем наблюдаются иногда достаточно сложная система линейных складок и надвиговые структуры. Очень сложную покровную структуру образуют породы стефана впадины Гар (Жинью, 1952). Во впадине Сент-Этьен угленосные слои образуют крупную синклиналь с углами падения на крыльях до 20—40°, нарушенную частыми ступенчатыми сбросами (Матвеев, 1966). Бургундская впадина в целом представляет собой меридионально ориентированную синклиналь, осложненную мелкой складчатостью и сбросами.

К отложениям платформенного чехла в Центральной Европе, по мнению практически всех исследователей, относятся породы цехштейна (верхняя пермь), принадлежащие к терригенно-соленосной формации. Наиболее типичен и тщательно изучен разрез цехштейна в Тюрингской, Субгерцинской и Южно-Германской впадинах. Здесь отложения цехштейна местами со значительным эрозионным, а нередко и угловым несогласием ложатся на различные горизонты палеозойских и допалеозойских образований, в том числе и на красноцветную молассу верхнего ротлигенда. Однако в Мейсдорфской мульде Гарца породы верхнего ротлигенда согласно перекрываются отложениями цехштейна (Steiner, 1966). Разрез отложений цехштейна обычно подразделяется на четыре цикла. Каждый цикл начинается обломочными породами, затем идут известняки, доломиты и ангидриты, после которых в полных циклах следуют каменные и калийные соли. Цехштейн I на площади Южно-Германской впадины сложен конгломератами, выделяемыми под названием белого лежа, выше

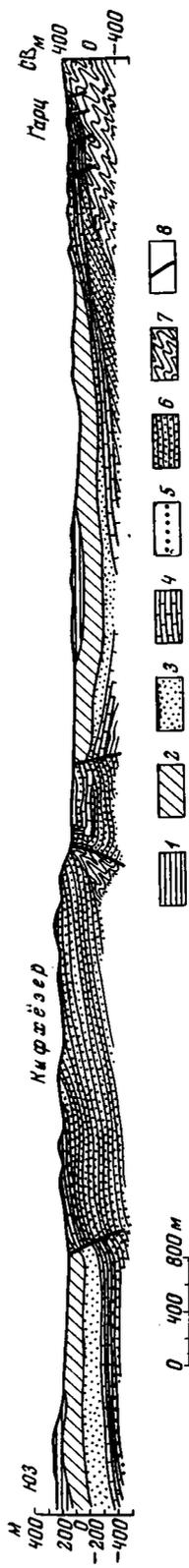


Рис. 18. Геологический разрез через Ильфельдскую мульду (Geologische Karte..., 1940)

1 — кристаллический и складчатый доверхпалеозойский покров; 2—4 — толщи роглигенда; 5 — конгломератовые, песчанниковые, глинистые; 6 — верхний роглигенд; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания слоев

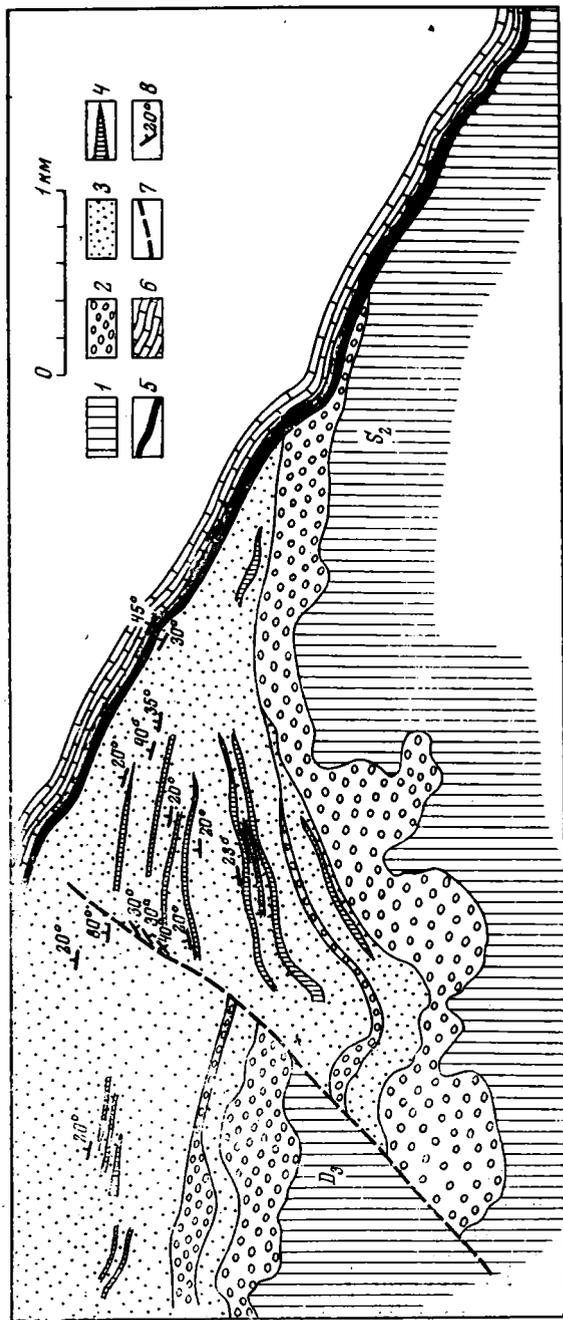


Рис. 19. Геологическая карта Мейсдорфской мульды (Steiner, 1966)

которых лежат медистые песчаники и сланцы. Максимальная мощность соли (до 400—500 м) приурочена к цехштейну II. Общая мощность цехштейна достигает 2—2,5 км.

Отложения цехштейна сменяет пестроцветно-терригенная формация бунтзандштейна (пестроцветный песчаник) нижнего триаса общей мощностью от 400 до 740 м. Выше следует доломитово-известняковая формация раковинного известняка (мушелькалька) среднего триаса мощностью до 250—280 м. Еще выше идет терригенно-карбонатная формация верхнего триаса мощностью до 550 м.

Вышележащие платформенные образования юры и мела покрывают только отдельные участки Тюрингской впадины, причем их общая мощность как правило не превышает 100 м. В пределах Субгерцинской и Южно-Германской впадин они пользуются большим распространением, и их мощность увеличивается до нескольких сот метров.

Современная структура платформенного чехла Тюрингской впадины, по данным Р. Г. Гарецкого (1972), определяется системой разломов северо-западного простирания и связанных с ними различных тектонических форм (грабены, антиклинали, синклинали и др.) того же направления. Разломы разделяют ее на ряд блоков, имеющих в среднем ширину 15—30 км. Однако в северо-западной части тюрингской впадины структуры имеют северо-восточное простирание. Отмечаются диапировые складки, связанные с соленосными толщами цехштейна. В Субгерцинской впадине развита серия почти параллельных, нередко кулисообразно расположенных, обычно узких линейных соляных антиклиналей и разделяющих плоских мульд северо-западного простирания (Löffler, 1962; Jubitz u.a., 1964).

Отложения цехштейна со стороны Северо-Германской впадины проникают на территорию Северо-Судетской и Внутрисудетской внутренних впадин, где они в формационном отношении аналогичны Тюрингской впадине.

В Западной Европе на площади Парижского бассейна выполняющий его комплекс пород начинается с отложений перми. Последние в его пределах имеют широкое площадное распространение, представляя типичный чехол, который перекрывает различные горизонты допермского кристаллического и складчатого фундамента. В юго-западной части бассейна в складчатый фундамент, возможно, входят и породы вестфальского и стефанского ярусов. Отложения перми Парижского бассейна сложены красноцветными аргиллитами, песчаниками, конгломератами, брекчиями и реже мергелями. Они представляют собой красноцветную континентальную молассу или моласоидные образования и очень близки к одноименной формации верхнего ротлигенда Вогец, Шварцвальда и других районов Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон. Однако возрастной диапазон формации здесь, по-видимому, значительно больше и скорее всего охватывает нижний, верхний ротлигенд и цехштейн, поскольку по периферии Парижского бассейна она в ряде мест связана постепенным переходом с подстилающими отложениями стефана, а в центральных частях бассейна имеются случаи ее постепенной смены отложениями нижнего триаса.

В большинстве случаев углы наклона пермских слоев невелики (до 10—15°), но местами увеличиваются до 20—50°. По породам перми в пределах Парижского бассейна отчетливо намечаются два прогиба, разделенных поднятием восток-северо-восточного простирания. На севере это Вешеровилльский прогиб с мощностями пермских отложений до 650—700 м, а на юге Жермизейский — до 1500 м. Последний на западе, отделяясь небольшой седловиной, переходит в прогибы Шато-Ландоне и Контре. На востоке Жермизейский прогиб непосредственно связан с фестоном Заальского прогиба. Прогибы Парижского бассейна разделяются поднятием Курживо-Пон1-а-Муссон, в пределах которого мощность отло-

жений перми сокращается до десятков метров, а местами они полностью выпадают из разреза. На западе Парижского бассейна отмечается еще два участка (прогибы) повышенных мощностей пермских пород северо-западной ориентировки.

Отложения триаса Парижского бассейна с перерывом налегают на подстилающие образования перми, но в ряде случаев между ними наблюдается очень постепенный переход. Породы нижнего триаса имеют более широкое распространение, чем породы перми, и за пределами распространения последних непосредственно несогласно ложатся на допермский фундамент, причем более высокие горизонты триаса занимают все большую площадь Парижского бассейна. Отложения нижнего триаса представляют пестроцветную песчаниковую, возможно молассоидную, формацию, которая сменяется типичной платформенной терригенно-карбонатной формацией среднего триаса. Пермское континентальное осадконакопление Парижского бассейна сменилось морским в триасе, причем морская триасовая трансгрессия проникла в пределы рассматриваемого региона с востока. Структурные карты, построенные по подошве пермских и триасовых образований, показывают их единый структурный план.

На юге Центрального Французского массива, по данным Е. В. Павловского (1960), пермские образования (по-видимому, верхний ротлигенд и континентальные аналоги цехштейна) резко несогласно перекрывают складчатые породы стефана или более древние образования. Они слагаются красноцветной молассой. К ней приурочены кварцевые жилы с разнообразной минерализацией. Вышележащие уже типично платформенные отложения нижнего триаса связаны с породами перми постепенным переходом.

На территории значительной части Домнонеи, западной окраины Манцеллии и Нормандии Армориканского массива платформенные образования, по данным Е. В. Павловского (1960), начинают пермские лавы, покрывающие пенепленизированную поверхность допермских образований. Вместе с ними ассоциируется массовое количество даек порфиристов и долеритов, имеющих обычно меридиональное простираение.

Первые внутренние прогибы и впадины Центральной и Западной Европы начали закладываться в начале раннего карбона (Внутрисудетская впадина и впадина Нормандии Армориканского массива) на участках земной коры, испытавших процессы бретонской или более ранних фаз складчатости и орогении. Эти процессы привели к полной консолидации накопившихся ранее пород и становлению фундамента. Прогибание Внутрисудетской впадины в турнейском и ранневизейском веках компенсировалось накоплением мощных толщ сероцветной континентальной молассы, а во впадине Нормандии Армориканского массива — преимущественно сероцветной морской молассой. Во второй половине раннего карбона процессы более поздних фаз бретонской складчатости привели к замыканию еще ряда геосинклинальных прогибов и заложению на их территории мелких внутренних впадин. К ним относятся впадины Рудных гор, Южного Шварцвальда, северо-восточной части центрального Французского и Армориканского массивов (впадина Ансеки) и Иберийской Месеты. В них накапливались толщи в основном сероцветной вулканогенной молассы, причем, если на площади Южного Шварцвальда и Рудных гор бассейн осадконакопления был преимущественно континентальным с редким проникновением морских ингрессий, то на территории впадин Центрального Французского и Армориканского массивов морские условия были ведущими. На площади Внутрисудетской впадины во второй половине визейского века начала накапливаться формация кульма. Аналогичная картина наблюдалась и во внутренней впадине Нормандии, где отлагалась карбонатная формация.

Рассматриваемые геосинклинальные формации нижнего карбона имеют широкое развитие в геосинклинальных прогибах, обычно завершая

главный этап геосинклинального развития. Во Внутрисудетскую впадину формация кульма проникла со стороны Восточно-Судетского геосинклинального трога. Тем самым, во второй половине визейского века формация кульма латерально распространилась за его пределы и вклинивалась в формации орогенного класса внутренней впадины. Аналогичное явление произошло и во впадине Нормандии, куда геосинклинальная формация проникла со стороны нижнекаменноугольных геосинклинальных прогибов Домнонеи и Манцеллии Армориканского массива.

В конце раннего карбона на территории внутренних зон герцинской Центральной и Западной Европы прошла новая волна очень интенсивных процессов судетской складчатости, которые привели на значительной территории к замыканию геосинклинальных прогибов. Лишь на очень ограниченных площадях структуры главного геосинклинального этапа продолжали развитие до намюра и их формирование завершилось процессами рудногорской складчатости. Намюрский и вестфальский века были последними отрезками времени, когда в Центральной и Западной Европе на изолированных площадях существовали условия главного этапа геосинклинального развития. К таким участкам относятся геосинклинальные прогибы Восточных Пиренеев и массива Мутумэ, где развита формация кульма, относящаяся к верхнему визе и намюру (Богданов, 1958). К низам намюра относятся верхние горизонты кульма, развитые на площади от Магдебурга до Флехтингена (Grundriss der Geologie, 1968). Г.-Р.Гертнер, А. Ватцнауер (Тектоника Европы, 1964) указывают также, что в западной части Высокого Гарца на породе визе согласно ложится намюр, развитый здесь в фациях кульма. На площади зоны Леон южного склона Кантабрийских гор Северной Испании геосинклинальная карбонатная формация (San Emiliano) продолжала формироваться в раннебашкирское время, а сланцево-граувакковая формация (de l'Esca) — в позднебашкирское (Brouwer, Ginkel, 1964).

Начиная с вестфальского века практически уже на всей территории Центральной и Западной Европы существовали условия заключительного этапа геосинклинального развития. Судетская и рудногорская фазы складчатости и орогении привели к становлению на значительных территориях фундамента. Лишь очень незначительное количество геосинклинальных прогибов не были затронуты судетской или рудногорской складчатостью и в виде сквозных внутренних прогибов и впадин продолжили свое развитие в заключительном этапе. К ним относятся намюр-вестфальские структуры запада осевой зоны Пиренеев и Каталонских береговых гор. К югу от Гарца также, вероятно, имеется небольших размеров сквозная внутренняя впадина.

За пределами геосинклинальных прогибов синхронно времени судетской и в меньшей степени рудногорской складчатости происходило интенсивное формирование синорогенных магматических образований. Процессы судетской складчатости привели к замыканию и ряда внутренних прогибов и впадин и становлению в их пределах верхнего структурного яруса фундамента. Прекратили свое развитие внутренние прогибы и впадины Рудных гор, Южного Шварцвальда, северо-восточной части Центрального Французского массива и Нормандии Армориканского массива.

В намюре, а чаще в начале вестфальского века произошло заложение еще ряда внутренних прогибов и впадин и, в частности, гигантского Заальского прогиба.

Прогибание рассматриваемых структур так же, как и погружение структур, образовавшихся в раннем карбоне, компенсировали мощные толщи преимущественно сероцветной (иногда пестроцветной) континентальной молассы. За пределами площадей, занятых внутренними впадинами и прогибами на территории доверхнепалеозойских выступов в течение намюра и вестфали происходило местами интенсивное проявление

субсеквентного магматизма. По-видимому, на ряде участков оно продолжалось и в стефанском веке и ранней перми.

В конце вестфальского века на территории впадины Ансени, зоны прогибов Шатонне-Вуфан Армориканского массива, впадины Бергауптен Среднего Шварцвальда, вестфальской впадины района Гарца, по-видимому впадин Иберийской Месеты, произошли достаточно интенсивные процессы астурийской складчатости, приведшие к прекращению их развития и превращению выполняющих их пород в верхний структурный ярус фундамента.

В стефанском, а иногда в поздневестфальском веках началось новое образование преимущественно мелких впадин, прогибов и грабенов, особенно широко охватившее территорию Центрального Французского массива. В позднем вестфале заложилась и более обширная Северо-Судетская впадина (Milewicz, 1968). В образовании внутренних прогибов и впадин Центрального Французского массива ведущее значение имела региональная система разломов преимущественно субмеридионального простирания, создавшая, в частности, Великую угольную борозду. Синхронно с временем появления вновь образованных внутренних прогибов и впадин происходило значительное расширение площади прогибания и в крупных структурах раннего заложения.

Конец вестфальского и стефанский века характеризовались накоплением сероцветной, реже пестроцветной континентальной молассы или лимнической угленосной формации. Таким образом, для большинства впадин и прогибов, заложившихся в достефанское время, стефанский век стал временем завершения накопления формации, начало образования которой приходилось на вестфальский или даже намюрский века. Только во Внутрисудетской впадине началось формирование нижней красноцветной молассы.

С раннепермского времени повсеместно прекратилось накопление сероцветной континентальной молассы или лимнической угленосной формации. В пределах всех прогибов и впадин Центральной и Западной Европы началось формирование либо красноцветной молассы, либо наземной порфировой формации раннего ротлигенда. На границе раннего и позднего ротлигенда в пределах многих внутренних прогибов и впадин наблюдались тектонические движения, носившие явно эпейрогенический характер и приведшие к локальным перерывам в осадконакоплении и незначительным угловым несогласиям. Только на территории некоторых внутренних впадин и грабенов Центрального Французского массива, в основном тяготеющих к его центральной части, по-видимому, имели место процессы локальной заальской складчатости, приведшие к их замыканию и превращению выполняющего комплекса пород в верхний структурный ярус складчатого фундамента. Особенно отчетливо она обнаруживается на юге Центрального Французского массива, где, по данным Е. В. Павловского (1960), пермские отложения (вероятно, верхний ротлигенд и континентальные аналоги цехштейна) трансгрессивно и несогласно легли на складчатые породы стефана или более древние образования. Однако наряду с заальской складчатостью в образовании структуры ряда впадин Центрального Французского массива большое значение имели более молодые мезозойские и третичные тектонические движения (Бубнов, 1935; Жинью, 1952).

В позднем ротлигенде во внутренних прогибах и впадинах Центральной Европы начала накапливаться красноцветная континентальная моласса, завершившая орогенный ряд формаций. В Западной Европе формирование красноцветной континентальной молассы продолжалось до конца пермского периода, а в осевой зоне Пиренеев даже до конца раннетриасовой эпохи.

Среди внутренних прогибов и впадин Центральной и Западной Европы очень четко намечается две структурные генерации. Первую (мень-

шую по количеству) из них составляют структуры, развитие которых завершили процессы геосинклинальной складчатости, превратившие их в синклиории, а выполняющий их комплекс пород становится верхним структурным ярусом фундамента. Орогенез в пределах этих прогибов и впадин всегда был подчиненным, не приводя к образованию обращенных антиклинорий. Время формирования этих структур было относительно кратким. Как правило, оно не выходило за пределы геологической эпохи, а чаще составляло лишь части ее. В большинстве случаев размеры таких прогибов и впадин были небольшими. Процессы складчатости связаны с судетской, рудногорской (крайне редко), астурийско-заальской, а для впадины о. Менорки, возможно, пфальцской фазами. В этой же последовательности убывает интенсивность процессов складчатости, т. е. внутренние прогибы и впадины, выполненные породами турнейского и визейского ярусов, имеют более сложную складчатую структуру по сравнению с прогибами и впадинами, выполненными на мюр-вестфальскими породами, а те, в свою очередь, более интенсивнее дислоцированы по сравнению с прогибами и впадинами, выполненными породами стефана — нижней перми.

Вторая генерация внутренних прогибов и впадин не завершила свое развитие процессами складчатости. Это так называемые посторогенные, по Г. Штилле (1964а), или постгеосинклинальные, по Ж. Обуэну (1967), структуры. Их формирование нередко шло синхронно с внутренними прогибами и впадинами, впоследствии затронутыми процессами складчатости, как, например, Заальский прогиб или Внутрисудетская впадина. Однако достаточно часто нескладчатые внутренние прогибы и впадины закладывались после отмирания складчатых внутренних прогибов и впадин, причем имеются участки, где они непосредственно накладывались на складчатые комплексы, сформировавшиеся в первой половине орогенного этапа.

Таким образом, на ряде участков области герцинской складчатости Центральной и Западной Европы в заключительном этапе геосинклинального развития существовали две независимые стадии формирования структурных элементов. В раннюю стадию образовались складчатые внутренние прогибы и впадины, а в позднюю — преимущественно нескладчатые (посторогенные) структуры. Наиболее типичными участками проявления этапности в формировании внутренних прогибов и впадин являются северо-восточная часть Центрального Французского массива, Шварцвальд и Армориканский массив.

В процессе развития нескладчатых внутренних прогибов и впадин иногда проявлялись довольно значительные по интенсивности тектонические движения блокового характера. Они приводили к перерывам в осадконакоплении и угловым несогласиям, но не образовывали складчатую структуру.

Во внутренних прогибах и впадинах с длительным развитием происходило нередко смещение оси погружения. Особенно это отчетливо видно на территории Внутрисудетской впадины. Зона максимального осадконакопления смещалась неоднократно во времени в юго-западном и южном направлениях (Будай и др., 1963; Augustyniak, 1970). Аналогичная картина наблюдалась и на территории внутренних впадин северо-западной части Чешского массива. В вестфальское и стефанское время осадконакопление было в основном сосредоточено в юго-восточной части прогибов и впадин, в то время, как в пермское время оно сместилось к северо-западу, к подножию древнего ассиантского хребта антиклинория Тёпла. В пределах Босковицкого грабена осадконакопление также началось в позднестефанское время у южной оконечности грабена, в угольном бассейне Ославани. В начале перми седиментация распространилась к северу, и грабен соединился с Крконошской впадиной.

Переход от нескладчатых орогенных структур к платформенным на ряде участков происходил очень постепенно, при достаточно последовательном разрастании площадей, вовлеченных в погружение. Каждое из последующих по возрасту более молодых стратиграфических подразделений трансгрессировало в латеральном направлении, причем на окраинах бассейнов они непосредственно перекрывают складчатый или кристаллический цоколь. Внутренние прогибы и впадины постепенно теряли свои первоначальные резкие, как правило, ограничения и приобретали структуру, близкую к платформенным синеклизам, особенно четко выраженную в пехштейне или раннем триасе. Типичным примером такого развития является Заальский прогиб.

Особенно сложные постепенные переходы орогенных структур в структуры начального этапа платформенного развития наблюдаются во времени и пространстве по периферии Парижского бассейна. В окраинных частях Армориканского и Центрального Французского массивов, Вогез и Шварцвальда, как было показано выше, имеется несколько преимущественно мелких внутренних впадин, развитие которых началось с позднего вестфала — стефана. Судя по имеющимся материалам, в это время они представляли изолированные бассейны, хотя их палеоконтур, возможно, были значительно шире современных выходов пород верхнего вестфала — стефана. Все рассматриваемые поздневестфальско-стефанские впадины тяготеют к территории современных массивов и в глубь Парижского бассейна не заходили. Такая же картина наблюдалась в начальные отрезки времени раннепермской эпохи, когда, по меткому определению С. Бубнова (1935), осадконакопление еще носило «впадинный» характер. В более поздние отрезки раннепермской эпохи этот впадинный характер для ряда участков осадконакопления постепенно стирался, и на огромной территории начал отлагаться чехол плащеобразных осадков. Внутренние впадины раскрылись в сторону Парижского бассейна, образовав единую обширную область прогибания.

Как было показано выше, пермское время для территории Парижского бассейна было началом принципиально нового этапа развития. С этого времени наступает волна обширных погружений, которые охватили огромные пространства и продолжались в последующем триасовом периоде. Погружение компенсировалось вначале комплексом пород, характерным для верхнего ряда орогенных формаций, а затем уже нормальными платформенными формациями нижнего триаса. Пермские и триасовые породы распределились на территории Парижского бассейна в виде достаточно выдержанного покрова, причем значительная дифференциация тектонических движений привела к образованию участков, характеризующихся повышенными и пониженными мощностями (прогибов и поднятий).

Вполне вероятно, что в зонах пермских прогибов Парижского бассейна развиты горизонты, которые по возрасту синхронны с горизонтами перми, имеющими впадинный характер и распространенными на территории современных массивов. А возможно, что низы этой осадочной серии принадлежат стефану или даже верхам вестфала. Об этом, в частности, свидетельствуют материалы сейсмозаписки, указывающие на присутствие местами очень мощных согласно залегающих отложений (Тектоника Европы, 1964), т. е. территория Парижского бассейна вступила в платформенный режим, когда еще в пределах прилегающих массивов происходило отмирание внутренних прогибов и впадин заключительного этапа геосинклинального развития.

Следовательно, на крайнем юго-западном окончании Заальского внутреннего прогиба и восточной и южной периферии Парижского бассейна пермские формации, венчающие эпигеосинклинальный комплекс пород, постепенно латерально сменились одновозрастными формациями, с накопления которых началось платформенное развитие (рис. 20). Этот пере-

ход очень постепенный и никакого сколько-нибудь заметного рубежа между формациями и структурами различных режимов здесь не существовало. Только при значительном удалении Заальского прогиба от Парижского бассейна удастся наметить отличительные черты строения структурных элементов, созданных разными режимами. В этом отношении очень показателен Заальский прогиб. В своей северо-восточной части он является типичной структурой заключительного этапа геосинклинального развития. В то же время в крайней юго-западной части, в районе Шварцвальда, его строение, так же как и строение внутренних

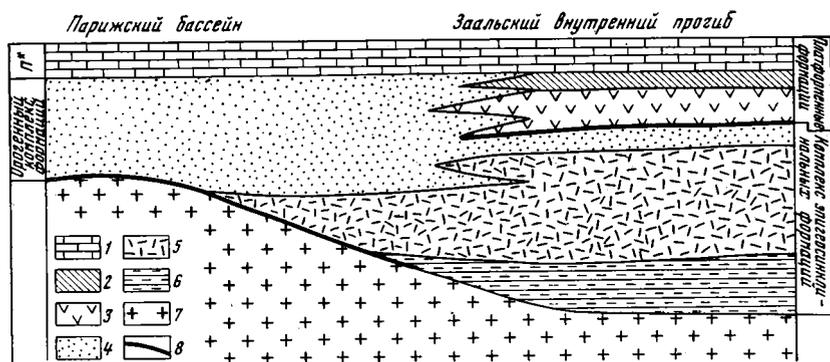


Рис. 20. Принципиальная схема соотношения эпигеосинклинальных формаций Заальского внутреннего прогиба с орогенными формациями низов разреза платформенной структуры типа синеклизы Парижского бассейна

1—6 — формации: 1 — доломито-известняковая, 2 — пестроцветно-терригенная (пестрые песчаники), 3 — терригенно-соленосная, 4 — верхняя красноцветная моласса, 5 — пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная моласса, 6 — нижняя моласса; 7 — доверхнепалеозойский фундамент; 8 — смена геосинклинальных структур платформенными

впадин Вогез северо-восточной части Центрального Французского и Армориканского массивов, близко к пермским платформенным структурам Парижского бассейна.

Близкая картина наблюдается при анализе развития внутренних впадин и грабенов Чешского массива. По-видимому, как замкнутые структуры они развивались только в вестфальское, стефанское и начальные отрезки раннепермского времени. Со второй половины раннепермского времени они раскрылись, образовав на севере Чешского массива обширную синеклизу. Впоследствии она была втянута в платформенное прогибание и почти полностью перекрыта чехлом меловых отложений.

Типичные условия платформенного режима на территории Центральной Европы наступили в цехштейновое (позднепермское) время. Трансгрессия цехштейна проникла на территорию Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон со стороны Северо-Германской впадины. Конгломераты и медистые сланцы низов цехштейна отложились в бассейне на территории Тюрингской впадины, занявшем площадь несколько шире, чем Заальский поздневарисский прогиб, а Эйхфельдское и Восточно-Тюрингское поднятия оставались сушей. В ранневерра-доломитовое время цехштейна в погружение была втянута еще большая территория. В это же время начала вырисовываться гряда Тюрингского Леса, что свидетельствует о первом проявлении северо-западного направления тектонической зональности в пределах Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон. Еще более отчетливо намечаются северо-западные направления в более поздние отрезки времени раннего цехштейна. Следовательно, уже в раннем цехштейне отчетливо проявляются северо-западные простирания, хотя преобладает еще северо-восточное направление.

Рассмотрение мощностей и фаций более высоких циклов цехштейна и триаса показывает, что преобладание герцинских северо-западных и северо-восточных направлений несколько раз сменяло друг друга во времени. Окончательно северо-западное направление утвердилось здесь с позднего кейпера. Современный структурный план платформенного чехла Тюрингской впадины был сформирован тектоническими движениями, произошедшими в конце мела.

В распределении фаций и мощностей цехштейна Субгерцинской впадины развиты не только северо-восточное, но и северо-западное направления. Причем, главная ось цехштейнового бассейна здесь была перпендикулярна направлению структурных элементов заключительного этапа геосинклинального развития. В триасе еще ощущаются северо-восточные простирания, но все более отчетливо проявляются северо-западные. Завершение северо-западных направлений в Субгерцинской впадине, как и в Тюрингской, произошло в конце позднего триаса.

На территории Южно-Германской впадины в цехштейне и триасе также главенствующую роль играли северо-восточные простирания; северо-западные простирания начали доминировать с юрского времени.

Типичный режим платформенного развития наступил на территории Западной Европы со среднетриасовой эпохи. В пределах Парижского бассейна триасовая история полностью пошла по тому же плану, который был создан в пермском периоде. Волна триасового погружения захватила ряд внутренних впадин и прогибов, где отложился относительно маломощный покров платформенных формаций. Последующие периоды платформенного режима также иногда приводили к возникновению волн погружения и формированию относительно маломощного платформенного чехла, в последующем, в большинстве случаев уничтоженного процессами денудации. Однако большинство внутренних прогибов и впадин Центральной Европы при платформенном развитии были захвачены восходящими тектоническими движениями, которые не привели к образованию на их месте плит эпигерцинской платформ.

Процессы геосинклинальной складчатости захватили меньшее по количеству число внутренних прогибов и впадин Центральной и Западной Европы. В них, как правило, отложения платформенного чехла или не откладывались, или были уничтожены последующей денудацией. Складчатая структура комплекса пород, выполняющего внутренние прогибы и впадины, на небольших по площади участках, где сохранились отложения платформенного чехла, в последних никак не отразилась.

В пределах нескладчатых внутренних прогибов и впадин выполняющий их комплекс пород и отложения платформенного чехла не имеют, как правило, принципиальных структурных отличий. Но структурные планы по ним часто не совпадают между собой. Так, современный структурный план платформенного чехла Тюрингской впадины, особенностью которого является преобладание разломной тектоники северо-западного простирания, носит в основном наложенный характер по отношению к структурам заключительного этапа геосинклинального развития. Вместе с тем, как было показано выше, палеотектонический план начального этапа платформенного развития во многом был предопределен структурными формами позднепалеозойского времени. Такие же структурные соотношения наблюдаются и в пределах Субгерцинской и Южно-Германской впадин.

Внутренние прогибы и впадины горных поясов Азии

Внутренние прогибы и впадины развиты на территории горных поясов Азии. В пределах Уральской складчатой системы комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития широко распространен на территории Магнитогорского синклинория. Значительно более мелкие внутренние впадины обнаружены на территории Восточно-Уральского и Кустанайского синклинориев (Геология СССР..., 1970; Силина, Курбежекова, 1962; Бочкарев, 1965), а в последние годы (Кузнецов, Кочуров, 1970) — на площади Мугоджар, где они распространены преимущественно вдоль крупных разломов бортовых частей Восточно-Уральского и Кустанайского синклинориев и склонов Зауральского антиклинория.

Внутренние прогибы (Лабинский, Бамбакский, восточная часть Передового хребта) распространены на площади Северного склона центральной части Большого Кавказа.

На территории Центральных Кызылкумов наиболее крупная внутренняя впадина — Северо-Букантауская, расположенная вдоль северного склона Букантауского массива. К северу от него выполняющий ее комплекс пород прослежен по данным бурения под относительно маломощным мезозой-кайнозойским платформенным чехлом. К югу от этой впадины на территории Центральных Кызылкумов имеется еще ряд более мелких внутренних впадин.

На территории Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня распространены крупные линейные прогибы: Карачатырский, Сурметашский, Восточно-Алайский, Мечетлинский, Кокшаальский и Майдантагский. В свою очередь, на площади этих прогибов известны более молодые мелкие внутренние впадины. Так, в пределах Карачатырского прогиба располагаются Оильминская, Ачисуйская, Тулейканская впадины, Сурметашского прогиба — Каравшинская и Коксуйская впадины, Восточно-Алайского прогиба — Тульчинская и Чалкуйрюкская впадины; прогиб Высоких предгорьев Алая — Мадыгенская впадина, Мечетлинского прогиба — Ханакинская впадина и т. д. В горных хребтах восточного и северо-восточного обрамлений Ферганской межгорной впадины распространены также относительно мелкие Нанайская, Западно-Карасуйская, Карасуйская, Возбутауская впадины и Кассансайский грабен.

В Чаткало-Кураминской зоне Южного Тянь-Шаня расположена очень своеобразная зона распространения мощного верхнепалеозойского вулканогенного комплекса (Кураминская подзона), а на площади Чаткальской подзоны — ряд мелких внутренних впадин. А. А. Богданов (1965) указывает, что по геофизическим данным и редким буровым скважинам вулканогенные породы кураминского типа, вероятно, образуя отдельные изолированные прогибы и впадины, распространены под мезозой-кайнозойским чехлом Сырдарьинской впадины и непосредственно переходят в вулканогенные образования нижнего карбона валериановской серии Тургая. Однако последние, по-видимому, правильнее рассматривать как образования главного геосинклинального комплекса герцинид. К комплексу заключительного этапа геосинклинального развития здесь относятся красноцветные образования верхнего палеозоя, образующего ряд мелких наложенных на валериановскую серию впадин (Богданов, 1965; Бочкарев и др., 1968).

Аналогичная зона распространения преимущественно вулканогенных образований пермо-карбона распространена вдоль южного склона Гиссара, образующих довольно крупных размеров внутренних прогиб. А. А. Богданов (1965) рассматривает эти образования также в качестве вулканического пояса, развившегося на краю Таджикского древнего массива, вдоль зоны его сочленения с герцинидами Южного Тянь-Шаня.

На территории Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы развиты крупные Токрауская впадина, Северо-Джунгарский, Южно-Джунгарский и Северо-Балхашский прогибы и более мелкие впадины, приуроченные к территории Бороталинского синклинория и Балхашского антиклинория.

В Обь-Зайсанской геосинклинальной системе известен Кендырлыкский внутренний прогиб. На площади антиклинориев главного геосинклинального комплекса здесь, так же как в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе, распространены значительно более мелкие наложенные внутренние впадины, выполненные породами верхней перми — нижнего триаса (Богданов, 1965; Матвеевская, 1969).

На территории герцинид Монголии внутренние прогибы и впадины имеются на площади Хангай-Хэнтэйской (Южно-Хэнтэйская впадина), Центрально-Монгольской, Южно-Монгольской, Южно-Гобийской и Внутреннемонгольской геосинклинальных систем (Грецкая, Моссаковский, 1969; Зайцев и др., 1969; Филиппова, 1969а, б; Зоненшайн, 1970).

Крупный верхнепалеозойско-нижнетриасовый внутренний прогиб (или, скорее, система прогибов) тяготеет к западной части Монголо-Охотского пояса, располагаясь на площади Восточного Забайкалья.

Наиболее крупные внутренние прогибы и впадины — Карачатырский, Сурметашский, Северо-Джунгарский, Северо-Балхашский, Южно-Хэнтэйская и другие, — как правило, расположены на площади развития главного геосинклинального комплекса. Мелкие впадины Гиссаро-Алая и горных поясов восточного и северо-восточного обрамлений Ферганы обычно тяготеют к указанным выше крупным орогенным внутренним или поздневарисцидским геосинклинальным прогибам, но иногда выходят за их пределы и распространены на площадях более ранней консолидации.

В подавляющем большинстве случаев комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины горных поясов Азии, резко наложен на главный геосинклинальный комплекс пород. Следует отметить, что наиболее резкое несогласие отмечается в мелких впадинах, где развиты только наиболее молодые составляющие его горизонты (обычно пермские и нижнетриасовые образования). В крупных прогибах типа верхнепалеозойского прогиба, расположенного на площади Магнитогорского синклинория, Кендырлыкского, Карачатырского и других, оно выражено менее резко. К сквозным структурам, где переход к геосинклинальным формациям главного геосинклинального комплекса совершается достаточно постепенно, относится только Северо-Балхашский прогиб (исключая периферию его северного борта).

Размеры внутренних прогибов и впадин весьма разнообразны. Наиболее крупные из них — Карачатырский и Сурметашский прогибы — достигают 350—400 км, верхнепалеозойский прогиб, расположенный на площади Магнитогорского синклинория, — 250 км при ширине, измеряемой первыми десятками километров. Чаще их длина не превышает 200 км. Нередко рассматриваемые структуры в поперечнике соизмеримы и морфологически приобретают форму впадин. В ряде случаев внутренние прогибы и впадины расположены вдоль крупных разрывных нарушений.

Современные границы внутренних прогибов и впадин горных поясов Азии достаточно определено намечаются по оконтуриванию выполняющих их формаций более древними образованиями. Однако фациальный анализ слагающих их толщ позволяет нередко наметить по остальным изолированным площадям палеоконтур значительно более крупных структурных элементов.

Внутренние прогибы и впадины горных поясов Азии характеризуются определенным набором формаций орогенного и реже формаций, более свойственных геосинклинальному классу, часто резко отличных в разных структурно-фациальных зонах. Они разделяются на три основные группы: в первой преобладают осадочные образования, во второй имеют-

ся формации, сложенные как осадочными, так и вулканогенными породами, в третьей основную роль играют вулканогенные образования.

Первой группой формаций выполняются крупные линейные прогибы Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы — Карачатырский, Сурметашский, Исфайрамский, Восточно-Алайский, Кокшаальский и Майдантагский. Главный геосинклинальный комплекс в их пределах обычно венчает карбонатная формация верхов нижнего карбона и, возможно, нижнебашкирского подъяруса среднего карбона (Соловьева, 1963; Розанов и др., 1970). Комплекс пород, выполняющий центральные части рассматриваемых прогибов, начинается флиш или флишоподобная формация, нижние горизонты которого принадлежат к верхнебашкирскому подъярису, лежащему с резким структурным несогласием на различных горизонтах более интенсивно деформированных слоев нижнего карбона. Вверх по разрезу и по латерали к бортам прогибов флиш замещается сероцветной морской молассой верхнего карбона — нижней перми (Резвой, 1959; Сеницын, 1960; Кухтиков, 1969). В Сурметашском прогибе, по данным работы Н. М. Розанова и др. (1970), наблюдается чередование флиша с сероцветной морской молассой. Среди осадочных образований встречаются подчиненные прослои вулканогенных пород. Общая мощность среднекарбового — нижнепермского комплекса пород в указанных прогибах достигает 4 км, а в Кокшаальском прогибе — даже 6 км (Брежнев и др., 1970).

Сероцветная морская моласса местами нацело выполняет рассматриваемые структуры. Она составляет комплекс пород Северо-Букантагской впадины Центральных Кызылкумов и по остаткам фауны принадлежит верхнебашкирскому подъярису — низам верхнего карбона (Лихачев и др., 1961, 1963; Пятков и др., 1963; Соловьева, 1963). В ее строении принимают участие конгломераты, перемежающиеся с гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями и линзами известняков. Общий цвет пород серый, зеленовато- и розовато-серый. В верхней части разреза формации отмечается пластовое тело эффузивов типа спилитов. Осадочные образования местами прорываются дайками диабазовых порфиритов (Соловьева, 1963). В зоне контакта с интрузивными телами осадочные образования испытали значительный контактный метаморфизм. Мощность сероцветной морской молассы в Северо-Букантагской впадине достигает 5 км (Пятков и др., 1967).

На территории верхнепалеозойского прогиба Магнитогорского синклинория известно несколько мелких впадин (рис. 21), выполненных красноцветной континентальной молассой нижнего триаса (Архангельский и др., 1968). Она залегает с угловым несогласием на пестроцветной терригенно-карбонатной формации или красноцветной карбонатной молассе, а местами непосредственно перекрывает различные формации главного геосинклинального комплекса пород. По данным Н. И. Архангельского, Г. И. Валухина, Л. А. Улусова и В. П. Шатрова (1968), красноцветная континентальная моласса представлена пестроцветными (преимущественно красноцветными) валунно-галечными агломератными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и глин. Мощность формации не превышает 300 м.

Мелкие внутренние прогибы и впадины, очень часто фигурирующие в литературе под названием «красных мульд» Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы, выполненные пермскими (возможно, иногда и верхами верхнего карбона) и нижнетриасовыми отложениями, образуют самостоятельную группу структур, не связанную с распространением здесь среднекаменноугольно-нижнепермских крупных линейных орогенных прогибов. Чаще в их строении принимает участие пестроцветная континентальная моласса. Например, на площади высоких предгорий Алая расположена Мадыгенская впадина. Ее составляет пестроцветная континентальная моласса верхней перми — нижнего триаса (мады-

генская свита), залегающая резко несогласно на различных горизонтах палеозоя (Сикстель, 1960а, б, в; Розанов, 1969; Розанов и др., 1970). В строении формаций принимают участие конгломераты, песчаники и глины с невыдержанными пластами угля до 0,5 м мощности. Отложения мадыгенской свиты образуют несколько мелких изолированных выходов (рис. 22) и резко несогласно перекрываются отложениями верхнего триаса или юры. Северный наиболее крупный из выходов скрывается под отложениями мела и кайнозоя Ферганской впадины. Мощность пестроцветной континентальной молассы в Мадыгенской впадине достигает 350 м.

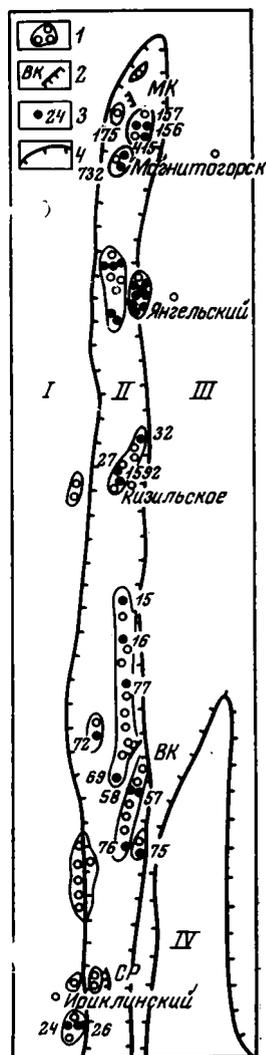
Вторая группа формаций, состоящая из осадочных и вулканогенных пород, наиболее полно выражена в Кендырлыкском прогибе Обь-Зайсанской геосинклинальной системы. На его площади, по данным Г. П. Клеймана (1960, 1964) и А. Л. Матвеевской (1969), главный геосинклинальный комплекс завершает зеленато-серая морская песчанико-алевролитовая формация с туфами и известняками нижневизейского подъяруса нижнего карбона. На нее или на более древние деформированные слои резко несогласно ложится наземная андезитовая формация намюра — нижней части среднего карбона (буконьская свита). В ее нижней части преобладают грубообломочные агломератовые туфы среднего состава с фиолетовой или реже зеленой окраской, туфы андезитовых порфиритов и лорфиров и туфолавы. Верхняя часть формации состоит из андезитов, дацитов, базальтовых порфиритов и туфов кислого состава. Общая мощность наземной андезитовой формации достигает 1,8—2,5 км.

Выше с угловым несогласием наземную андезитовую формацию перекрывает лимническая угленосная формация верхней части среднего карбона — верхней перми и, возможно, нижнего триаса. Она состоит из конгломератов, песчаников, аргиллитов, перемежающихся с пластами каменного угля и горючих сланцев. Ее мощность колеблется в пределах 1,2—3,1 км.

Венчает разрез Кендырлыкского прогиба континентальная угленосная моласса, обнимающая все три отдела триаса и нижнюю юру (Клейман, 1960; История нижнемезозойского..., 1961). Она с небольшим несогласием перекрывает породы перми или низов нижнего триаса. В ее строении принимают участие серые и бурые плотносцементированные конгломераты, глинистые сланцы, сланцеватые глины и углистые аргиллиты. В верхней части отмечаются пласты андезитов и туфов кислых эффузивов. Мощность формации — 2 км.

Рис. 21. Схема распространения отложений нижнего триаса на площади Магнитогорского синклинория (Архангельский и др., 1968)

1 — поля распространения отложений нижнего триаса; 2 — обнажения и развалы отложений нижнего триаса в районах: БК — Каменного лога, СР — Соленого ручья, МК — оз. Мулдак-Куль; 3 — скважины, вскрывшие отложения нижнего триаса; 4 — граница антиклинальных и синклинальных зон Магнитогорского синклинория — антиклинальные: I — Иреничская, IV — Ащebutакская; синклинальные: II — Кизильская, III — Магнитогорская



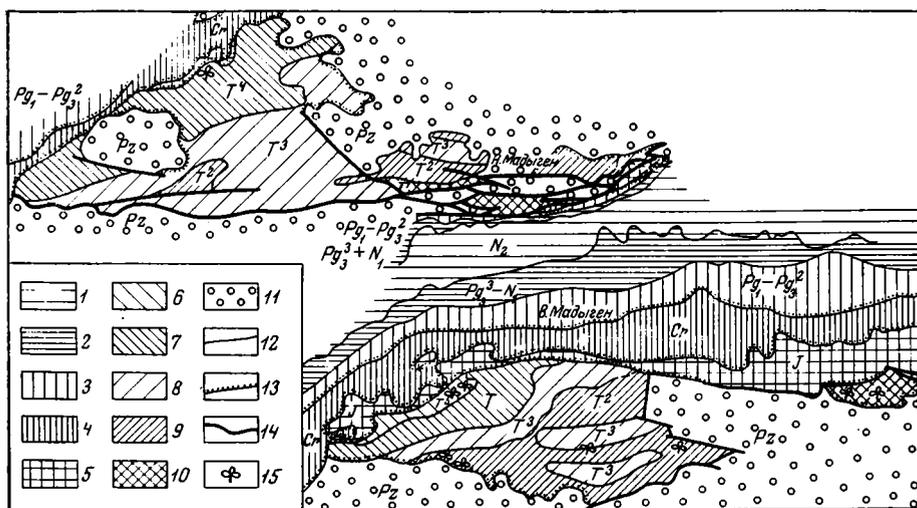


Рис. 22. Геологическая карта района урочища Мадыгын (Добрускина, 1970)

1 — плиоцен; 2 — верхний олигоцен — миоцен; 3 — палеоцен, эоцен нижний и средний олигоцен; 4 — мел; 5 — юра; 6—10 — литологические пачки мадыгенской свиты (триас): 6 — коричнево-то-серая, 7 — верхняя сероцветная, 8 — пестроцветная, 9 — нижняя сероцветная, 10 — темно-цветная; 11 — палеозой; 12 — граница нормального стратиграфического контакта; 13 — граница трансгрессивного залегания отложений; 14 — линия тектонического контакта; 15 — важнейшие местонахождения растительных остатков

Третья группа формаций орогенного класса, где развиты преимущественно вулканогенные породы, наиболее полно представлена в Кураминской зоне юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Их подстилает карбонатная формация верхнего девона — нижнего карбона. На ее деформированные слои резко несогласно ложится наземная андезитовая формация намюра — верхнего карбона (Кнауф, 1966).

Верхнюю часть разреза Кураминской зоны составляет наземная порфировая формация, резко несогласно перекрывающая значительно более интенсивно дислоцированные слои карбона. Ее нижние горизонты относятся к низам нижней перми. Верхний возрастной предел определяется в настоящее время неоднозначно. По флористическим остаткам венчающая вулканогенный комплекс кызылсууринская свита отнесена к нижнему триасу (Сикстель, Яснович, 1960, 1962). Однако по данным абсолютного возраста (Лаверов и др., 1964) верхняя возрастная граница магматических образований, прорывающих осадочные породы, в которых была найдена флора, не выходит за пределы нижней перми. Последнее заключение представляется более предпочтительным, поскольку флористические остатки, приводимые Т. А. Сикстель, имеют плохую сохранность и, по устному сообщению И. А. Добрускиной и С. В. Мейена, мало пригодны для объективного суждения о возрасте вмещающих слоев. Свиты, слагающие вулканогенный комплекс Кураминской зоны, часто разделены поверхностями несогласий, из которых основным является, как указано выше, на границе формаций (между карбоном и пермью). Общая мощность выполняющего зону комплекса вулканогенных пород достигает, по данным Н. П. Васильковского (1952), 6 км, а по материалам Х. М. Абдуллаева и соавторов (1958) — 10 км.

Однако суммарная мощность рассматриваемого комплекса пород, взятая в каждом отдельном разрезе, возможно, меньше этих цифр, так как слагающие формации вулканогенные свиты имеют линзовидные залегания (рис. 23).

На юго-востоке Кураминской зоны В. А. Буш (1970 г.) отмечает замещение вулканогенного комплекса поясом красноцветных, местами сероцветных моласс, частью прибрежно-морского генезиса, имеющих относительно небольшую мощность (до 700 м) и по возрасту относящихся к верхнему карбону — перми.

Интрузивные образования, как правило, распространены на площади внутренних прогибов и впадин Горных поясов Азии, сложенных вулканогенным комплексом пород. Так, в Кураминской зоне выделяются три возрастные генерации интрузивных образований (Абдуллаев и др., 1958), синхронных формациям орогенного класса. К первой генерации (конец нижнего — верхний карбон) относятся крупные батолиты, размещенные в ядрах антиклинальных структур. Они состоят из пород повышенной основности, гранодиоритов, биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов и аляскитоидных гранитов. Вторую генерацию (нижняя пермь) составляют малые порфиновые интрузии. И, наконец, третью генерацию составляют посленижнепермские, но доюрские дайковые тела. Они состоят из кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров, альбитофиров и других субщелочных пород группы ультраосновных пород и группы средних и основных пород.

Напротив, в пределах внутренних прогибов и впадин, в которых основную роль играют осадочные породы, интрузивные образования встречаются значительно реже и распространены главным образом на площади смежных довернепалеозойских выступов.

Верхнепалеозойские интрузивные образования горных поясов Азии принадлежат формации крупных гранитных «батолитов», как правило, комагматических и синхронных наземной порфировой формации. Достаточно часто «батолитовые» интрузии гранитоидов развиваются и без сопутствующей порфировой формации. Для орогенного класса здесь также типичны две формации субсеквентных посторогенных малых интрузий: одна — производная гранитной магмы (часто субщелочного или щелочно-го состава) и вторая — производная базальтовой магмы.

Комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины, в большинстве случаев не имеет принципиальных структурных несогласий. Он может быть целиком выделен в качестве самостоятельного единого структурного яруса. В нем хотя и наблюдаются перерывы в осадконакоплении и даже угловые несогласия, но все они вызваны в основном, по-видимому, вертикальными движениями, приводящими к подъему отдельных участков дна бассейна и кратковременному прекращению в их пределах накопления осадков. Эти перерывы не имеют большого структурного значения. Такие несогласия отмечаются внутри разреза Токрауской впадины, Кендырлыкского прогиба и т. д. Исключение составляет комплекс пород, выполняющих Кураминский прогиб. В нем отмечается два резких структурных несогласия (в основаниях шурабсайской и кзылнуриной свит), позволяющих выделить в этом комплексе три структурных яруса.

Резкое структурное несогласие между орогенными формациями намечается также в случае, когда позднеорогенные впадины краткого развития накладываются на раннеорогенные структуры. Тогда в подошве комплекса позднеорогенных структур проходит резкое структурное несогласие и крупный стратиграфический перерыв, отделяющие их от комплекса пород ранних орогенных прогибов и впадин. Так, комплекс пород (обычно пермский и нижнетриасовый) мелких впадин Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы всегда с резким структурным несогласием перекрывает средне-верхнекарбонные и нижнепермские породы, выполняющие крупные линейные прогибы типа Карачатырского и Сурметашского. Крупное структурное несогласие отмечается в основании мелких нижнетриасовых впадин, располагающихся на площади верхнепалеозойского прогиба Магнитогорского синклинория. В этих слу-

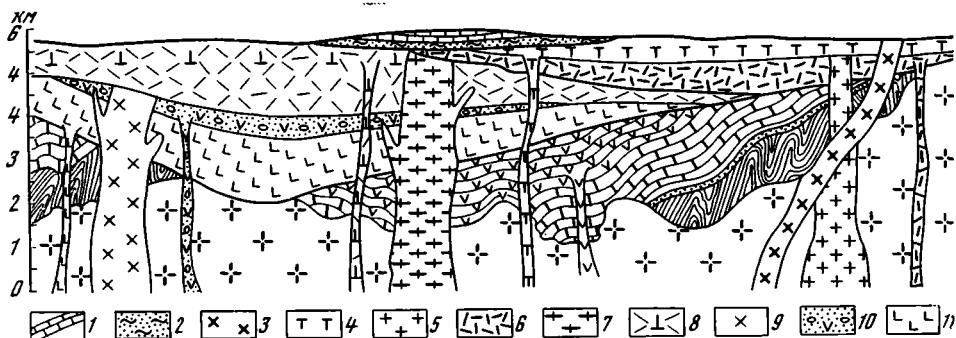


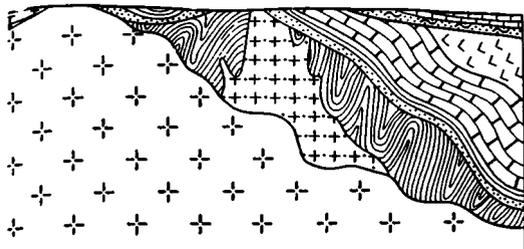
Рис. 23. Схема взаимоотношений магматических образований Кураминского хребта (Особенности структур..., 1968)

чаях комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития разделяется на два резко отличных по степени деформированности структурных яруса.

Большинство внутренних прогибов и впадин горных поясов Азии имеют сложную линейную складчатую структуру. Особенно она характерна для крупных глубоких линейных прогибов. В наиболее типичном из них — Карачатырском прогибе — верхнепалеозойские породы, по данным Д. П. Резвога (1959), собраны в серию складок простого строения. Характерны широкие пологие синклинали (наклоны слоев первые десятки градусов), разделенные крутыми, сильно пережатыми антиклиналями. В структуре прогибов большое значение имеют надвиги и покровы, амплитуда которых достигает 10—12 км, а в отдельных случаях (Тегермачский покров) — до 20 км (Поршняков, 1960). В. С. Буртман и В. Л. Клишевич (1971) пишут о сложной системе вертикальных и горизонтальных складок в верхнепалеозойском комплексе крупных прогибов Южного Тянь-Шаня.

Меньшая часть внутренних прогибов и впадин характеризуется достаточно простой структурой. Линейные складчатые деформации в них отсутствуют, и выполняющий их комплекс пород образует синклинали, местами осложненную прерывистыми германотипными дислокациями. К этой категории структур относятся практически все мелкие пермско-нижнетриасовые прогибы и впадины Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы и нижнетриасовые впадины Магнитогорского синклинория. Например, в пределах Ханакинской впадины породы перми и нижнего триаса, по данным М. М. Кухтикова (1969), залегают очень спокойно, почти горизонтально, образуя или едва выраженные мульды, или пологие моноклинали (рис. 24а, б, в). Наклоны слоев в этих структурах в большинстве случаев равняются 10—15°, очень редко достигая 30—50°. Большое значение имеют многочисленные разрывные нарушения, близ которых углы наклона увеличиваются до 70—80°. В долине р. Ширкент рассматриваемые породы слагают очень узкие клинья, тектонически зажатые среди более древних образований. Во всех случаях такие клинья имеют моноклиналиное строение.

В мелких впадинах, развитых на площади Магнитогорского синклинория и выполненных красноцветной молассой нижнего триаса, слои от бортов погружаются к их центральным частям под углами, не превышающими 20—25°, образуя пологие синклиналильные изгибы (Архангельский и др., 1968).



- 1 — палеоген;
- 2 — верхний мел;
- 3 — предъюрские гранитоиды;
- 4 — кислые эффузивы кызылнуринской свиты;
- 5 — предверхнепермские гранитоиды;

- 6 — кислые эффузивы шурабсайской свиты нижней перми;
- 7 — преднижепермские гранитоиды;
- 8 — кислые эффузивы оясайской свиты верхнего карбона;
- 9 — верхнекарбонные гранитоиды;
- 10 — отложения сарысюнской свиты верхнего карбона;
- 11 — эффузивы акчинской свиты верхнего карбона;
- 12 — среднекарбонные гранодиориты кураминского типа;
- 13 — эффузивы минбулакской свиты среднего карбона;
- 14 — известняки, доломиты нижнего карбона — верхнего девона;
- 15 — нижне-среднедевонские отложения;
- 16 — каледонские гранитоиды;
- 17 — силурийские сланцы

Относительно простой нескладчатой структурой отличается и довольно крупный Кендырлыкский прогиб Обь-Зайсанской геосинклинальной системы (рис. 25а, б). Юго-западное крыло прогиба характеризуется пологим (15—20°) залеганием слоев. Северо-восточное крыло осложнено системой разломов, около которых наблюдается повсеместное крутое залегание пород (60—80°) с нередким опрокидыванием их к юго-западу.

В отдельных внутренних прогибах и впадинах горных поясов Азии наблюдается изменение их внутренней структуры в пространстве или по разрезу. Так, осевая зона и южный борт Северо-Балхашского прогиба отличаются достаточно сложной складчатой структурой (Трифонов, 1967). Здесь развиты асимметричные коробчатые синклинали, ступенчатые складки, грабен-синклинали и грабены. Большое значение в общей структуре играют различные типы разрывных нарушений, с которыми парагенетически связаны крутые приразломные антиклинальные и синклинали складки. В центральной части северного борта прогиба складчатая структура резко упрощается, и верхнепалеозойский вулканогенный комплекс пород залегает на обширных пространствах очень полого, местами практически горизонтально, разделяясь флексуобразными изгибами (Коптева, 1964; Кошкин, 1964).

В Кураминской зоне породы среднего — верхнего карбона дислоцированы достаточно интенсивно. Значительно более простая структура наблюдается в вулканогенных формациях перми. В породах шурабсайской свиты развиты пологие и простые складки и еще более пологие в отложениях кызылнуринской свиты, вследствие чего местами структурное несогласие с вышележащими платформенными образованиями юры и мела постепенно исчезает. По степени смятия пермские вулканогенные толщи резко отличны от более древних средне-верхнекаменноугольных образований и, наоборот, очень близки к мезозойским третичным отложениям, развитым здесь же (Васильковский, 1952).

Отложения платформенного чехла на территории горных поясов Азиатского сектора имеют ограниченное распространение. Наиболее древние их горизонты, принадлежащие, по-видимому, к верхней перми, известны на территории Илийской впадины, где они слагают нижнюю часть разреза сероцветной континентальной угленосно-терригенной формации. Здесь по данным глубоких разведочных скважин выше дислоцированных песчаников нижней перми с резким структурным несогласием налегают темно-серые и серые алевриты и песчаники со спорово-пыльцевым

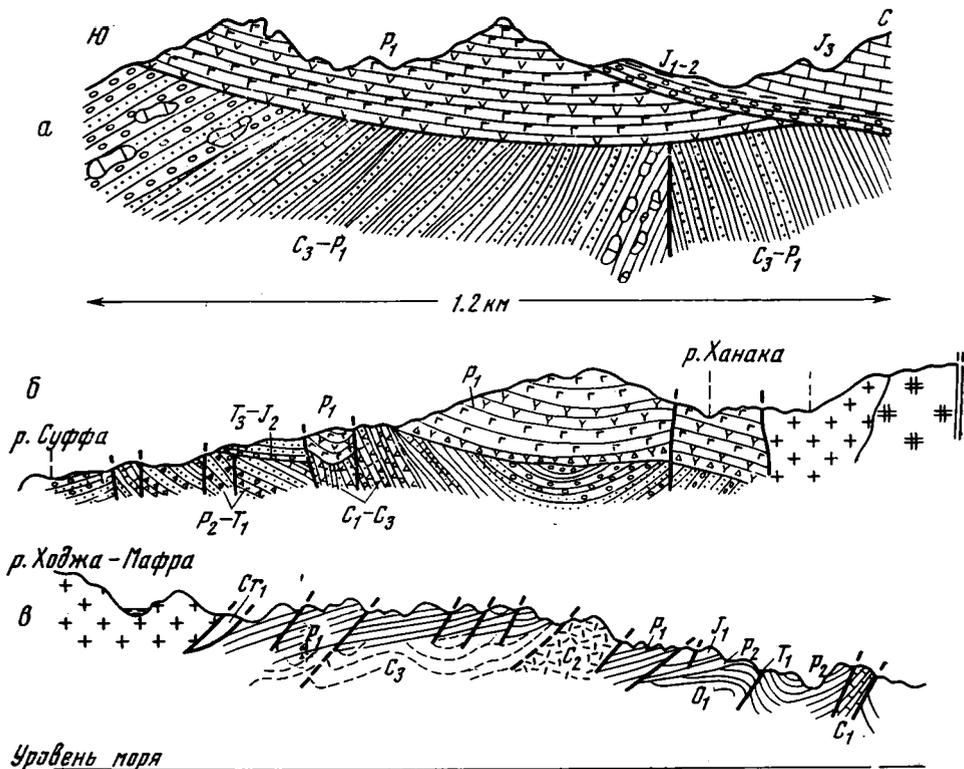


Рис. 24. Характер деформаций слоев в мелких внутренних впадинах Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы (Кухтиков, 1969)

а — в верховьях р. Кайрак; б — правобережье р. Ханака; в — в междуречье Ханака — Суффа

комплексом верхней перми общей мощностью до 366 м (Кумпан, 1966). Вышележащую часть континентальной сероцветной угленосно-терригенной формации Илийской впадины составляют палеонтологически доказанные отложения верхнего триаса и юры (Жаймин и др., 1968; Шалабаев, Мухамеджиев, 1968).

В основании осадочного чехла Ферганской межгорной впадины буровыми скважинами вскрыты, по данным А. А. Арипова и др. (1970 г.), сероцветные угленосные терригенные породы с микрофауной швагеринового горизонта нижней перми. Они слабо дислоцированы и по степени уплотнения и характеру залегания близки к вышележащим отложениям средней юры.

В чехол Ферганской впадины, а также Кучарской, Урумчинской и Турфанской впадин Северо-Западного Китая, по данным В. А. Буша и др. (1970), вероятно, также входит красноцветная континентальная молассоидная формация верхней перми — нижнего триаса. Характер площадного распространения нижнепермских и верхнепермско-нижнетриасовых образований, их соотношениях между собой, с вышележащими платформенными отложениями мезозоя и близкими по возрасту и формационному составу толщами пород, венчающими разрез внутренних впадин Тянь-Шаня, еще во многом неясен. Возможно, они имеют достаточно широкое распространение в пределах указанных впадин, почти повсеместно начиная разрез их платформенного комплекса пород. Для Ферганской впадины это предположение подтверждается материалами сейсморазведки (Мелькановицкий и др., 1969) и вероятным присутствием здесь докембрийского срединного массива (Макарычев, 1970).

На территории Ферганской межгорной впадины заведомые отложения платформенного чехла начинается пестроцветная континентальная терригенная формация верхнего триаса, распространенная только в районе урочища Камаш-Баши (Брик, 1941; Сикстель, 1958). В ее строении принимают участие пестроцветные глины, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты, залегающие резко несогласно на различных горизонтах палеозоя. Мощность формации здесь достигает 135 м. В средней части юго-западного борта Балхашской межгорной впадины в зоне погружения палеозойских структур Чу-Илийского антиклинория под покровом меловых отложений, по данным Т. М. Азизова и др. (1970), обнаружена буровыми скважинами мульда небольших размеров (15×12 км), выполненная палинологически охарактеризованными породами среднего — верхнего триаса. Последние также принадлежат пестроцветной континентальной терригенной формации мощностью до 200 м. Верхнетриасовые образования близкого формационного облика участвуют в строении Кавакской, Алакольской и Джунгарской впадин (Жаймин и др., 1968), причем в последней, по данным М. И. Варенцова и др. (1962), бурением обнаружены и более древние горизонты триаса, предположительно по остаткам флоры относящиеся к его нижнему и среднему отделам. Мощность триасовых образований Джунгарской впадины М. И. Жайминым и др. (1968) оценивается в 1,7 км.

Близкие по возрасту и составу образования известны и в пределах горных поясов Гиссаро-Алая, где они сохранялись в виде мелких изолированных покровных пятен, непосредственно перекрывая различные горизонты палеозойского комплекса пород (Кухтиков, 1969).

Значительно более широкое распространение имеет сероцветная континентальная угленосно-терригенная формация верхов верхнего триаса (рэта) — юры. Она почти повсеместно начинается платформенный чехол на территории Ферганской впадины и прилегающих горных поясов Гиссаро-Алая и Кураминского хребта. Эта же формация начинается платформенный чехол на большей части территории Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (Алакольская впадина и т. д.). Ее мощность обычно не превышает первые сотни метров и только на территории Алакольской впадины достигает 600—1000 м (Шахов, Жаймин, 1969).

Отложения платформенного чехла на территории горных поясов Азии местами достаточно интенсивно деформированы процессами эпиплатформенного орогенеза. Особенно интенсивные деформации отмечаются по периферии Ферганской, Илийской, Алакольской впадин и других площадей, непосредственно примыкающих к подножиям горных хребтов. При удалении от последних интенсивность дислоцированности, как правило, резко затухает, и в отложениях чехла появляются нормальные платформенные структуры. В. А. Буш, Л. Г. Кирюхин и Ф. Е. Сеницын (1971 б) отмечают случаи (Бороталинский синклиорий и др.) согласного залегания орогенного и платформенного комплекса пород.

Мезозойско-кайнозойский платформенный покров Магнитогорского синклинория залегают очень полого, в большинстве случаев практически горизонтально. Однако на площади южных платформенных депрессий поверхность доверхнетриасового фундамента местами по разрывным нарушениям испытывает ступенчатые перепады в залегании. Отложения платформенного чехла в зонах этих разломов имеют крутые флексуобразные изгибы, углы наклона слоев в пределах которых измеряются 15—25°, а на площади Кайрактинской депрессии — до 40—60°. Иногда здесь развиты мелкие, но достаточно крутые складки.

В Кендырлыкском прогибе Обь-Зайсанской геосинклинальной системы платформенные отложения мела полностью повторяют структурный рисунок, выполняющий прогиб орогенных формаций верхнего палеозоя — нижней юры. Они развиты в центральной части прогиба, где наклон

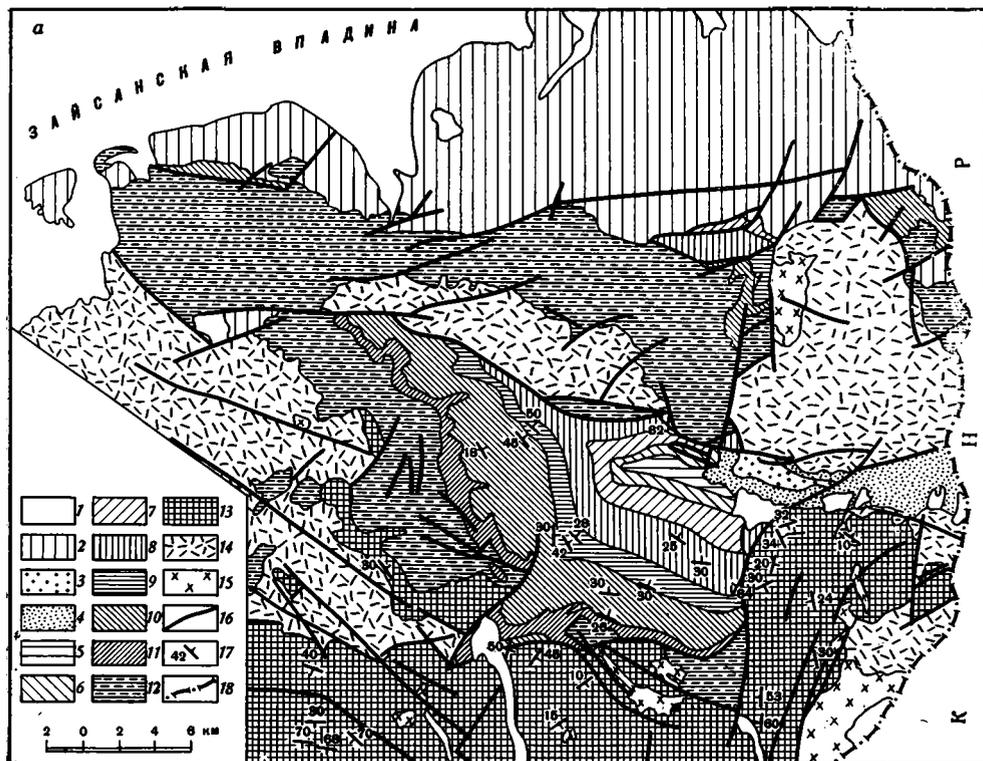


Рис. 25. Геологическая карта (а) и геологический разрез (б) Кендырлыкского прогиба (Г. П. Клейман и др., 1960 г.)

1 — антропоген; 2 — меловой, палеогеновый и неогеновый чехол Зайсанской впадины; 3 — миоцен; 4 — палеоген; 5 — верхний мел; 6 — нижний мел; 7 — верхний триас — нижняя юра; 8 — нижний — верхний триас; 9—10 — пермь: 9 — верхняя, 10 — нижняя; 11—13 — карбон. 11 — средний — верхний, 12 — средний, 13 — нижний; 14—15 — интрузивные породы: 14 — среднепалеозойские, 15 — верхнепалеозойские; 16 — основные разломы; 17 — углы наклона слоев; 18 — государственная граница

их слоев не превышает первые десятки градусов. Резко несогласно на породах мела, нижней юры — верхнего палеозоя или более древних образований покоятся отложения палеоген-антропогена, залегающие практически горизонтально и образующие самостоятельный структурный ярус.

На территории горных поясов Азии начало формирования внутренних наложенных прогибов и впадин приходится на середину визейского века раннего карбона. В это время в пределах Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы заложилась Токрауская впадина, на площади в общем совпадающей со среднепалеозойским геосинклинальным прогибом, испытывавшим в предсредневизейское время умеренную по интенсивности складчатость. Несколько позже в позднем визе начал формиро-

ваться Северо-Балхашский прогиб. Еще позднее в конце визейского века произошли главные фазы складчатости, приведшие к замыканию Обь-Зайсанских геосинклинальных прогибов. На складчатом основании среднепалеозойских прогибов с намюрского века заложился Кендырлыкский внутренний прогиб, а в пределах Срединного Тянь-Шаня началось формирование мощнейших вулканогенных серий Кураминской зоны. Однако следует отметить, что одновременно с накоплением орогенного комплекса пород на ряде площадей горных поясов Азии продолжалось образование главного геосинклинального комплекса. К ним М. М. Кухтиков (1969) относит Мечетлинскую и Байсук-Кшутскую зоны, где в течение раннего и среднего карбона продолжалось непрерывное накопление терригенно-вулканогенных геосинклинальных формаций.

В конце раннего карбона произошла интенсивная складчатость на территории Монголо-Охотского пояса, и со среднего карбона здесь начал формироваться крупный внутренний прогиб или группа прогибов. В пределах герцинских поясов Монголии процессы главной складчатости также проявились в основном в конце раннекаменноугольной эпохи, а заложение внутренних прогибов и впадин пришлось на среднекаменноугольную эпоху, хотя основной этап их развития падал на пермский период. Несколько позже на границе нижне- и верхнебашкирского времени имели место интенсивные процессы складчатости на территории Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы, вслед за которыми произошло заложение крупных линейных внутренних прогибов (Соловьева и др., 1965).

В середине среднего карбона на территории Магнитогорского синклинория Урала произошла умеренная по интенсивности фаза складчатости, приведшая к замыканию геосинклинального прогиба. По-видимому, во второй половине московского века здесь на площади геосинклинального прогиба начал формироваться внутренний прогиб. В московский век произошло заложение Северо-Джунгарского прогиба, а в начале позднего карбона на территории Бороталинского синклинория — мульд и грабенов, причем формирование главного геосинклинального комплекса закончилось на территории Северо-Джунгарского синклинория в башкирском веке, а на территории Бороталинского синклинория — в московском веке. Синхронно с формированием комплекса пород заключительного этапа геосинклинального развития на территории Балхашского антиклинория Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы шло накопление вплоть до конца раннепермской эпохи алевритово-песчаниковой формации главного геосинклинального комплекса (Бахтеев, Филатова, 1969). Только в конце раннепермской эпохи здесь произошло заложение Саякской внутренней впадины, в которой кратковременно накапливались относительно маломощные формации орогенного класса. Столь длительное развитие на территории горных поясов Азии испытал еще Ясский геосинклинальный прогиб Ферганского хребта, в котором накопление флиша продолжалось почти до конца раннепермской эпохи (Тихонов, 1948; Сеницын, 1960). Образование главного геосинклинального комплекса на территории западной части северного склона Гиндукуша также продолжалось почти до конца раннепермской эпохи (Колчанов и др., 1971). Еще позднее до конца позднепермской эпохи, а возможно, и в начале ранне-триасовой эпохи продолжалось формирование главного геосинклинального комплекса в прогибах (в частности, в Солонкерском Внутримонгольской складчатой системы), протягивающихся вдоль северного края Корейско-Северо-Китайских байкалид (Борзаковский, Суетенко, 1970).

Прогибания внутренних прогибов и впадин горных поясов Азии компенсировали различные формации орогенного и значительно реже геосинклинального классов. В процессе своего развития многие из рассматриваемых структурных элементов испытывали по всей площади или на отдельных ее частях кратковременные подъемы, приводящие к полному

или частичному прекращению осадконакопления. Эти перерывы, вызванные, по-видимому, в основном вертикальными тектоническими движениями, не приводили к существенным структурным изменениям. Только в развитии Кураминской зоны достаточно отчетливо фиксируются две фазы складчатости, вызванные горизонтальным стрессом, приведшим к существенному изменению во времени его структурного рисунка.

Одновременно с развитием внутренних прогибов и впадин, главным образом на площадях смежных выступов, произошло образование различного типа интрузивных тел. На территории Кураминской зоны Г. И. Макарычев и М. Д. Гесь (1971) выделяют до пяти фаз внедрения с нарастанием во времени кислотности и щелочности от нормальных и умеренно-кислых гранитоидов до ультракислых и пересыщенных щелочами гранитов. Замыкание внутренних крупных прогибов и впадин началось в пермском периоде и связано с локальными проявлениями на их площадях процессов складчатости. Они привели к достаточно интенсивной дислоцированности пород, выполняющих внутренние прогибы и впадины, и превращению последних в синклиории и становлению на их площадях складчатого фундамента. По-видимому, со второй половины раннепермской эпохи на территории Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы началась новая волна образования мелких внутренних впадин, аналогичных по генезису и условиям развития верхневестфальско-нижнепермским впадинам Западной Европы. Аналогичные впадины в раннетриасовую эпоху заложались и на территории Магнитогорского синклинория. Их прогибание также компенсировали формации орогенного класса.

Конец позднепермской и раннетриасовая эпохи были временем почти повсеместного окончания развития внутренних прогибов и впадин на территории горных поясов Азии. В одних случаях оно закончилось процессами умеренной по интенсивности складчатости (прогиб Передового хребта Большого Кавказа, Токрауская впадина, Северо-Джунгарский прогиб, внутренняя впадина Хангайского синклинория и т. д.), приведшим к становлению верхнего яруса фундамента и их превращению в синклинорные структуры. В других случаях породы, выполняющие рассматриваемые структуры, несомненно не затронуты горизонтальным стрессом, т. е. на их площадях не проявились заключительные фазы складчатости. В них развиты простые дислокации платформенного типа, обусловленные вертикальными тектоническими движениями (нижнетриасовые внутренние впадины Урала, мелкие впадины Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы и Саянская впадина Балхашского антиклинория).

Наиболее длительное развитие на территории горных поясов Азиатского сектора имел Кендырлыкский прогиб Обь-Зайсанской геосинклинальной системы. Формации орогенного класса на его площади накапливались до раннеюрской эпохи. После длительного перерыва, не сопровождающегося активизацией тектонических движений, началось накопление платформенных отложений мела, которые структурно совершенно согласно легли на породы формаций орогенного класса. Тектонические движения, деформировавшие комплекс пород, выполняющих Кендырлыкский прогиб, произошли на границе мелового и палеогенового периода. Это были явно блоковые движения, приведшие к возникновению платформенных структур.

Платформенное развитие на территории горных поясов Азии началось повсеместным выравниванием рельефа, возникшего во время заключительного этапа геосинклинального развития, и образованием кор выветривания. Время возникновения последних пришлось главным образом на конец триасового — начало юрского периода (Черняховский, 1966). Однако на изолированных участках накопление платформенных отложений началось значительно раньше — в позднепермскую или даже

раннепермскую эпохи. К таким участкам относятся площади Илийской, Ферганской, Кучарской, Урумчинской и Турфанской впадин.

С поздне триасовой эпохи платформенное осадконакопление имело значительно больший площадной размах и продолжалось в течение юрского, мелового и палеогенового периодов. На границе триасового и юрского периодов на территории гор Кату Алакольской впадины произошло излияние андезито-базальтов и андезитовых порфиритов.

Отложения платформенного чехла на территории горных поясов Азии испытали местами значительную деформацию главным образом за счет новейших процессов эпиплатформенного орогенеза.

Рис. 26. Схема площадного соотношения платформенного покрова с основными тектоническими зонами палеозойского фундамента (Архангельский и др., 1968)

- 1 — площади, занятые платформенными образованиями мезозоя и кайнозоя;
- 2 — восточная граница распространения морских отложений верхнего мела.

Цифрами на схеме обозначены платформенные грабени:

- 1 — Таналык-Баймакский,
- 2 — Орский,
- 3 — Кайрактинский,
- 4 — Яковлевский.

Структуры фундамента:

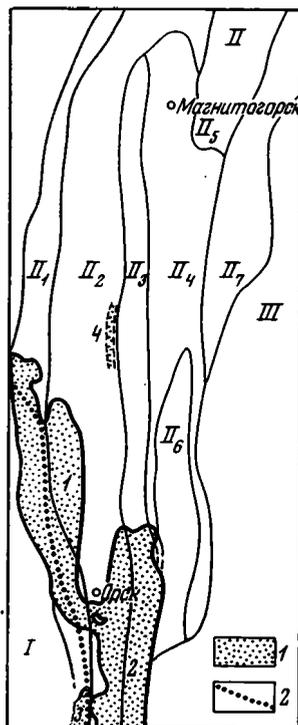
- I — Уралтауский антиклинорий,
- II — Магнитогорский синклинорий,
- III — Восточно-Уральский (Урало-Тобольский) мегантиклинорий.

Синклинальные зоны:

- II₁ — Баймакская,
- II₂ — Кизильская,
- II₃ — Магнитогорская,
- II₄ — Устиновско-Амурская.

Антиклинальные зоны:

- II₂ — Ирэндякская,
- II₅ — Гумбейская,
- II₆ — Ащевутанская



На территории Магнитогорского синклинория и прилежащих площадей платформенное прогибание, по данным Н. И. Архангельского и др. (1968), происходило дифференцированно. Синклинальные зоны в южной части синклинория были перекрыты почти сплошным чехлом осадков. На севере Магнитогорского синклинория они отложились на отдельных площадях синклинальных зон. Антиклинальные зоны либо частично перекрылись отложениями платформенного чехла, либо совершенно лишены платформенного покрова (рис. 26). В процессе платформенного развития на территории Магнитогорского синклинория неоднократно проявлялись блоковые подвижки в доверхне триасовом комплексе пород, как правило, вдоль старых разломов, приведших к возникновению в платформенном чехле флексуорообразных изгибов.

Отражение структурного плана внутренних прогибов и впадин горных поясов в отложениях платформенного чехла на территории горных поясов Азии почти нигде не обнаружено. Вероятно, это частично объясняется фрагментарным распространением отложений платформенного чехла, вследствие чего его полную площадную структуру восстановить практически невозможно. Кроме того, в образовании структуры платформенного чехла главенствующая роль принадлежит новейшим тектоническим дви-

жениям, вызванным процессами эпиплатформенного орогенеза. Они почти полностью завуалировали тектонические движения платформенного (триас-палеогенового) этапа развития. Исключение составляет район Магнитогорского внутреннего прогиба, где унаследованные тектонические движения, по-видимому, проявились в очень ослабленном виде, приведя лишь к некоторой дифференциации мощностей отложений платформенного чехла.

Погребенные внутренние прогибы и впадины Восточной Европы и Западной Азии

Достаточно определенно структуры заключительного этапа геосинклинального развития намечаются в пределах Туранской и Скифской плит, где можно охарактеризовать основные черты их строения и развития. Значительно меньше материалов имеется по интересующему нас вопросу на территории Западно-Сибирской плиты, вследствие чего ее территория в этом разделе не анализируется.

На Туранской и Скифской плитах по данным бурения и сейсмо-разведки над главным геосинклинальным комплексом или комплексом основания, отделяясь от него резкой структурной границей, на обширных пространствах распространен комплекс пород, в составе которого принимают участие формации орогенного класса, относящиеся по возрасту к среднему (?) — верхнему палеозою, триасу и нижней юре. Формационная характеристика и структурное положение позволяют рассматривать его как эпигеосинклинальный.

Орогенный комплекс пород широко распространен в западной части Туранской плиты, образуя здесь почти сплошное поле (рис. 27). Среди него лишь на отдельных изолированных участках на поверхность платформенного чехла выходят породы главного геосинклинального комплекса. По комплексу орогенных формаций на территории Туранской плиты выделяется ряд крупных внутренних прогибов и впадин в большинстве случаев унаследованных платформенными прогибами и впадинами и соответственно получивших те же географические названия. В ее северной части на месте мезозойско-кайнозойского платформенного Северо-Устюртского прогиба расположен одноименный внутренний прогиб, имеющий субширотную ориентировку. Северный его борт ограничен Южно-Эмбенским поднятием, в пределах которого на поверхность подошвы юрских образований выходят породы верхнего девона — нижнего карбона главного этапа геосинклинального развития. Только через западную часть Южно-Эмбенского поднятия, по-видимому, происходит перехлестывание верхней части орогенного комплекса пород, который далее на север соединяется с одновозрастными и близкими в формационном отношении образованиями Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы. На северо-востоке Северо-Устюртский прогиб соприкасается с Базайско-Аккулковским поднятием, на площади которого под отложениями юры распространены доверхнепалеозойские образования главного геосинклинального комплекса. При приближении к Аральскому морю он поворачивает на север, приобретая меридиональное направление, и в виде постепенно сужающегося залива (Тюлькубайского) проникает еще на значительное расстояние на территорию Северо-Западного Приаралья, где упирается в Жаксыбутацкое сводовое поднятие и полностью затухает. Параллельно Тюлькубайскому структурному заливу в районе п-ова Куланды под одноименной антиклиналью платформенного чехла, возможно, проходит еще один небольших размеров линейный прогиб (Булекбаев и др., 1969). Юго-восточным ограничением Северо-Устюртского прогиба является Кассарминское поднятие. В центральной части южный борт прогиба соприкасается с Центрально-Устюртским поднятием. Между последним и Кассарминским поднятиями Севе-

ро-Устюртский прогиб соединяется с Барсакельмесским внутренним прогибом. Прогибы отделяются четко выраженной седловиной. Крайняя западная часть Северо-Устюртского прогиба вливается на юге в Мангышлакский киммерийский прогиб (рассмотрение этого типа структурных элементов будет дано ниже).

К югу от Мангышлакского киммерийского прогиба проходит в субширотном направлении крупная зона Северо-Туркменских внутренних прогибов. На юге ее ограничениями являются Карабогазский и Центрально-Каракумский своды и Туаркыр — Капланкырская зона поднятий. На крайнем востоке, где Мангышлакский киммерийский прогиб выкли-

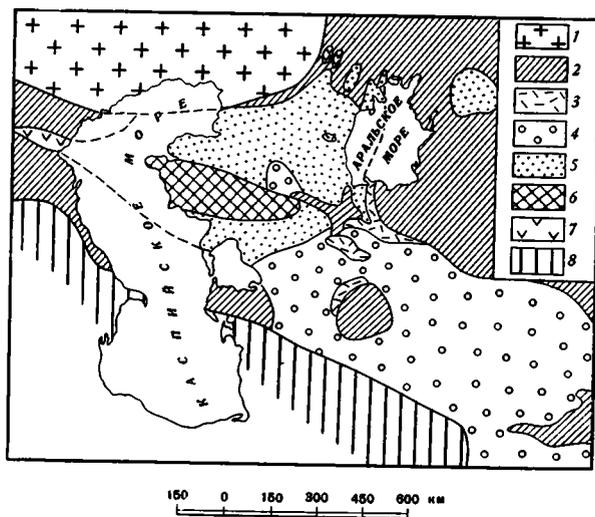


Рис. 27. Схематическая геологическая карта со снятым мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом Туранской и Скифской плит

1 — Русская плита; 2 — комплекс доорогенных формаций; 3 — нижний — средний карбон; 4 — верхний палеозой; 5 — верхняя пермь — нижний триас; 6 — нижний — верхний триас; 7 — верхняя пермь — нижняя юра; 8 — область альпийской складчатости.

нивается, Северо-Туркменская зона прогибов соприкасается с Центрально-Устюртским поднятием. Не доходя р. Амударьи она изменяет свое простираие на субмеридиональное, переходя в Амударьинскую впадину. Западным ограничением последней является Центрально-Каракумский свод, а на северо-востоке — Нижнеамударьинское поднятие и Бухаро-Хивинская зона ступеней. На крайнем юге Амударьинская впадина переходит в Мургабскую впадину. На востоке и юге она соприкасается с Северо-Афганским и Майманинским выступами. К западу от Мургабской впадины комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития распространен в виде широкой полосы между Центрально-Каракумским сводом, Туаркыр-Капланкырской зоной поднятий на севере и альпийским складчатым сооружением Копетдага на юге. Западная центриклиналь этой полосы расположена в районе Большого Балхана. Таким образом, на юге Туранской плиты комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития образует гигантскую дугу прогибов и впадин, разделенных ундуляциями.

Под водами Каспийского моря комплекс пород, слагающий Северо-Устюртский и Северо-Туркменский внутренние прогибы, уходит на территорию Восточного Предкавказья, где выполняет относительно небольших размеров в поперечнике, но значительной протяженности, Манычский прогиб. Кроме него, в крайней восточной части кряжа Карпинско-

го выделяется небольших размеров Полдневский и Промысловский грабены, а в Центральном Предкавказье — Расшеватский грабен и Центрально-Ставропольская впадина (рис. 28).

Кроме рассмотренных выше обширных зон распространения орогенного комплекса пород, на территории Туранской плиты имеются еще значительно меньшие по размерам участки их развития. К северу от Северо-Устьюртского прогиба расположена Кашкаратинская внутренняя впадина. Выполняющий ее комплекс пород в виде структурного залива проникает еще далеко на север в глубь Челкарского прогиба, где постепенно выклинивается. Вдоль восточного и западного склонов Чушка-

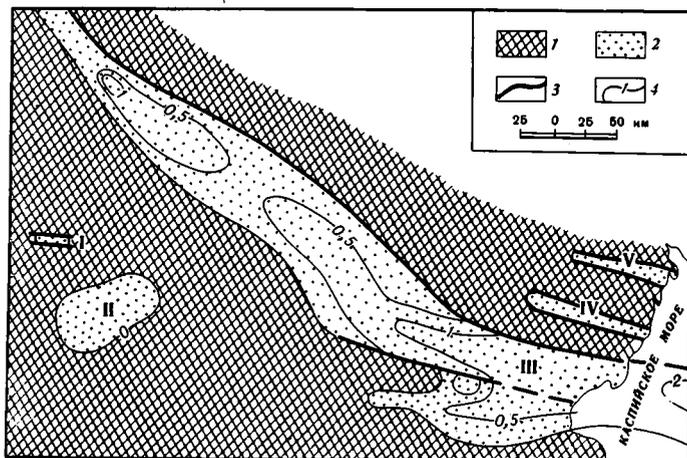


Рис. 28. Схема расположения внутренних прогибов и впадин на территории Скифской плиты (А. И. Летавин и др., 1968 г.)

1 — комплекс доорогенных формаций; 2 — орогенные формации верхней перми — нижней юры; 3 — разрывные нарушения; 4 — изопахиты мощностей орогенного комплекса пород. Цифрами обозначены: I — Расшеватский грабен; II — Центрально-Ставропольская впадина; III — Маичкинский прогиб; IV — Промысловский грабен; V — Полдневский грабен

кульского поднятия, вероятно, проходят узкие меридионально ориентированные грабенообразные прогибы. Представление о том, что пермо-триасовые и отчасти рэт-лейасовые породы, вскрытые скважинами на юге Чушкакульской мегантиклинали, образуют узкие в поперечнике полосы основано на сейсморазведочных профилях КМПВ. На последних выделяется опорный высокоскоростной преломляющий горизонт, связанный с поверхностью палеозойского фундамента. В районе Чушкакульской мегантиклинали он характеризуется пониженными скоростями, что, возможно, обусловлено его переходом на поверхность пермо-триасового и рэт-лейасового комплексов пород. По этим относительно пониженным граничным скоростям можно условно наметить полосы распространения рассматриваемых пород.

К востоку от Аральского моря на территории Нижнесырдарьинского сводового поднятия несколькими буровыми скважинами установлена Тюратамская внутренняя впадина. Мелкие внутренние впадины имеются на территории Центрально-Каракумского свода и Бухаро-Хивинской зоны ступеней. На Карабогазском своде отмечаются тела субсквентных вулканитов.

К подошве комплекса пород, выполняющего внутренние прогибы и впадины Туранской и Скифской плит, почти повсеместно приурочен высокоскоростной опорный преломляющий горизонт. Сложная форма записи, а также совокупность его кинематических и динамических признаков позволяют считать, что опорная волна приурочена к поверхности сложно дислоцированной среды, которая может быть представлена в

виде вертикальной слоистой модели (Куни, Сапожников, 1969; Сапожников, 1970; Федотова, 1970а, б; Коробкин, 1971). Волна отличается сложной интерференциальной формой записи, резкой изменчивостью граничных скоростей, многочисленными дифрагированными волнами и аномальными затуханиями интенсивности. Приведенный анализ волновой картины показывает, что к подошве орогенного комплекса пород практически перпендикулярно подходят прорванные интрузиями сильно метаморфизованные пласты различного литологического состава. Это свидетельствует о резко наложенном характере внутренних прогибов и впадин Туранской и Скифской плит по отношению к главному геосинклинальному комплексу или комплексу основания. Поверхность этих комплексов, судя по материалам сейсморазведки, местами имеет резко расчлененную структуру, погребенную орогенными формациями.

Подошва орогенного комплекса пород не получила отражения на сейсморазведочных профилях КМПВ в единичных районах. Она не прослеживается там, где рассматриваемый комплекс пород слагает узкие полосы и представлен достаточно деформированными, уплотненными образованиями. На таких площадях сейсмические волны регистрируются, как правило, только от поверхности орогенных формаций, а их подошву сейсморазведочные исследования не улавливают (северный борт Манычского прогиба, грабены Чушкакульской мегантиклинали). В мелких по размерам и неглубоких внутренних впадинах Центрально-Каракумского свода и Бухаро-Хивинской зоны ступеней подошва выполняющих их комплексов пород не отражается по материалам сейсморазведки, и преломляющий горизонт также приурочен к их поверхности. На площади Тюратамской внутренней впадины система наблюдений при обработке профилей КМПВ, проведенных в середине 50-х годов, не позволила получить преломленных волн от подошвы пермо-триаса, зато здесь прослежен горизонт, связанный с поверхностью этого комплекса (Самодуров, 1957; Гарецкий, 1962).

Внутренние прогибы и впадины Туранской и Скифской плит выполнены комплексом пород, в строении которого принимают участие формации орогенного класса. Последовательность их напластования и латеральные переходы в настоящее время изучены очень неполно. Как правило, буровые скважины вскрывают интересующий нас комплекс пород на глубину, измеряемую первыми десятками, реже сотнями метров. Большая же его часть, измеряемая по данным сейсморазведки многими километрами, в формационном отношении остается не изученной.

В южной половине Туранской плиты в пределах Северо-Туркменской зоны прогибов наиболее низкие горизонты вскрытой части рассматриваемого комплекса пород принадлежат к сероцветной морской вулканогенно-терригенной формации нижнего — среднего карбона (Князев и др., 1969, 1971 а, б). Однако по данным сейсморазведки преломляющий горизонт, отбивающий подошву рассматриваемого комплекса, расположен значительно ниже пород среднего карбона, что дает основание предполагать, что нижняя часть его разреза, возможно, имеет среднепалеозойский возраст. Сероцветная морская вулканогенно-терригенная формация пройдена на наибольшую мощность по скв. 4 Курганчик (интервал 2175—2603 м). В ее строении, по данным В. С. Квязева и др. (1969), принимают участие пачки вулканогенных пород, образованных порфиритами, туфами, туфолавами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами различного состава, перемежающимися с известняково-аргиллитовыми пачками. Последние сложены известняками, глинистыми известняками, известковистыми и углистыми аргиллитами. Разрез формации прорван маломощными секущими телами порфиритов.

Более верхним элементом рассматриваемого комплекса пород является красноцветная континентальная вулканогенная моласса. Ее нижний возрастной предел определяется верхним карбоном — пермью, что под-

тверждается спорово-пыльцевым комплексом, обнаруженным в цементе конгломератов, вскрытых скважинами на Фарабском поднятии (Левенко, 1966). Верхний возрастной предел формации, возможно, определяется нижним триасом. В нижних частях разреза формации, по данным В. С. Князева (1969), Н. Мавыева (1970), Н. Мавыева и П. Кубасова (1970), В. С. Князева, Н. Ч. Мавыева и П. В. Флоренского (1971а, б), обычно преобладают вулканогенные породы. Они варьируют от липаритов до основных диабазов, а по характеру слагающих пород от субвулканических (возможно, силловых) до осадочно-пирокластических разностей. Вулканогенные породы представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, липарит-дацитовыми порфиритами и их туфами. Вверх по разрезу роль кислых пород возрастает. Вулканогенный комплекс пород, вскрытый на 500 м скв. 1 Хорезм, прорван серией маломощных даек и пластовых интрузий базальтовых порфиритов. Н. Мавыев (1970) отмечает, что вулканогенные породы концентрируются главным образом вдоль разломов и при удалении от них замещаются красноцветными терригенными образованиями, роль которых также возрастает вверх по разрезу. Осадочные породы формации чаще всего представлены красноцветными грубообломочными плохо отсортированными конгломератами с глинисто-известковым цементом. В меньшей степени здесь развиты песчано-алевритовые породы и пачки туфов. Н. Мавыев и П. М. Кубасов (1970) отмечают, что верхняя часть формации по разрезу Джамальской скважины, расположенной к западу от Центрально-Каракумского свода, сложена сероцветными грубообломочными образованиями. Красный цвет сохраняется только в алевролитах. Указанные исследователи предполагают, что возраст описываемых пород может колебаться от нижнего триаса до нижней половины нижней юры. Вскрытая мощность красноцветной континентальной вулканогенной молассы не выходит за пределы сотен метров.

О значительной насыщенности магматическими образованиями рассматриваемого комплекса пород свидетельствуют материалы магнитометрии. По данным О. А. Одекова, Ч. Мурадова и А. Ювшанова (1971), верхняя кромка магнитоактивных тел в южной части Туранской плиты располагается вблизи поверхности пермо-триасового комплекса пород.

Наиболее молодым элементом комплекса пород, выполняющего Северо-Туркменскую зону прогибов и Амударьинскую впадину, по-видимому, является красноцветная континентальная молассоидная формация нижнего триаса, хотя ее возрастные соотношения с красноцветной континентальной вулканогенной молассой недостаточно ясны и не исключен их латеральный переход друг в друга. Красноцветная континентальная молассоидная формация представлена монотонным переслаиванием красноцветных алевролитов и глин, местами сильно известковистых, с редкими прослоями песчаников. Вскрытая мощность формации не превышает первые сотни метров.

Несколько иную формационную характеристику имеет верхняя часть комплекса пород, выполняющего крайнюю западную часть Северо-Туркменской зоны прогибов — Южно-Мангышлакский прогиб. Она принадлежит сероцветной морской терригенно-карбонатной формации триаса.

В пределах Мангышского внутреннего прогиба стратиграфическая последовательность и возраст формационного набора пород выполняющего комплекса еще во многом недостаточно ясны. По-видимому, его нижнюю часть слагает красноцветная континентальная моласса верхней перми — нижнего триаса (Бурштар и др., 1971; Гарецкий, 1972). Она представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, с редкими прослоями пелитоморфных известняков. М. С. Бурштар и др. (1968) считают, что в этой части разреза на Мектебской, Южно-Ачикулаской, Урожайненской и Ямангойской площадях приурочены пласты эффузивов: порфиров, андезито-дацитов и туфолов, перемежающихся с грубозернистыми песчаниками. На Арагирской площади отмечаются пласты туфоконгло-

мератов, микротуфобрекчий и туфопесчаников основного и среднего состава. Максимально вскрытая мощность формации достигает здесь 841 м.

Следующий элемент формационного ряда составляет, вероятно, сероцветная морская терригенно-карбонатная формация триаса (скорее всего среднего, а возможно, верхов нижнего триаса), близкая по возрасту и составу триасовым породам Южно-Мангышлакского прогиба. Она состоит из темно-серых известняков и доломитов, переслоенных известковистыми аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Изредка отмечаются прослойки эффузивов (Бурштар, Милешина, 1970).

Венчает комплекс пород Манычского прогиба пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация верхнего триаса — нижней юры. В ее строении основное значение имеют аргиллиты, алевролиты, песчаники, а в некоторых разрезах гравелиты и конгломераты, перемежающиеся с эффузивами и их туфами. Последние приурочены преимущественно к верхней части формации, но встречаются и в более низких ее частях. Эффузивы, по данным М. С. Бурштара и др. (1969) и Р. Г. Гареджого (1972), имеют преимущественно кислый и средний состав (кварцевые порфириты и порфиры, плагиопорфириты, кварцевые фельзит-порфиры, андезитовые и диоритовые порфириты). На Левокумской площади кварцевые порфиры имеют абсолютный возраст 160—170 млн. лет, что отвечает границе ранней и средней юры. Эффузивы и их туфы распространены в виде неправильной формы полосы, идущей от средней части Манычского прогиба до берегов Каспийского моря. Вскрытая мощность формации достигает 800 м.

Общая мощность комплекса пород, выполняющих Манычский прогиб, достигает, по материалам сейсморазведки, 1—2 км.

Как показано выше, в комплексе пород, выполняющих внутренние прогибы и впадины Туранской и Скифской плит, местами значительное участие принимают вулканогенные образования. Они близки по возрасту, составу и условиям залегания вулканогенным породам, принимающим участие в строении формации орогенного класса внутренних прогибов и впадин Центральной и Западной Европы и горных поясов Азии. Однако синхронные им интрузии на территории Туранской и Скифской плит до настоящего времени известны лишь, по данным В. С. Князева и О. А. Шнипа (1970), на территории Бухаро-Хивинской зоны ступеней и на Центрально-Каракумском и Карабогазском сводах. В пределах первой из них вскрыта формация гранитных батолитов, абсолютный возраст которых колеблется в интервале 225—285 млн. лет. К более молодым образованиям, скорее всего пермского возраста, здесь относятся габбро-периодитовая формация и формация щелочных габброидов. Последняя обнаружена и на площади Центрально-Каракумского свода. На Карабогазском своде синхронны орогенным формациям гипабиссальные интрузии.

Комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины Туранской и Скифской плит, судя по материалам сейсморазведки и бурения, по-видимому, в большинстве случаев лишен принципиальных структурных несогласий.

Внутренняя структура комплекса пород заключительного этапа геосинклинального развития Туранской и Скифской плит в настоящее время достаточно определенно установлена сейсморазведкой и отчасти бурением. Почти повсеместно в нем развиты достаточно простые платформенные (германотипные) деформации, принципиально ничем не отличающиеся от деформаций вышележащих отложений мезозой-кайнозойского платформенного чехла (рис. 29, 30).

Исключение составляют лишь несколько небольших по площади участков, где комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития достаточно интенсивно деформирован. Например, один из них расположен на территории Скифской плиты в зоне бортов Манычского про-

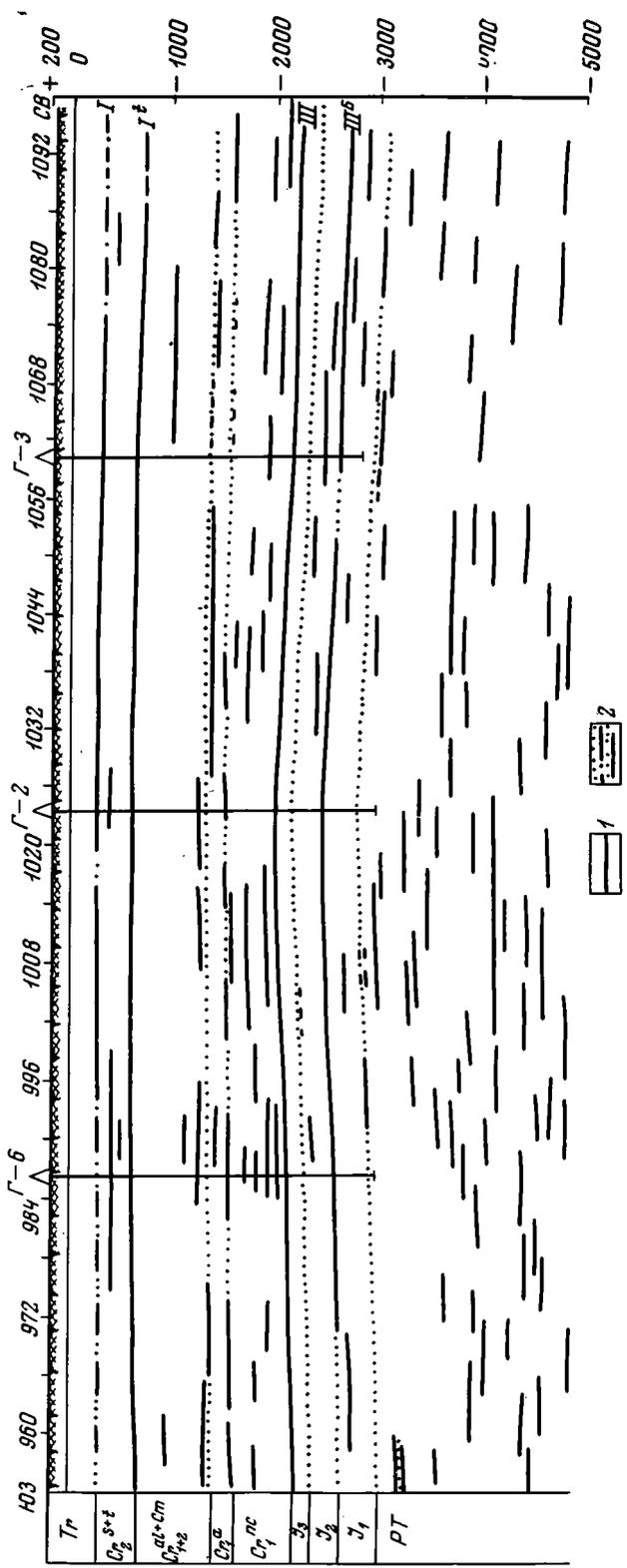


Рис. 29. Геолого-геофизический разрез через Арстановское поднятие Северо-Устьюртского прогиба (Мурзагалиев, Туремуратов, 1969)

1 — отражающие горизонты; I — подошва палеогена, It — подошва турона, III — подошва неокома, IIIб — подошва средней юры; 2 — отражающие площади

гиба. На северном борту этого прогиба вдоль крупных разломов выделяется относительно узкий блок, в пределах которого породы верхней перми — триаса интенсивно дислоцированы, образуя, очевидно, альпийно-типную складчатую структуру. Достаточно интенсивная дислоцированность пермо-триасовых пород устанавливается здесь по материалам бурения и сейсморазведки. По данным Е. Н. Багинской и др. (1967), преломленная волна, связанная с поверхностью этого комплекса пород, имеет сложную запись и частые изменения граничных скоростей, что характерно для волн, полученных от поверхности размыва дислоцированных толщ (рис. 31).

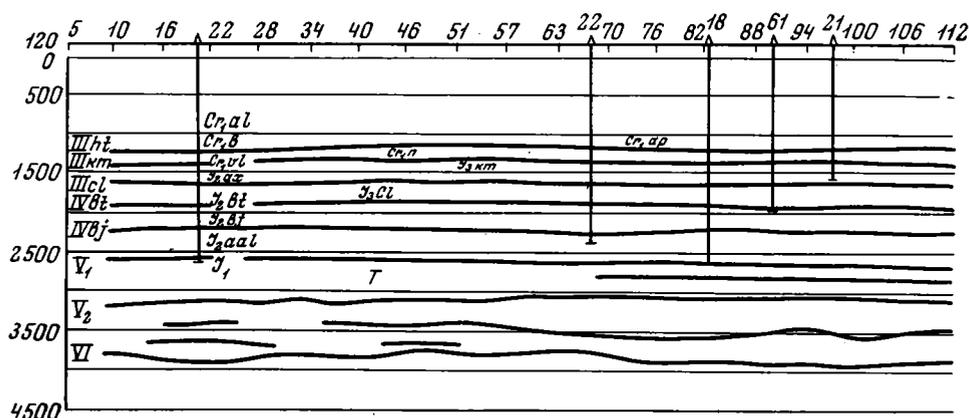


Рис. 30. Геолого-геофизический разрез через западную периклинали Жетыбайской антиклинали Южно-Мангышлакского прогиба (Юферов и др., 1969)

Платформенный комплекс пород, по данным Н. А. Крылова (1970), начинается сероцветная континентальная песчано-глинистая угленосная, а в крайней западной части Туранской и на Скифской плитах сероцветная морская песчано-глинистая формации верхов нижней, средней и низов верхней юры. Возможно, что в ряде районов к платформенным образованиям принадлежат более низкие горизонты нижней юры и даже отложения верхнего триаса. Например, несомненно платформенную природу имеет красноцветная терригенная толща рэт-лейаса, обнаруженная на площади Курлук южного борта Северо-Устьюртского прогиба, где она перекрывает вулканогенные породы пермо-триаса.

Следует отметить, что сероцветная континентальная песчано-глинистая угленосная формация верхов нижней, средней и низов верхней юры очень близка к лимнической угленосной формации верхнего триаса — нижней юры. Положение последней в формационных классах не вполне определено. В структурах типа грабенов Чушкакульской мегантиклинали, где лимническая угленосная формация венчает их разрез, ее следует включать в комплекс пород внутренних прогибов и впадин. Сероцветная континентальная песчано-глинистая угленосная формация средней — верхней юры здесь имеет плащеобразное залегание и не принимает участие в строении грабенов. На площади крупных глубоких внутренних прогибов типа Северо-Устьюртского они могут быть теснейшим образом связаны друг с другом, и тогда рэт-лейасовые отложения целесообразно включать в состав платформенного комплекса пород.

Вышележащие отложения юры, мела, палеогена, неогена и антропогена также представляют собой типично платформенные образования (Акрамходжаев, Валиев, 1969). Мезозой-кайнозойский платформенный чехол Туранской и Скифской плит разделяется на ряд структурных ярусов, часть которых в свою очередь подразделяется на структурные подъярусы. Так, в пределах Туранской плиты выделяются юрско-нижнемио-

ценовый, среднемиоцен-нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-антропогеновый структурные ярусы.

Основные структурные элементы мезозой-кайнозойского платформенного чехла Туранской и Скифской плит в целом повторяют структуры орогенного комплекса пород. В зонах прогибов и впадин последнего — Северо-Устюртский и Барсакельмесский прогибы, Северо-Туркменская зона прогибов, Амударьинская и Мургабская впадина — расположены одноименные структуры платформенного чехла. В зонах отсутствия или сокращенной мощности формаций орогенного класса (Базайско-Аккулковское, Кассарминское, Центрально-Устюртское поднятие, Центрально-

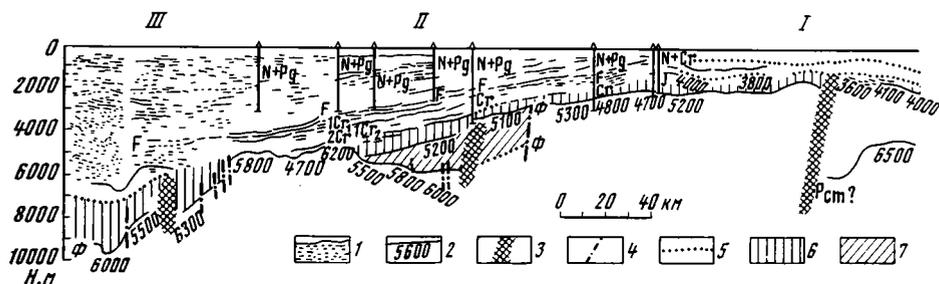


Рис. 31. Геолого-геофизический разрез по линии край Карпинского — Манычский прогиб — Терско-Каспийский краевой прогиб (Багинская и др., 1967)

1 — отражающие горизонты и площадки; 2 — преломляющие горизонты; 3 — зоны разрывных нарушений; 4 — разрывные нарушения; 5 — предполагаемое положение сейсмических горизонтов; 6 — юрские отложения; 7 — пермо-триасовые отложения. Цифрами обозначены: I — край Карпинского, II — Манычский прогиб; III — Терско-Каспийский краевой прогиб

Каракумский, Карабогазский своды) находятся наиболее крупные одноименные положительные структуры платформенного чехла.

Отчетливая структурная граница при переходе от орогенных к платформенным формациям наблюдается на крупных положительных структурах и на склонах, где между ними нередко наблюдается и угловое несогласие, достигающее $10-20^\circ$ (Архипов, Полканова, 1966). Об этом же косвенно говорят и материалы сейсморазведки МОВ, проведенной на Северном Устюрте. Отраженные волны, по данным Г. А. Федотовой (1970а), выделяются в породах пермо-триаса лишь на некоторых участках, преимущественно в бортовых зонах прогибов, где они имеют иной, по сравнению с волнами горизонтов в платформенном чехле, наклон осей синфазности.

В центральных частях прогибов, напротив, угловое несогласие, видимо, постепенно исчезает, что подтверждается прекращением прослеживания преломляющего сейсмического горизонта, приуроченного к кровле красноцветной континентальной молассоидной формации пермо-триаса. Так, по данным Г. Б. Голионко (1969), преломляющий сейсмический горизонт с $U_r = 5,9 \text{ км/сек}$, отождествляемый с поверхностью пермо-триасовых пород, достаточно уверенно прослеживаемый на северном борту Мургабской впадины, перестает прослеживаться в ее центральной части. С. В. Берсенев, Л. Б. Коробкин и Н. Я. Куни (1967) указывают на отсутствие на территории Южного Мангышлака преломляющего сейсмического горизонта, связанного с кровлей триасовых пород.

В целом внутренняя структура комплекса пород заключительного этапа геосинклинального развития (особенно его нижних горизонтов) отличается большей сложностью по сравнению со структурой платформенного чехла. Однако и внутри отложений платформенного чехла слои его нижних структурных ярусов деформированы значительно интенсивнее верхних. Борта внутренних прогибов и впадин чаще всего имеют резко выраженные очертания и нередко связаны с крупными разломами. В от-

ложениях платформенного чехла эта резкость ограничений становится более расплывчатой. Разломы чаще всего отражаются в виде флексур, а иногда и полностью затухают.

Значительно меньшее число структурных элементов орогенного этапа частично или полностью не отражено в структуре платформенного чехла. Так, Манычскому верхнепермско-юрскому прогибу по отложениям платформенного чехла отвечает моноклиналиное погружение слоев, проходящее от вала Карпинского в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба. Аналогичные моноклинали, по-видимому, расположены над пермско-триасовыми грабенами района Чушкакульской мегантиклинали. Мелкие впадины, выполненные вулканогенно-осадочными породами верхнего палеозоя Центрально-Каракумского свода и Бухаро-Хивинской зоны ступеней, полностью не отражены в отложениях средней — верхней коры и вышележащих образованиях.

Развитие структур главного геосинклинального этапа территорий Туранской и Скифской плит во многом еще в настоящее время недостаточно ясно. На территории Туранской плиты в среднепалеозойское время существовало несколько геосинклинальных прогибов. На крайнем севере находился Южно-Эмбенский прогиб, северный борт которого непосредственно соприкасался со структурными элементами Восточно-Европейской платформы. На северо-востоке он, возможно, сливался с одним из геосинклинальных прогибов Уральской складчатой системы. В центральной части Туранской плиты существовал Мангышлакско-Центрально-Устюртский прогиб, а в юго-западной ее части — Туаркырский. В зоне соприкосновения Северо-Туркменской зоны прогибов и Амударьинской впадины с Центральными Кызылкумами проходила еще одна обширная зона геосинклинального прогибания, которая к юго-востоку несомненно вливалась в геосинклинальные прогибы юго-западных отрогов Тянь-Шаня, а на севере через район Аральского моря и Северо-Западного Приаралья связывалась с одновозрастными геосинклинальными прогибами Уральской складчатой системы. Формирование рассматриваемых прогибов компенсировали формации геосинклинальных классов, состоящие преимущественно из осадочных образований. Геосинклинальные прогибы разделялись участками более ранней консолидации. В пределах последних накопление геосинклинальных формаций, по-видимому, прекратилось уже в среднем палеозое, а для таких районов, как Северо-Устюртский прогиб, вероятно, и в раннем палеозое. Именно с этих отрезков геологического времени участки ранней консолидации вступили в заключительный этап геосинклинального развития, тогда как смежные геосинклинальные прогибы испытывали режим главного этапа. К таким участкам ранней консолидации относятся и районы Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов, в пределах которых, очевидно, еще в рифейское время началось становление интрузивных массивов с последующими инъекциями магмы в раннем и среднем палеозое. Для образования столь огромных батолитов В. С. Князев и А. М. Чарыгин (1970) допускают по крайней мере 2—3-километровую толщу перекрывающих осадков, впоследствии уничтоженных денудацией.

В ряде районов Туранской плиты, таких как обширные пространства Амударьинской и Мургабской впадин, среднепалеозойская история развития остается к настоящему времени практически не выясненной. Развитие прогибов главного геосинклинального этапа на территории Туранской плиты повсеместно прекратилось к позднепалеозойскому времени, когда на их площадях произошли интенсивные процессы складчатости. Эти процессы привели к инверсии прогибов и превращению их в антиклинории. Среднепалеозойская складчатость на территории Туранской плиты привела почти к повсеместному становлению фундамента. Только в западной части Мангышлакско-Центрально-Устюртского прогиба эти процессы, по-видимому, не имели места, и прогиба-

ние главного геосинклинального этапа сменилось погружением, связанным с образованием вторично-геосинклинального прогиба.

На территории Скифской плиты развитие структур главного геосинклинального этапа завершилось в конце среднего палеозоя. В позднем палеозое в ее северной части (площадь кряжа Карпинского) произошло формирование Донецкого прогиба, представляющего крупную специфическую структуру орогенного этапа. Его рассмотрение будет дано в следующем разделе.

Заложение наиболее раннего внутреннего Северо-Устюртского прогиба произошло, по-видимому, в начале среднего или даже в раннем палеозое на докембрийском или раннепалеозойском фундаменте, когда на сопряженных участках, как указывалось выше, существовали его геосинклинальные прогибы. В середине или конце среднего палеозоя началось формирование гигантской системы внутренних прогибов и впадин южной части Туранской плиты, окаймляющей Центрально-Каракумский и Карабогазский своды. В позднем палеозое образовались мелкие впадины Центрально-Каракумского, Карабогазского сводов и Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

Еще позднее с позднепермской эпохи начали свое развитие рассматриваемые структурные элементы на территории Северо-Западного и Восточного Приаралья и Манычский прогиб Скифской плиты. С этого же времени в прогибание были втянуты частично среднепалеозойские антиклинории. Однако большая часть их площади на заключительном этапе геосинклинального развития представляла поднятия, в пределах которых осадки не откладывались.

Погружение внутренних прогибов и впадин территории Туранской и Скифской плит компенсировали формации орогенного класса. Только на площади Южно-Мангышлакского прогиба формационная характеристика верхних горизонтов слагающего его комплекса пород, пожалуй, ближе к геосинклинальному классу. Это связано с его непосредственной близостью к Мангышлакскому киммерийскому прогибу, откуда формации геосинклинального класса латерально проникали и на прилегающую территорию внутреннего прогиба. Аналогичная картина наблюдается и на площади Центрального Предкавказья, куда геосинклинальные формации проникли со стороны Ейско-Березанского киммерийского прогиба.

Накопление формаций орогенного класса большинством внутренних прогибов и впадин закончилось в конце раннего триаса. Только в грабенах Чушкакульской мегантиклинали и по северному борту Северо-Устюртского прогиба и в Манычском прогибе оно продолжалось вплоть до ранней юры. Почти во всех рассмотренных структурных элементах прогибание заключительного этапа геосинклинального развития не завершилось процессами складчатости и достаточно постепенно сменилось накоплением формаций платформенного класса. Таким образом, на территории Туранской и Скифской плит, за исключением, как будет показано ниже, площадей, занятых киммерийскими прогибами, орогенные структуры сменились платформенными без резкого скачка изменения характера тектонических движений. Комплекс пород, выполняющий здесь внутренние прогибы и впадины, представляет собой орогенный чехол. Процессы складчатости происходили, по-видимому, только на нескольких изолированных и небольших по площади участках накопления формаций орогенного класса в северном и южном блоках Манычского прогиба, Тюратамской впадине, в Красноводском районе Карабогазского свода и в мелких впадинах Бухаро-Хивинской зоны ступеней. Они привели там к становлению верхнепалеозойско-нижнетриасового фундамента, припопавшегося к участкам, испытавшим значительно более раннюю консолидацию.

Недостаточно ясен характер деформаций, развитых в комплексе пород, выполняющих грабены Чушкакульской мегантиклинали, Центрального Предкавказья (Красногвардейская и Ульяновская площади), мел-

кие впадины Каракумского свода, что не позволяет в настоящее время решить вопрос о принадлежности его на этих участках к фундаменту или чехлу. Для решения его требуется дополнительный фактический материал, который позволил бы интерпретировать внутреннюю структуру этих комплексов пород.

В платформенный режим развития рассматриваемые регионы вступили в конце раннеюрской эпохи, когда на обширных пространствах в условиях эпиконтинентального бассейна происходило умеренное дифференцированное погружение, компенсированное формациями платформенного класса. Это погружение привело к превращению описываемых территорий в плиты молодой платформы. Развитие платформенного структурного плана территории Туранской и Скифской плит в главных чертах шло по пути преемственности от структурных элементов заключительного этапа геосинклинального развития. Основные внутренние прогибы и впадины испытали максимальное платформенное прогибание, и в их пределах образовались отрицательные структурные элементы платформенного чехла. Напротив, участки поднятий орогенного этапа превратились в зоны замедленного платформенного погружения и стали положительными структурными элементами платформенного чехла. Исключение составляет только Тюратамская внутренняя впадина, на месте которой образовалась центральная часть крупного Нижнесырдарьинского сводового поднятия.

Внутренние прогибы и впадины Туранской и Скифской плит почти повсеместно не испытали полой складчатости. Это стало, по-видимому, основной причиной того, что в их пределах в платформенный этап развития унаследованные тектонические движения не имели места. Зоны северного и южного бортов Маньчского прогиба представляли собой слишком узкий локальный участок проявления полной складчатости для возникновения унаследованных тектонических движений. Последние, возможно, проявились только в пределах Тюратамской впадины, приведя к частичному созданию Нижнесырдарьинского сводового платформенного поднятия. Правда, морфология последнего не соответствует другим линейным дислокациям платформенного чехла, возникающим за счет унаследованных тектонических движений. Поэтому не исключено, что Нижнесырдарьинское поднятие имеет другую генетическую природу. Однако решить этот вопрос однозначно при имеющемся в настоящее время фактическом материале не представляется возможным.

СААРСКИЙ И ДОНЕЦКИЙ ПРОГИБЫ

Саарский прогиб Центральной Европы и Донецкий (Донбасско-Промысловский) прогиб Восточной Европы представляют собой специфические структуры, несколько отличные от описанных выше внешних и внутренних прогибов. Донецкий прогиб проходит вдоль края Восточно-Европейской платформы, а на западе далеко вдается в глубь нее. Саарский прогиб, напротив, расположен внутри области герцинской складчатости между Рено-Герцинской и Саксоно-Тюрингской складчатыми системами. Однако они имеют много общего в строении и развитии, позволяющие их рассматривать совместно. Прежде всего оба описываемые прогиба подстилают докембрийский комплекс основания. Для Донецкого прогиба его составляет добайкальский фундамент Восточно-Европейской платформы, а для Саарского прогиба, по-видимому, — байкальский комплекс Среднегерманского поднятия. Нижнюю часть разреза этих прогибов слагают платформенные образования среднего палеозоя, которые в свою очередь непосредственно ложатся на докембрийский комплекс основания. Характерной чертой Саарского и Донецкого прогибов является частичная инверсия, которая на платформенном этапе развития привела к проявлению унаследованных тектонических движений.

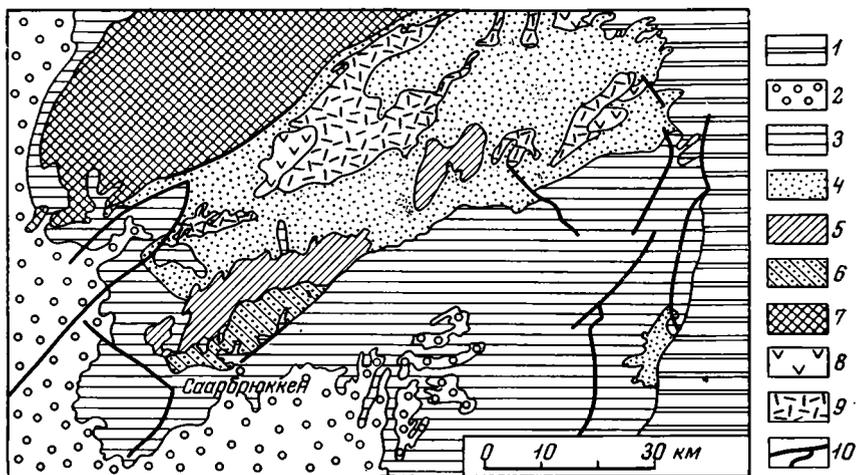


Рис. 32. Геологическая карта Саарского прогиба (Carta Geologique..., 1955)

1 — третичные — четвертичные образования Рейнского грабена; 2 — средний и верхний триас; 3 — нижний триас; 4 — пермь; 5 — стефан; 6 — вестфаль; 7 — девон и более древние породы; 8 — риолиты; 9 — базальты; 10 — основные разломы

Саарский прогиб простирается с северо-востока на юго-запад (рис. 32). На севере он ограничен Рейнскими сланцевыми горами, южная часть которых, выделяемая под названием поднятия Хунсрюк, сложена складчатыми породами нижнего девона (Müller, 1965). На юге Саарский прогиб соприкасается с Ооским фестоном Заальского прогиба и Жермизейским прогибом Парижского бассейна, где его структурные соотношения с ними в настоящее время недостаточно ясны. Центральная часть прогиба приурочена к зоне современных крупных антиклиналей (Саарбрюккенской и Лотарингской). К северо-западу от них вдоль южного борта мульды Примс в районе Дюппенвейлера М. Мюллер (Müller, 1965) выделяет Дюппенвейлерское поднятие, разделяющее прогиб на две неравноценные ванны. Южная, наиболее глубокая из них, сложена комплексом верхнепалеозойских пород. В северной, по-видимому, распространены только породы ротлигенда. К северо-востоку Дюппенвейлерское поднятие, очевидно, намечает Метцерская зона нарушений, прослеживаемая по северо-западному крылу мульды Наэ (Falke, 1965). Тем самым к северо-востоку оно под острым углом сближается с Хунсрюкским поднятием.

От центральной части (район Саара) Саарский прогиб под платформенным чехлом мезозой-кайнозойских образований прослежен еще на значительное расстояние к северо-востоку до гряды Тюрингского Леса (рис. 33), где выделяется под названием Верра-Фульдского бассейна (Dietrich, 1965). Крайняя северо-восточная часть бассейна, расположенная на территории северо-западного окончания гряды Тюрингского Леса, часто фигурирует под названием Эйзенахской мульды. В районе последней Саарский прогиб прерывается Бухенауским поперечным поднятием, за которым расположена Мюльхаузенская мульда. Верра-Фульдский бассейн на юге ограничивается Шпессарт-Рульским поднятием, а на севере Нижнегарцским (Таунас-Нижнегарцским) поднятием. Последнее к юго-западу непосредственно переходит в рассмотренное выше поднятие Хунсрюк.

К юго-западу от Саара рассматриваемый прогиб уходит под покров платформенных мезозой-кайнозойских образований Парижского бассейна в Лотарингию. Здесь он прослеживается еще на значительное расстояние примерно до г. Сен-Дизье (Международная тектоническая кар-

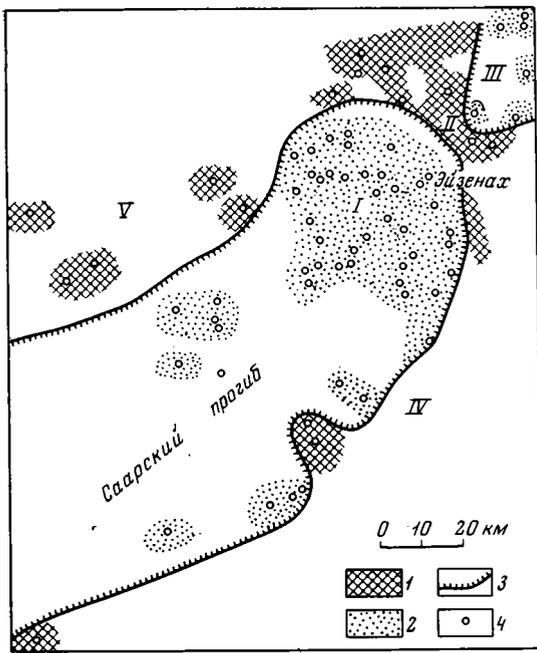


Рис. 33. Схема положения северо-восточной части Саарского прогиба (Dietrich, 1965)

1—2 — выходы на поверхность:

1 — доверхнепалеозойского складчатого или кристаллического фундамента,

2 — отложений ротлигенда;

3 — контур северо-восточного окончания Саарского прогиба;

4 — скважины.

Цифрами обозначены:

I — Верра-Фульдский бассейн,

II — Бухенауское поперечное поднятие,

III — Мюльхаузенская мульда,

IV — Шпессарт-Рульское поднятие,

V — Нижнегарцское поднятие

та..., 1964). Далее к западу Саарский прогиб выклинивается, и на его продолжении располагается доверхнепалеозойское поднятие Курживо-Понт-а-Муссон. Общая длина Саарского прогиба достигает 460—470 км при ширине до 60—70 км.

Донецкий прогиб имеет субширотное простирание. Его западная часть известна под названием Донбасса (Донецкий бассейн). На севере и юге он ограничен глубинными разломами (подтвержденными профилями ГСЗ) соответственно от южного склона Воронежской антеклизы и Азовского выступа (Гаркаленко и др., 1970а), являющегося восточным окончанием Украинского щита. На западе складчатое сооружение Донбасса постепенно затухает и переходит в Днепровско-Донецкий прогиб (впадину), представляющий уже типично платформенную структуру Русской плиты. На востоке он под мезозойско-кайнозойским платформенным покровом Скифской плиты прослеживается в виде кряжа Карпинского до побережья Каспийского моря. Отсюда его дальнейшее протяжение на восток не известно. Общая длина Донецкого прогиба достигает 800 км при ширине до 100—110 км.

Саарский прогиб расположен на площади Среднегерманского кристаллического прогиба (порога), сложенного, по-видимому, породами докембрийского возраста. Во всяком случае, по данным В. Шмидта (Тектоника Европы, 1964), геосинклинальный комплекс девона, слагающий Рейнские Сланцевые горы, здесь выклинивается. Это подтверждается глубокой скважиной, пробуренной в своде Саарбрюккенской антиклинали, которая под верхнекаменноугольными образованиями прошла относительно маломощные отложения нижнего карбона и девона (первые сотни метров) и на глубине около 5 км вошла в кристаллические породы, видимо, докембрия (устное сообщение Г. Катцунга). По данным М. Мюллера (Müller, 1965), в районе Дюшенвейлерского поднятия (в узкой пограничной зоне вдоль одноименного разлома) вскрыты метаморфические породы (филлиты, кварциты и доломитовые мраморы), относящиеся, вероятно, к докембрию. Породы нижнего, верхнего девона и нижнего карбона здесь также отсутствуют; обнаружены лишь маломощные (до 60—70 м) палеонтологически охарактеризованные отложения среднего девона (песчаники, конгломераты и сланцы).

Х. Фальке (Falke, 1965) указывает, что на юго-востоке Саарского прогиба (северо-восток Цвайбрюккенской мульды) в районе Грюнштадта — Дюркгейма в Пфальце и в Нойштадте под отложениями верхнего ротлигенда вскрыты породы нижнего карбона, которые, очевидно, близки к динанту областей догерцинской складчатости.

Таким образом, в пределах Саарского прогиба на докембрийский комплекс основания резко несогласно ложатся маломощные среднепалеозойские образования или непосредственно верхнепалеозойский комплекс, выполняющий сам прогиб. Между средне- и верхнепалеозойскими породами структурное несогласие, по-видимому, отсутствует.

Комплекс пород, выполняющий Донецкий прогиб, как и в Саарском прогибе, подстилают относительно небольшой мощности породы верхнего (возможно, верхов среднего) девона и нижней половины нижнего карбона, обнаруженные вдоль его южного борта и близкие к разновозрастным образованиям Днепрово-Донецкого прогиба. Платформенная природа последних не вызывает сомнений. В основании разреза расположена вулканогенно-осадочная формация верхнего девона (Пушаровский, 1947; Новикова, 1961). Она сложена конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, разнообразными туфами и туфо-брекчиями, а в нижней части — пластами порфиринов, базальтов и известняков (Геология месторождений..., 1963; Бутурлинов и др., 1968). Вулканогенные образования принадлежат к оливин-базальтовой подформации континентов (Кириченко, 1970). Породы, слагающие вулканогенно-осадочную формацию, имеют континентальный и отчасти мелководный прибрежно-морской генезис. Мощность формации достигает 850—900 м. К северо-западу от Донбасса на территории Днепрово-Донецкого прогиба в средней части разреза девона характерно появление мощных соленосных (до 2—3 км) толщ. Данные бурения и геофизики позволяют предполагать соленосный девон вдоль северной периферии Донбасса (Богданов, 1947 б; Мирчинк и др., 1963).

Породы девона вдоль южной периферии Донбасса несогласно перекрывает карбонатная формация турнейского и большей частью визейского ярусов, представленная толщей известняков общей мощностью до 300—600 м. Возможно, что в сторону центральной части Донбасса над докембрийским основанием появляются и более древние горизонты палеозоя, а рассмотренные выше формации в этом направлении увеличиваются в мощностях.

По данным материалов ГСЗ (Гаркаленко и др., 1970а,б), под складчатыми сооружениями Донецкого прогиба прослеживается поверхность докембрийского основания, залегающая в его центральной части на глубине около 20 км (рис. 34). Осевая зона прогиба по этим данным несколько смещена к южному борту. Отсюда поверхность докембрийского цоколя испытывает ступенчатый подъем к его северной и южной периферии, где располагается на глубине, не превышающей первые километры. По простиранию в сторону Днепрово-Донецкого прогиба также отмечается подъем поверхности докембрийского основания, но уже значительно более плавный, до глубин около 10 км. Таким образом, по поверхности докембрийского основания Донбасс представляет собой глубочайший прогиб.

Следовательно, в пределах Донецкого прогиба, так же как и в Саарском прогибе, на докембрийский комплекс основания резко несогласно ложатся относительно маломощные среднепалеозойские образования, которые от верхнепалеозойских пород самого прогиба не отделены структурным несогласием. Внутренняя структура докембрия, по данным магнитометрии, имеет меридиональное простирание, в отличие от субширотной ориентировки палеозойских структур.

Комплекс пород, выполняющий Саарский прогиб, начинается лимническая угленосная формация вестфáля. Изученная часть ее разреза при-

Лимническая угленосная формация структурно согласно (Becker u. a., 1968) сменяется пестроцветной (в верхней части красноцветной) континентальной молассой стефана и нижнего ротлигенда. Правда, в основании отложений стефана выпадают кантабрийские слои (Becker u. a., 1968), указывающие на небольшой стратиграфический перерыв. Она начинается холцерскими конгломератами. В противоположность преимущественно темным и серым породам вестфала, по данным М. Мюллера (Müller, 1965), в отложениях стефана преобладают красноцветные и пестроцветные породы за исключением зеленых брайтенбахерских слоев Восточного Саара. К западу последние замещаются красноцветами. Нижняя (стефанская) часть формации сложена конгломератами, полевошпатовыми — аркозовыми песчаниками, глинистыми породами с семью пластами угля. Встречаются прослой пресноводных известняков. В верхней и нижней ее частях преобладают глинистые, а в средней — песчаные породы. Верхняя часть пестроцветной молассы, отвечающая нижнему ротлигенду, начинается вирмигерскими конгломератами. Она в общем близка стефанской части разреза. В ней также содержатся пласты угля и отмечаются прослой известняков. Венчают формацию толейрские слои нижнего ротлигенда. Они состоят в основном из галечниковых аркозов с прослоями песчано-глинистых пород. Общая мощность формации достигает 4,5 км, причем на отложения стефана приходится 2,2 км, а на породы нижнего ротлигенда — 2,3 км (по М. Жинью, до 3 км).

Следующий элемент формационного ряда составляет пестроцветная континентальная вулканогенная молассовая формация нижней части верхнего ротлигенда (сёттерские слои). В мульде Примс она, по данным Э. Шрёдера (Schroder, 1953), сложена несколькими покровами мелафиров, разделенных прослоями порфировых туфов (тонштейнов) и порфировых конгломератов. Формация на юг протягивается только до полосы массивов порфировых интрузий. В мульде Наэ пестроцветная континентальная вулканогенная моласса в основании состоит из порфировых конгломератов, представляющих продукты разрушения порфировых интрузивных массивов и покровов порфиров. Выше в основном преобладают покровы мелафиров. Среди вулканогенных образований встречаются прослой осадочных пород, которые произошли за счет разрушения первых из них. Крайним северо-восточным пунктом распространения вулканогенных пород является северный склон Оденвальда (Бубнов, 1935). В целом, по данным А. А. Моссаковского (1970 г), в строении вулканогенной части формации главное место принадлежит вулканитам среднего и основного состава при подчиненном положении кислых трахитовых разновидностей. Преобладающие породы — разнообразные порфириты авгитовые, бронзитовые, энстатитовые и толеиты. Пестроцветная континентальная вулканогенная моласса, по данным С. Бубнова (1935), имеет линзовидные условия залегания. Ее максимальная мощность приурочена к районам интрузивных массивных (до 800 м), в сторону от которых она сокращается иногда до полного выпадения из разреза (Schroder, 1952).

Венчает формационный ряд Саарского прогиба красноцветная континентальная моласса вадернских и крейцнахских слоев. Возраст последних недостаточно ясен, и они могут принадлежать не только верхам ротлигенда, но и представлять континентальные аналоги цехштейна и нижнего пестрого песчаника нижнего триаса (Müller, 1965). Красноцветная моласса сложена красными валунными и среднегалечными конгломератами и аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с кварцевой и преимущественно мелафировой галькой, причем на севере прогиба развита преимущественно галька кварцитовых пород, а в области развития эффузивов преобладает галька вулканогенных пород. В верхней части формации (крейцнахские слои) преобладают красные сланцеватые глины и мелкозернистые песчаники. В нижней и верхней частях

крейцнахских слоев присутствуют прослойки доломитов (Müller, 1965). Мощность формации не превышает 500—600 м.

Красноцветная континентальная моласса распространена значительно шире по сравнению с пестроцветной континентальной вулканогенной молассой. На севере она непосредственно налегает на складчатые породы девона Хунсрюка. В пределах северного крыла Саарбрюккенской антиклинали красноцветная континентальная моласса резко несогласно перекрывает значительно более интенсивно дислоцированные породы карбона и нижнего ротлигенда. В центральных частях мульды Примс и Наэ несогласие в ее основании незначительно, а местами вовсе не фиксируется.

В северо-восточном направлении вулканогенные породы верхнего ротлигенда почти полностью выклиниваются, и в Верра-Фульдском бассейне нижнепермские отложения представлены, по данным М. Дитриха (Dietrich, 1965), исключительно осадочными образованиями и только на краю Шпессарт-Рульского поднятия имеются отдельные прослойки эффузивов. Красноцветная континентальная моласса ротлигенда здесь непосредственно подстилается кристаллическим цоколем. Только в старой скважине «Нентерсхаузен» под породами нижнего ротлигенда обнаружены серые пески и алевролиты с блестками угля, вероятно, принадлежащие стефану.

Рассмотренные формации неравномерно выполняют Саарский прогиб. Лимническая угленосная формация вестфalia выполняет центральную часть прогиба, ограничиваясь на севере Дюппенвейлерским поднятием, а на юге она, очевидно, выклинивается в районе северного крыла Цвайбрюккенской мульды. Сокращение ее мощности наблюдается и в северо-восточном направлении по простиранию прогиба. Так, в районе Нейнкирхена — Франкенхольца она имеет в два раза меньшую мощность по сравнению с районом Саарбрюккена — Фельклингена (Becker и. а., 1968). Максимальные мощности пестроцветной континентальной молассы стефана и нижнего ротлигенда смещаются к северо-западу, приближаясь к Дюппенвейлерскому поднятию. К северо-востоку, по мере уменьшения мощности лимнической угленосной формации максимальная мощность пестроцветной формации отмечается в центральной части прогиба (район Пфальцской антиклинали осевой зоны мульды Наэ). Отложения стефана, составляющие нижнюю часть формации, в северо-восточном направлении, по-видимому, выклиниваются, не доходя до р. Рейн в районе Бад Крейцнаха (Falke, 1965).

По данным Г.-Р. Гертнера и А. Ватцнауэра (Тектоника Европы..., 1964), буровыми скважинами отложения стефана вскрыты под мощными толщами триасовых образований к югу от Большого южного надвига на территории Цвайбрюккенской мульды. Они прослежены в южном направлении вплоть до окраин Вогез и местами содержат богатую продуктивную толщу углей. Однако в северо-восточной части Цвайбрюккенской мульды они отсутствуют, и, по данным Х. Фальке (Falke, 1965), здесь отложения верхнего ротлигенда непосредственно ложатся на докембрийский цоколь.

Максимальная мощность отложений нижнего ротлигенда по сравнению с мощностями стефана еще более приближается к южному крылу Дюппенвейлерского поднятия. В зоне же максимальных мощностей вестфalia пестроцветная континентальная моласса имеет значительно меньшие мощности. К северу от последнего на территории мульды Примс проходит следующая полоса высоких мощностей нижнего ротлигенда, причем, по данным С. Бубнова (1935), в осевой зоне и на северном крыле этой мульды отложения ротлигенда непосредственно налегают на кристаллический или складчатый доверхнепалеозойский цоколь. Такая же полоса повышенных мощностей отмечается к югу от Большого южного надвига на территории Цвайбрюккенской мульды. Максимальные мощности верхнего ротлигенда приурочены к зонам максимальных мощно-

стей нижнего ротлигенда. Исключение составляет лишь район центральной части Саарского прогиба вдоль южного склона Дюппенвейлерского поднятия, где они распространены в виде относительно маломощного чехла.

В Донецком прогибе слагающий его комплекс пород представлен параллической угленосной формацией, охватывающей верхи визейского и намюрский ярусы нижнего, среднего и верхний карбон. Она состоит из переслаивания сероцветных песчаников и сланцев (алевролитов и аргиллитов) с подчиненными им пластами и прослоями известняков и углей. Характерная особенность разреза карбона Донбасса — либо полное отсутствие конгломератов, либо они отмечаются в чрезвычайно редких случаях (Дубинский, 1956).

Общая мощность формации оценивается в 18—25 км (Широков, 1955; Геология месторождения угля..., т. 1, 1963; Попов, 1964), что в общем совпадает с данными сейсморазведки.

К востоку параллическая угленосная формация карбона Донбасса постепенно переходит в аспидную и карбонатную формации верхнего палеозоя кряжа Карпинского. Верхние горизонты этих формаций принадлежат верхнему карбону — нижней перми (Мирчинк и др., 1963). К западу параллическая угленосная формация постепенно замещается платформенными образованиями карбона Днепровско-Донецкого прогиба.

Вверх по разрезу параллическая угленосная формация карбона постепенно сменяется формацией медистых песчаников картамышской свиты нижней перми. Следует отметить, что как эта формация, так и вышележащая формация перми развиты только по западной и северной периферии Донбасса. Она представлена преимущественно красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, которые образуют небольшие по мощности, часто перемежающиеся слои, нередко связанные постепенными переходами. Маркирующие горизонты в формации — серые пласты песчано-глинистых пород, в которых почти повсеместно отмечается медное оруденение. Мощность формации медистых песчаников составляет 500—1200 м.

Следующий элемент формационного ряда составляет соленосная формация нижней перми (артемовская и краматорская свиты). С подстилающими породами формации медистых песчаников она связана постепенным переходом. В зоне перехода (никитовская свита) среди терригенных пород появляются пласты ангидритов, гипсов, известняков и доломитов. Мощность формации достигает 1 км.

Несколько неясное тектоническое положение занимает вышележащая красноцветная континентальная моласса верхней перми и, возможно, низов нижнего триаса (красноскольская свита). Она резко несогласно ложится на различные горизонты нижней перми, но в ряде мест красноцветная моласса с резким структурным несогласием перекрывается уже безусловно платформенными образованиями серебрянской свиты нижнего — среднего триаса. Мощность красноцветной континентальной молассы не превышает первых сотен метров.

На площади Саарского и Донецкого прогибов распространены интрузивные образования. В первом из них развиты субвулканические интрузии кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, а также более редкие керсантит-порфиры, долериты и базальтоидные мелафиры, которые внедрились в начале позднего ротлигенда в различные слои нижнего ротлигенда. Субвулканические интрузии образуют массивы, приуроченные к северной части Саарского прогиба. Наиболее крупный из них — Нофельдский массив — с более мелкими массивами расположен на линии, которая связывается с разломом в докембрийском фундаменте. Этот разлом приурочен к южному склону Дюппенвейлерского поднятия.

На юго-западе рассматриваемых массивов, по данным Э. Шрёдера (Schröder, 1952), магматические породы местами опрокидываются на

толейрские слои нижнего ротлигенда, иногда с образованием покровообразных отторженцев.

На площади Довбасса, по данным В. К. Куликовского и Н. В. Бутурлинова (Геология месторождения угля..., т. 1, 1963), В. И. Гоньшаковой, М. Д. Бойчук, Н. В. Бутурлинова и др. (1968) и Н. В. Бутурлинова и В. И. Скаржинского (1970), развиты различного типа магматические образования, особенно вдоль его южной периферии. Эти авторы выделяют четыре магматических комплекса. К первому они относят средне-верхнедевонские породы (390 ± 20 — 326 ± 12 млн. лет) щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной формации, близкой к ультраосновным щелочным породам пермо-триаса северо-западной части Сибирской платформы. Вторые составляют изверженные породы перми — раннего триаса, принадлежащие к габбро-монзонит-сиенитовой и андезит-трахиандезитовой формациям. Третий комплекс составляют породы щелочно-базальтоидной формации юры (160 ± 12 млн. лет). К четвертому комплексу относятся щелочные базальты, абсолютный возраст которых определяется 80 млн. лет. Выходы пород первых двух комплексов контролируют крупные разломы субширотного простирания. Магматические тела третьего комплекса тяготеют к районам развития поперечной субмеридиональной складчатости и разрывных нарушений того же направления. По форме залегания большинство изверженных тел Довбасса представляют собой межпластовые залежи среди осадочных пород нижнего и среднего карбона. Реже отмечаются дайки и небольшие штоки. Мощность отдельных тел колеблется от нескольких сантиметров до метров и реже десятков метров при протяженности, не превышающей 2—3 км.

Комплекс пород, выполняющий Саарский и Донецкий прогибы, лишен принципиальных угловых несогласий и может быть выделен в качестве единого структурного яруса. Отмечаемые в нем перерывы имеют чисто местное значение и, как правило, наблюдаются по их периферии. Так, Н. В. Ярошенко (1965) на территории Западного Довбасса отмечает перерыв в осдонакоплении в намюрском веке, уменьшающийся в северо-восточном направлении, а И. Ю. Лапкин (1970) указывает на скрытый перерыв между отложениями карбона и перми.

Саарский прогиб имеет в общем достаточно сложное тектоническое строение (рис. 35, 36). В его центральной части проходит крупная Саарбрюккенская антиклиналь. В ее ядре на современную поверхность выходят продуктивные горизонты вестфалья. По данным М. Жинью (1952), антиклиналь резко асимметрична и запрокинута к юго-востоку. Она переходит даже в надвинутую складку с растяжением или сокращением опрокинутого крыла, на которое нормально надвинуто в виде настоящего шарьяжа. Слои среднего и верхнего карбона, слагающие лежащее крыло антиклинали, деформированы значительно более интенсивно (Neurohr, 1960). Линия разлома, как указывалось выше, известна под названием Большого южного надвига. От главной плоскости надвига отходят многочисленные апофизы, что создает здесь очень сложную разрывную структуру. Южное крыло антиклинали опущено более чем на 3 км. В его пределах близ плоскости надвига породы стефана перекрываются отложениями триаса, которые к северу местами совместно с отложениями верхнего ротлигенда заходят на площадь приподнятого северного блока, непосредственно ложась на породы вестфалья (Бубнов, 1935).

К юго-западу от долины Саара продуктивные горизонты вестфалья погружаются под платформенный чехол триаса, но буровые скважины и шахты позволяют проследить Саарбрюккенскую антиклиналь до Форбаха, где она становится более симметричной и постепенно затухает. Однако в районе долины р. Саар на северо-западном крыле Саарбрюккенской антиклинали намечается новый антиклинальный прогиб. К юго-

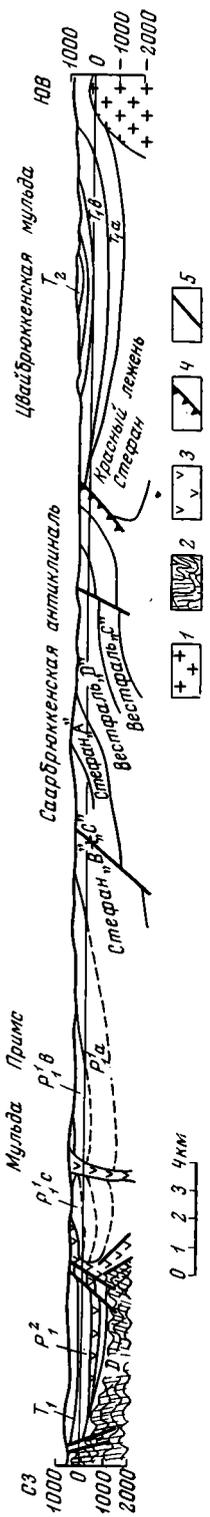


Рис. 35. Геологический разрез вквост простирания Саарского прогиба (Schölenberg и. а., 1965)

1 — доверхнепалеозойские магматические образования; 2 — складчатый комплекс девона; 3 — эффузивы верхнего ротлигенда; 4 — плоскость надвига; 5 — разрывные нарушения. Индексами обозначены: $P_1^a, P_1^b, P_1^c, P_2, P_3, P_4, P_5, P_6, P_7, P_8$ — слои нижнего ротлигенда, P_1^2 — верхний ротлигенд, T_1, T_2 — нижний триас, T_2 — средний триас

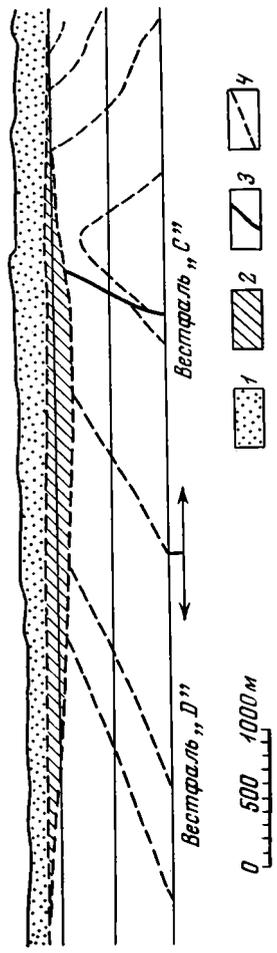


Рис. 36. Геологический разрез вквост простирания Саарбрюккенской антиклинали (Falke, 1965)

1 — триас; 2 — верхний ротлигенд; 3 — разрывные нарушения; 4 — слои внутри вестфалья С и D

западу по мере погружения и затухания Саарбрюккенской антиклинали происходит обособление этого перегиба в виде самостоятельной антиклинальной складки, выделяемой под названием Лотарингской антиклинали. Последняя также имеет асимметричное строение и осложнена вдоль южного крыла надвигом. Далее к юго-западу Лотарингская антиклиналь четко прослеживается в разработках Ля-Ува и Мерлебаха. Лотарингская антиклиналь, по данным С. Бубнова (1935), осложнена параллельными антиклиналями и разделяется поперечными поднятиями на отдельные куполовидные вздутия. Здесь также развиты продольные и поперечные дотриасовые (доверхнеротлигендовые) разрывные нарушения.

Северо-восточным продолжением Саарбрюккенской антиклинали является Франкенхольская (Пфальбская) антиклиналь, в пределах которой общая дислоцированность слоев уменьшается (Кнеуер, 1961). В строении последней имеет большое значение система продольных и поперечных разрывных нарушений (Falke, 1964).

К северо-западу от рассмотренных антиклиналей расположены мульды Примс, Наэ и Мерцигерский грабен (Müller, 1965), сложенные с поверхности преимущественно породами верхнего ротлигенда (рис. 37, 38). Юго-восточнее мульды Наэ начинается новая мульда, которая на северо-востоке быстро скрывается под третичные отложения Майнцкого бассейна (Falke, 1959). Породы ротлигенда, выполняющие рассматриваемые мульды, имеют в общем пологое залегание, увеличиваясь на крыльях до 10—30° (Falke, 1964). Только вблизи порфировых интрузивных массивов, по данным Х. Фальке (Falke, 1959, 1964), слой нижнего ротлигенда наклонены очень круто, а местами поставлены на голову (рис. 39). В ряде случаев между осадочными породами и порфирами развита брекчия трения, которая пронизана мельчайшими апофизами интрузий. Эти круто наклоненные слои резко несогласно покрываются полого залегающими конгломератами верхнего ротлигенда. При некотором удалении от этих массивов это несогласие полностью исчезает, и слои нижнего и верхнего ротлигенда имеют согласное напластование и углы наклона, измеряемые первыми градусами. Большое значение в структуре мульды Примс и Наэ играют разрывные нарушения.

Такую же простую синклинальную структуру имеет и северо-восточная часть Саарского прогиба, в частности бассейн Верра-Фульда.

К югу от Большого южного надвига расположена Цвайбрюккенская мульда, в строении которой основное участие принимают породы триаса, а отложения карбона погружены на 2,5—4 км.

Палеозойский комплекс Донбасса образует значительно более сложную складчатую структуру по сравнению с Саарским прогибом. На его территории развита система линейных складок, вытянутых в субширотном направлении. Складки образуют непрерывно перемежающийся ряд антиклиналей и синклиналей разной величины и формы. Причем протяженность складок последовательно уменьшается с юга на север с полным замещением линейных форм куполовидными с приближением к южному склону Воронежской антеклизы (Широкѳв, 1958). Аналогичная картина изменения форм линейной складчатости наблюдается в северо-западном направлении при приближении к Днепровско-Донецкому прогибу. Углы падения слоев разнообразны от пологих до крутых (60—80°), а иногда и до опрокинутых. Складки в абсолютном большинстве принадлежат к концентрическому типу (Попов, 1964). В замках некоторых складок (особенно в острых крутых антиклиналях) наблюдается межслоевое передвижение материала (преимущественно глинистого) и скалывание жестких пород, т. е. в этом случае складки приобретают параллельно подобный тип. Дисгармоничные и заблокированные складки распространены в Донбассе редко и обычно приурочены к зонам отсутствия надвигов. По периферии Донбасса наряду с линейными складками иногда появляются и структуры куполовидной формы. Огромную роль в струк-

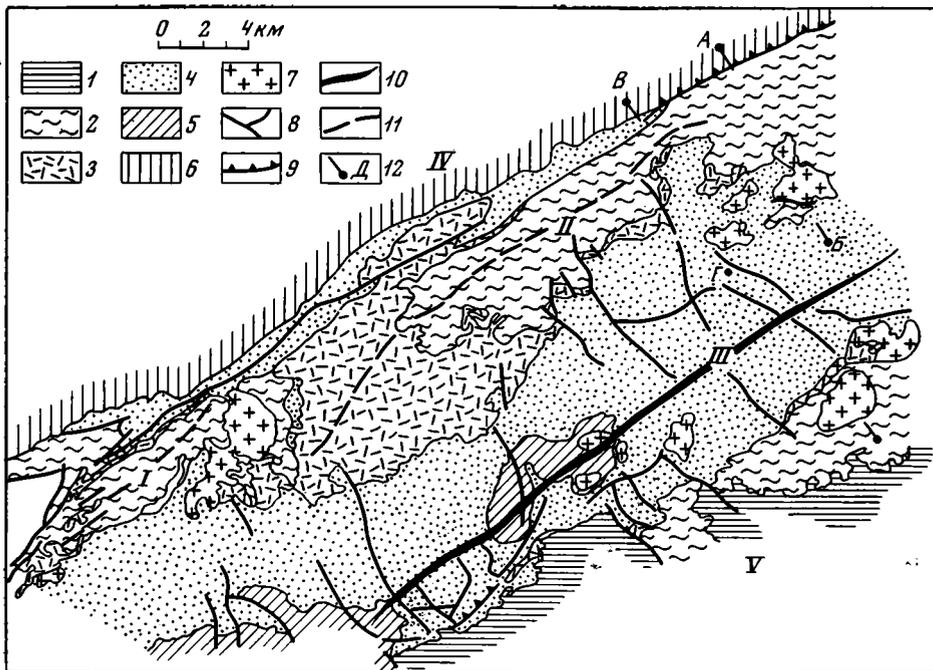


Рис. 37. Геологическая карта северной части Саарского прогиба (Falke, 1964)

1 — триас; 2 — верхний ротлигенд; 3 — вулканогенные образования нижней части верхнего ротлигенда; 4 — нижний ротлигенд; 5 — верхний карбон; 6 — девон; 7 — пермские интрузии; 8 — разрывные нарушения; 9 — надвиги; 10 — оси антиклиналей; 11 — оси синклиналей; 12 — положение разрезов, приведенных на рис. 39. Цифрами обозначены: I — мульда Лримс, II — мульда Наа, III — Франкенхольская антиклиналь (северо-восточное продолжение Саарбрюккенской антиклинали), IV — Хунсрюкское поднятие, V — Цвайбрюккенская мульда

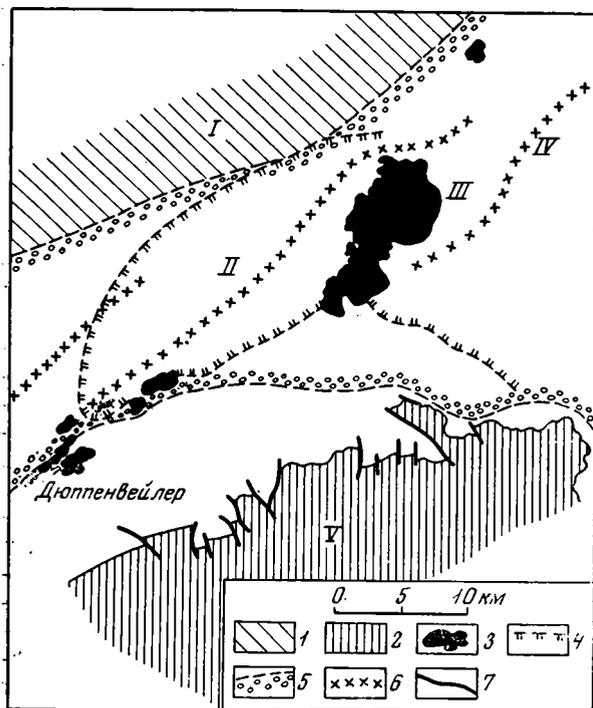


Рис. 38. Соотношения между основными структурными элементами, составляющими Саарский прогиб (Schröder, 1952)

I — поднятие Хунсрюк,
 II — мульда Лримс,
 III — Нюфельдский массив,
 IV — мульда Наа,
 V — Саарбрюккенская антиклиналь

1—3 — выходы на поверхность:
 1 — доверхнепалеозойских образований,
 2 — среднего — верхнего карбона,
 3 — порфиритов верхнего ротлигенда;
 4—5 — контур распространения:
 4 — нижней части верхнего ротлигенда,
 5 — верхней части верхнего ротлигенда;
 6 — оси мульды;
 7 — разрывные нарушения

туре Донбасса играют разрывные нарушения, чаще всего наклоненные к его центральной части (как правило, это надвиги и взбросы). По ним происходит надвигание отдельных блоков от центра прогиба к перифериям. Особенно эффективно выражена зона надвигов вдоль северо-восточного крыла Донбасса. Надвиги здесь наклонены на юг под углом 40—50°, но иногда выположены до 20°.

Территория Донбасса разделяется на следующие тектонические зоны: срединная часть, занятая основными крупными линейными складками (главная антиклиналь), северная зона мелкой складчатости и надвигов, южная зона складчатости и разрывных нарушений и, наконец, западная зона (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины), где происхо-

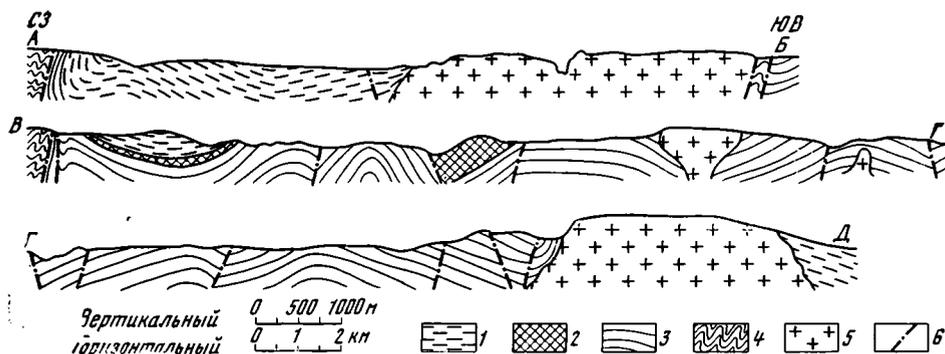


Рис. 39. Геологические разрезы (см. рис. 37) вкрест простирания мульды Наэ (Falke, 1964)

1 — верхний ротлигенд; 2 — вулканогенные образования нижней части верхнего ротлигенда; 3 — нижний ротлигенд; 4 — девон; 5 — пермские интрузии; 6 — разрывные нарушения

дит затухание складчатых структур Донбасса и их переход в платформенные дислокации Днепровско-Донецкого прогиба (Дубинский, 1956; Геология месторождений..., 1963). В южной зоне, по данным А. З. Широкова (1958), мелкая складчатость наблюдается только в районе Донецкого поперечного поднятия.

Несомненно, платформенный комплекс пород на территории Саарского и Донецкого прогибов начинается с нижнетриасовых образований. В районе Саарбрюккенской и Лотарингской антиклиналей отложения нижнего триаса связаны постепенным переходом с подстилающей красноцветной континентальной молассой верхнего ротлигенда и возможных континентальных аналогов пещштейна и нижнего пестрого песчаника. Последняя здесь резко несогласно перекрывает в виде пологого покрова деформированные породы карбона и нижнего ротлигенда, начиная послескладчатый комплекс пород. На территории Донбасса породы нижнего триаса (серебрянская свита) резко несогласно покрывают складчатые породы карбона и нижней перми. Однако там, где развита красноцветная моласса верхней перми (а возможно, и низов нижнего триаса) это несогласие значительно менее резко, а местами полностью пропадает.

Отложения нижнего триаса в обоих прогибах принадлежат к пестроцветной терригенной формации. Вышележащие отложения триаса, юры, мела, палеогена и антропогена также образуют формации платформенного класса.

В пределах Саарского прогиба максимальная мощность платформенного чехла приурочена к его юго-западной и южной частям (Лотарингская антиклиналь и Цвайбрюккенская мульда), представляющим уже окраину Парижского бассейна, где она составляет 1 км и более.

На площади Донбасса платформенный чехол развит по северной и южной периферии и в зоне западного затухания, где его мощность не

превышает первых сотен метров. В восточной части Донецкого прогиба (кряж Карпийского) мощность платформенного чехла увеличивается до 1 км и более.

Отложения триас-юрского платформенного чехла Саарского прогиба дислоцированы полого. Углы наклона, как правило, не превышают первые градусы. По ним отчетливо выделяется структурный нос, соответствующий верхнепалеозойской Лотарингской антиклинали, и структурный залив, расположенный на юго-западном продолжении мульды Примс. По данным С. Бубнова (1935), триасовые отложения Лотарингской антиклинали осложнены разрывными нарушениями рейнского простирания.

Отложения платформенного чехла на площади Донецкого прогиба также дислоцированы. Они образуют ряд линейных структурных элементов, ориентированных в субширотном направлении (Шатский, 1924; Дубинский, 1959). Углы наклона их слоев измеряются, как правило, градусами, а иногда составляют десятки градусов (на северной периферии до 60°).

В течение раннего и позднего палеозоя площадь Саарского прогиба представляла собой стабильный участок, разделяющий геосинклинальные тропы территорий Рейнских Сланцевых гор и Вогез. Вероятно, только на отдельных площадях западной части Среднегерманского поднятия накапливались относительно маломощные толщи девона и карбона, близкие в формационном отношении к одновозрастным образованиям областей догерцинской складчатости Брабантского массива, Северо-Германской впадины, Средней и Северной Англии.

Условия тектонического режима резко изменились в начале намюрского века. С этого времени область западной части Среднегерманского поднятия превратилась в участок интенсивного погружения, компенсированного формациями орогенного класса. В намюрский и вестфальские века в погружение была вовлечена юго-западная часть площади Саарского прогиба в Лотарингии в районе Понт-а-Моуссона и Коммерки (Becker u. a., 1968). Ось прогибания во времени постепенно смещалась к северо-западу, приближаясь к юго-восточному склону Дюшпенвейлерского поднятия. Одновременно происходило перемещение зоны максимального погружения и к северо-востоку вдоль современного простирания прогиба. На границе вестфальского и стефанского веков произошло кратковременное прекращение осадкоаккумуляции, фиксируемое по выпадению из разреза кантабрийских слоев нижнего стефана. Причем наибольший подъем испытал район, тяготеющий к Саарбрюккенской и Лотарингской антиклиналям (Becker u. a., 1968).

Со стефанского века юго-западная часть прогиба (участок максимального погружения намюрского и вестфальского веков) испытывала более замедленное погружение по сравнению с площадями, расположенными к северо-западу и северо-востоку. На границе карбона и перми юго-западная часть прогиба поднялась и ограничила район седиментации нижнего ротлигенда. Со стефанского века, по-видимому, была втянута в погружение южная часть прогиба к югу от Большого южного надвига (юго-западная часть Цвайбрюккенской мульды). С раннего ротлигенда, вероятно, начала погружение северо-западная часть Саарского прогиба (площадь мульды Примс), образовав самостоятельную ванну, отделенную от основной юго-восточной части прогиба Дюшпенвейлерским поднятием. Отложения ротлигенда легли здесь на резко расчлененную поверхность доверхнепалеозойского цоколя (Becker u. a., 1968).

На рубеже раннего и позднего ротлигенда произошли процессы заальской складчатости, охватившие центральную часть прогиба и превратившие ее в крупные Саарбрюккенскую и Лотарингскую антиклинали.

Немецкие геологи полагают (Schonenberg, Kneuper, 1964; Becker u. a., 1968; и др.), что эти антиклинали имели длительное развитие и в качестве поднятия (они называют его «центральным») существовали по

крайней мере с вестфалья С и продолжали свое конседиментационное развитие в течение всего позднекаменноугольного и раннепермского (ранний ротлигенд) времени. Однако приводимые ими конкретные разрезы вкрест простирания этих антиклиналей по существу не показывают изменение мощностей страгиграфических подразделений вестфалья С и D. Как указывалось выше, этот район начал замедленное погружение только в стефанском веке и в качестве поднятия, вероятно, формировался только в раннем ротлигенде. Денудационный срез в районе центральных частей антиклиналей, измеряемый 2,5—3 км, достигнув низов вестфалья С на основании анализов разрезов, безусловно, обязан заальской складчатости.

Заальская складчатость Саарского прогиба связана с горизонтальным стрессом (Кнеурег, 1960), направленным с северо-запада на юго-восток, что привело к опрокидыванию в этом направлении возникших антиклинальных складок. По-видимому, с юга центральный часть прогиба ограничивалась резким уступом доверхнепалеозойского фундамента, благодаря которому произошло опрокидывание антиклиналей к югу и образование Большого южного надвига. Территория к югу от этого уступа (Цвайбрюккенская мульда) была вовлечена в умеренное прогибание, по-видимому, только со стефанского века.

Процессы заальской складчатости не захватили площадь северо-западной части Саарского прогиба к северу от Дюппенвейлерского поднятия (мульды Примс и Наэ), его северо-восточное окончание (Верра-Фульдский бассейн) и площади к югу от Большого южного надвига (территория Цвайбрюккенской мульды). В пределах первых из них на рубеже раннего и позднего ротлигенда накопление осадочных формаций сменилось относительно кратковременным внедрением вдоль крупного разлома порфировых и порфиритовых интрузий, приведших к деформации слоев нижнего ротлигенда. За ним произошло излияние лав и отложения туфов. Тектонические движения за пределами площади, охваченной заальской складчатостью, и на некотором удалении от интрузивных массивов на рубеже раннего и позднего ротлигенда не создали структурного несогласия. Накопление верхнего ротлигенда было сосредоточено преимущественно в синклинальных участках структурного плана, созданного заальскими тектоническими движениями. В это время продолжала испытывать интенсивное погружение и южная часть Саарского прогиба к югу от Большого южного надвига (Цвайбрюккенская мульда). Образование формаций орогенного класса на территории Саарского прогиба, не затронутых процессами заальской складчатости, продолжалось до конца позднего ротлигенда и, возможно, закончилось в поздней перми или даже в раннем триасе.

Основной источник сноса для орогенных формаций Саарского прогиба располагался к северо-западу, на месте современного положения Рейнских Сланцевых гор, а в вестфальском и стефанском веках и на территории, занятой в настоящее время северо-западной частью самого прогиба. Со стефанского века начали играть определенную роль, особенно для южных частей прогиба, и южные источники сноса (район Вогез и Шварцвальда). Во второй половине позднего ротлигенда появились местные источники сноса в виде выведенных на поверхность массивов интрузий и потоков лав.

Со среднего пестрого песчаника на территории Саарского прогиба уже начали отлагаться формации, типичные для платформенного класса. Переход формаций орогенного класса в формации платформенного класса не сопровождался процессами складчатости и орогении, что привело к отсутствию между ними структурного несогласия. И те, и другие испытывали воздействие, по-видимому, лишь вертикальных тектонических движений, что привело к развитию в них относительно простых платформенных (германотипных) дислокаций.

Таким образом, Саарский прогиб в общепринятом понимании представляет собой гетерогенную структуру. Его центральная наиболее глубокая часть выполнена породами верхнего карбона и отчасти нижнего ротлигенда. Она ограничена, очевидно, резкими уступами, проходящими на севере вдоль южного склона Дюппенвейлерского поднятия, а на юге — близ Большого южного надвига. На северо-востоке этот прогиб выклинивается, не доходя долины Рейна. Большая же по размерам периферия Саарского прогиба, в частности его северо-западная часть к северу от Дюппенвейлерского поднятия (мульда Примс), юго-восточная часть (Цвайбрюккенская мульда) и северо-восточное окончание (бассейн Верра-Фульда), аналогичны другим, рассмотренным выше внутренним прогибам типа Заальского, относящимся к классу нескладчатых (постогорных) структур (рис. 40).

Развитие центральной части прогиба завершило, как указывалось выше, процессы заальской складчатости. С позднего ротлигенда эта площадь была втянута в умеренное прогибание, которое в начале компенсировалось красноцветной континентальной молассой, быстро сменившейся накоплением нормальных платформенных образований. Однако к северу и югу красноцветная континентальная моласса верхнего ротлигенда непосредственно венчает формационный ряд внутренних наложенных прогибов.

Со среднего пестрого песчаника раннего триаса территория Саарского прогиба более равномерно включилась в область седиментации, исчезло Дюппенвейлерское поднятие и продолжалось интенсивное погружение площади Цвайбрюккенской мульды.

Площадь Донецкого прогиба в течение раннего и большей части среднего палеозоя входила в состав Восточно-Европейской платформы, в пределах которой накапливались относительно маломощные платформенные формации, аналогичные другим районам Русской плиты. Принципиально иная картина стала наблюдаться со второй половины визейского века. С этого времени между Воронежской антеклизой и Украинским щитом вдоль системы глубинных разломов начал интенсивно погружаться относительно узкий участок земной коры. Прогибание компенсировалось мощными толщами осадков угленосной паралической формации (до 18—25 км), а на востоке морской терригенно- (преимущественно сланцево-) карбонатной формацией, заполнившими грабенообразный прогиб.

С конца позднекаменноугольной эпохи темп прогибания постепенно уменьшался. Область накопления осадков начала сокращаться, и в разрезе западной части прогиба стали появляться пестроцветные лагунно-континентальные, а перед самым окончанием прогибания и галогенные отложения (формация медистых песчаников и соленосная формация).

Анализ мощностей отдельных стратиграфических подразделений пород карбона и перми показывает общее их нарастание от бортовых частей прогиба к его центру, часто сопровождаемое некоторыми отклонениями (Широков, 1955; Белоконь, 1958, 1967; Левенштейн, 1959; Геология месторождений..., 1963). В целом полоса максимальных мощностей приурочена к срединной части зоны крупных антиклиналей (Главная антиклиналь) и к расположенной к югу от нее синклиналиной зоне.

Фациальный состав отложений карбона и нижней перми Донбасса дает основание М. Л. Левенштейну (1959) считать, что основной источник сноса для этого времени располагался далеко к югу от Азовского выступа Украинского щита. В пределах последнего в каменноугольный и пермский периоды происходило, вероятно, отложение относительно маломощных платформенных толщ в условиях эпиконтинентального бассейна, впоследствии уничтоженных денудацией.

Детальный анализ фаций и мощностей (Нестеренко, Левенштейн, 1953; Нестеренко, 1961) показывает, что почти до конца раннепермской

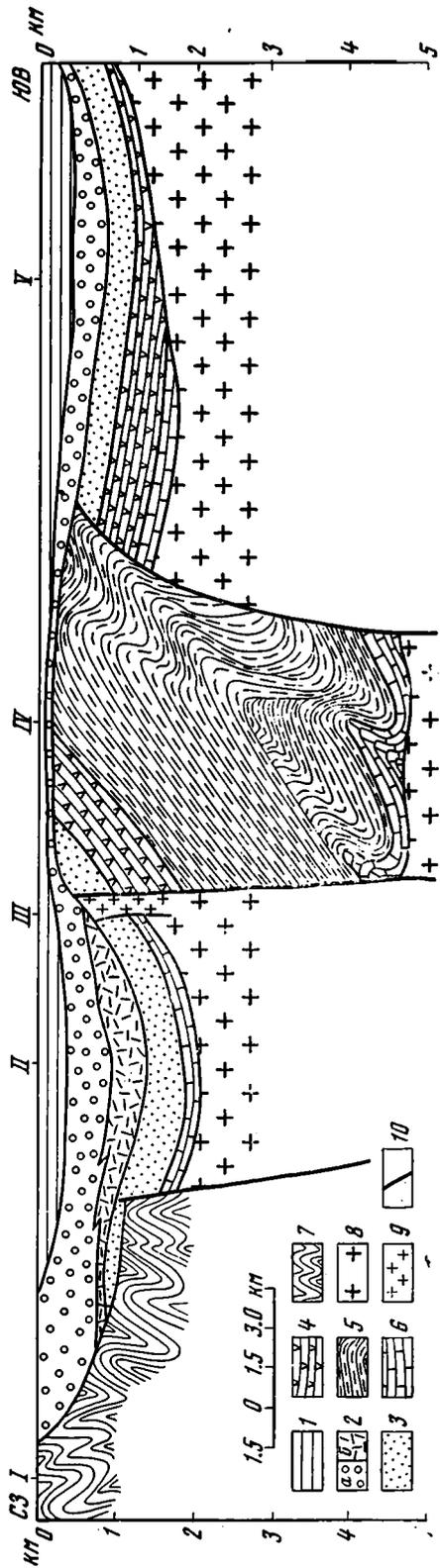


Рис. 40. Принципиальный схематический разрез вкрест простирания Саарского прогиба

I — поднятие Хунсрюк, II — мулда Примс, III — поднятие Дюппенвейлер, IV — Саарбрюкенская антиклиналь, V — Цвайбрюкенская мулда
 1 — триас; 2 — верхний ролитенд; 3 — осадочная серия; 4 — осадочная серия; 5 — вулканогенная серия; 6 — нижний ролитенд; 7 — вулканогенная серия; 8 — осадочная серия; 9 — вестфаль — намюр; 10 — нижний карбон; 11 — складчатый геосинклинальный девон Хунсрюка; 12 — кристаллический доколь Среднетерманского подвятия; 13 — пермские интрузии; 14 — основные разломы

эпохи территория Донбасса испытывала непрерывное последовательное погружение. Структурный план палеозойского комплекса пород Донбасса создали процессы складчатости, произошедшие в конце раннепермской и позднепермской эпохи (заальская и пфальцская фазы). Они привели к превращению прогиба в складчатое сооружение (инверсионный антиклинорий) и становлению складчатого фундамента. Максимальной величины процессы складчатости имели в центральной части прогиба. В бортовых же частях приплатформенных склонов прогиба породы палеозоя остались слабо деформированными. Процессы складчатости привели к метаморфизации пород, особенно в центральных частях прогиба, причем угли доведены до антрацитов. К периферии метаморфизм пород значительно падает, и в пределах Днепровско-Донецкого прогиба в породах карбона отмечаются уже только бурые угли. Присутствие красноцветной континентальной молассы верхней перми только в зоне западного затухания складчатого Донбасса не позволяет объективно оценить, какая из указанных фаз складчатости имела основное значение. Одновременно с прогибанием и со складчатостью вдоль разломов на территории Донбасса происходило внедрение магмы. Последний (юрский) тектоно-магматический цикл уже был связан с платформенным этапом развития.

С раннего триаса площадь Донецкого прогиба, несомненно, вступила в платформенный режим развития. Перед началом накопления платформенного чехла его складчатые сооружения испытали интенсивный денудационный срез, который, судя по залеганию отложений триаса, на различных горизонтах карбона и перми достиг 5—6 км, причем величина среза возрастала с запада на восток (Геология месторождений..., 1963). На северной и южной периферии Донбасса и в зоне его западного затухания начали откладываться относительно маломощные отложения платформенного чехла. В более интенсивное платформенное погружение была втянута восточная часть прогиба. Центральная же его часть испытывала преимущественно подъем, и осадконакопление в ее пределах практически не происходило. Одновременно с осадконакоплением шло образование платформенных дислокаций. Причем в некоторые, относительно кратковременные, отрезки тектонические движения, формирующие структурный план, резко усиливались (лейас, конец средней юры, граница мела и юры, мела и палеогена). Особенно интенсивно тектонические движения на границе мела и палеогена проявились на северной окраине Донбасса, где углы наклона верхнемеловых отложений достигли 60—80°, а амплитуда разрывов — до 200—300 м.

Складчатая структура палеозоя Донецкого и центральной части Саарского прогибов нашла свое отражение в отложениях платформенного чехла. Основные крупные складки, развитые в породах карбона и нижней перми, в большинстве случаев в значительно сглаженном виде повторяются в отложениях мезозой-кайнозоя (Крылов, 1971).

Для территории Донбасса выделяются три типа наследования (Геология месторождений..., 1963; Попов, 1964).

К первому типу относятся формы прямого наследования, когда складки карбона продолжают свое развитие в мезозой-кайнозойское время в том же направлении и с тем же наложением осей в разрезе и плане. Этот вид наследования особенно хорошо выдерживается в синклиналях. Такие синклинали, как Черкасская, Успенская, Дуванская и другие, — прекрасные примеры прямого наследования.

При косвенном (побочном) наследовании наблюдаются закономерные смещения осей мезозой-кайнозойских складок по отношению к каменноугольным при сохранении того же азимута простирания в плане. Такие взаимоотношения особенно часто возникают в молодых антиклиналях в сторону размытого крыла, сближаясь с синклиналью. Это явление особенно часто наблюдается на севере Донбасса.

Наконец, отмечается обращенное (инверсионное) наследование складчатых форм, особенно ярко выраженное в образовании антиклинальных поднятий над пологими днищами широких каменноугольных синклиналей.

Наряду с наследованием складчатых форм наблюдается также наследование и разрывных нарушений, особенно хорошо выявленное вдоль северной периферии Донбасса. Наиболее широко распространено прямое наследование. Так, например, Марьевский надвиг на севере Донбасса имеет амплитуду до 1500 м, из которых 1200 м приходятся на заальско-пфальцские движения, 250 м — на ларамийские и 50 м — на савские. По данным А. Я. Дубинского (1959), унаследованные движения Донецкого антиклинального ядра продолжаются и поныне.

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ВТОРИЧНО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ (КИММЕРИЙСКИХ) ПРОГИБОВ В ГЕРЦИНИДАХ ЕВРАЗИИ

На юге и востоке герцинид Евразии распространены одиночные изолированные прогибы, относительно кратковременное геосинклинальное развитие которых продолжалось или чаще вновь возрождалось в начале мезозоя¹. По условиям своего формирования они представляют собой вторичные геосинклинали, т. е. структуры, которые, в понимании А. В. Пейве и В. М. Сивинцева (1950), возникают и развиваются на территориях, прошедших в том или ином виде стадию развития первичных геосинклинальных систем. По характеру площадного распространения рассматриваемые структуры можно относить к категории моногеосинклиналей (единичных геосинклиналей), предложенных Г. Шухертом (Schuchert, 1923), а в настоящее время применяемых А. Б. Дергуновым и др. (1971) для обозначения своеобразных герцинских геосинклинальных прогибов, распространенных на территории раннекаледонского континентального блока Центральной и Западной Монголии. Вторичные геосинклинали расположены в непосредственной близости к Альпийско-Гималайскому поясу или к мезозондам Сихотэ-Алиня, а при удалении от них исчезают. Они обладают рядом характерных черт строения и развития, которые значительно отличают их от рассмотренных выше орогенных структур герцинид. Прежде всего в строении вторичных геосинклинальных прогибов большое значение имеют формации геосинклинального класса, чаще всего состоящие из пород морского генезиса, нередко превышающих в объеме формации орогенного класса. Их замыкание происходило в триасовом или юрском периодах (иногда в самом конце последнего или даже начале раннемелового периода), что в возрастном отношении обычно далеко выходит за рамки развития нормальных орогенных структур герцинид. В некоторых случаях даже начало формирования вторично-геосинклинальных прогибов происходило после отмирания орогенных структур.

Во вторично-геосинклинальных прогибах максимальная «геосинклинальность» (проявление формаций геосинклинального класса, наибольшие мощности и наивысшие градиенты мощностей) наступает, как правило, в самом конце их развития. Формирование рассматриваемых прогибов завершают достаточно интенсивные процессы складчатости, приводящие часто к инверсии и проявлению над ними в платформенном режиме развития унаследованных тектонических движений, т. е. на участках земной коры, занятых описываемыми прогибами, кратковременно вновь возрождаются условия, типичные для геосинклинального режима.

Проявление в Горном Крыму мезозойской складчатости дало основание в свое время Л. Мразеку и Э. Зюссу (Штилле, 1964б) выделить здесь складчатую зону, протягиваемую ими в Добруджу и другие рай-

¹ Возможно, аналогичные структурные элементы развиты в западной части Катазиатского пояса, непосредственно примыкающего к мезозондам Юго-Восточной Азии. Однако материалов для их характеристики в настоящее время еще недостаточно.

оны и названную «киммерийскими горами». Позднее киммерийская складчатость и складчатые зоны, возникшие за счет нее, были намечены и в других регионах Евразии (Моисеев, 1937; Пейве, 1967). Однако Г. Штилле (1964б) показал, что киммерийский тектогенез не стоит в одном ранге с варисцийским или альпийским. В альпийских геосинклинальных областях киммерийская складчатость представляла собой начальные фазы альпийского тектогенеза, причем ее проявления не привели к завершению геосинклинального развития. Вне пределов этих областей киммерийская складчатость проявилась на относительно небольших по площади изолированных участках, приуроченных к рассматриваемым прогибам. Зоны киммерийской складчатости не образуют самостоятельных складчатых систем.

На территории герцинид за триас-юрскими геосинклинальными прогибами, подобными Горному Крыму, по-видимому, целесообразно оставить название «киммерийские (возрожденные) прогибы», а складчатые зоны, впоследствии возникшие из них, именовать «зонами киммерийской складчатости» (Шлезингер, 1971а). Тем самым сразу же будет подчеркнута специфичность этих структурных элементов. К близкому выводу пришел также В. И. Славин (1968), который считает, что раннемезозойский этап развития, геосинклинальные сооружения которого наложились почти повсеместно на орогенные структуры герцинид и четко отграничены от собственно альпийских складчатых сооружений, должен выделяться внутри альпийского этапа как самостоятельный киммерийский этап развития.

ВТОРИЧНО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (КИММЕРИЙСКИЕ) ПРОГИБЫ ЮГА ЕВРАЗИИ

На юге герцинид Евразии с запада на восток выделяются следующие киммерийские прогибы: Тулча в Северной Добрудже, Тарханкутский в Степном Крыму (Шлезингер, 1970), Горного Крыма, Ейско-Березанский в Западном Предкавказье, прогибы центральной части северного склона Большого Кавказа (Гузеришльский, Тхачский и Тырнаузский), а также прогибы Мангышлакский, Туаркырский¹, Большого Балхана, Банди-Туркестанский, Паропамизский, Гиндукушский и Восточно-Ферганский (рис. 41). Ю. Г. Леонов (1970) считает, что аналогичное строение с киммерийскими прогибами Северного Афганистана имеет и Предамирский триасовый прогиб. Однако автохтонность выполняющего его комплекса пород и принадлежность к области герцинской складчатости являются недостаточно ясными, и поэтому в дальнейшем он не рассматривается.

Киммерийские прогибы развиты вдоль зон крупных разрывных нарушений (глубинных разломов), которые служили их естественными ограничениями. За пределы прогибов выполняющий комплекс пород иногда выплескивается в виде относительно маломощного покрова и входит в состав уже слабо деформированного чехла смежных с киммерийскими орогенных внутренних прогибов и впадин. Триасовый прогиб Тулча на севере оборван разломом Георгиевского гирла, а на юге разломом Печеняга-Камена (Шлезингер, 1968). Достаточно определенно намечаются в настоящее время, по данным бурения, электроразведки, сейсморазведки и геофизическим полям, глубинные разломы, ограничивающие на севере и юге прогиб Горного Крыма (Архипов и др., 1970; Шлезингер, 1972).

Банди-Туркестанский прогиб на севере ограничен Предбанди-Туркестанским разломом, отделяющим его от Северо-Афганского и Майманинского выступов, в пределах которых мезозойский платформенный чехол

¹ Отнесение Туаркырского прогиба к киммерийским прогибам до некоторой степени условно.

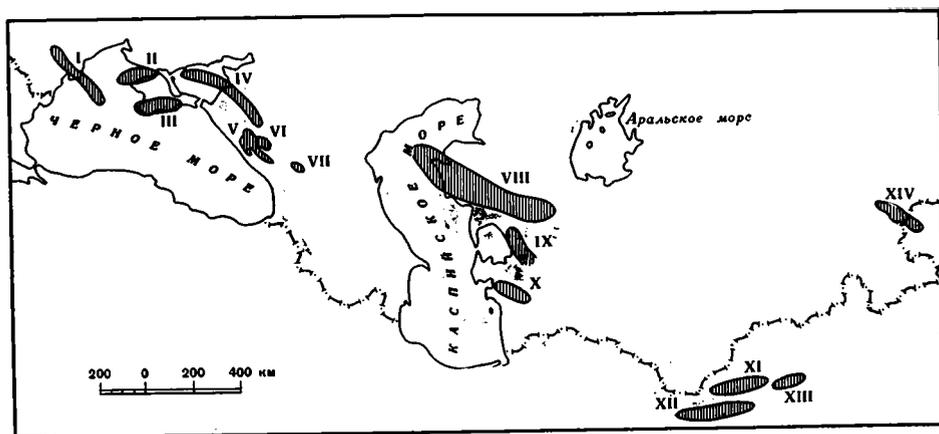


Рис. 41. Схема расположения киммерийских прогибов южной периферии герцинид

I — Тулчинский, II — Тарханкутский, III — Горного Крыма, IV — Ейско-Березанский, V — Гувришльский, VI — Тхачский, VII — Тырнаузский, VIII — Мангышлакский, IX — Туаркырский, X — Большезбалханский, XI — Банди-Туркестанский, XII — Паропамизский, XIII — Гиндукушский, XIV — Восточно-Ферганский

непосредственно ложится на палеозойский фундамент (Браташ и др., 1966). Предбанди-Туркестанский разлом выражен серией взбросо-надвигов, плоскости падения которых падают на юг. Банди-Туркестанский прогиб, по данным В. В. Кулакова (1968), на юге по разлому соприкасается с Калайнауским выступом, которому соответствует в современном структурном плане одноименная межгорная впадина. Последний отделяет Банди-Туркестанский прогиб от расположенного к югу прогиба северного склона Паропамиза. На севере последний ограничен Бандибабанским разломом (Кулаков и др., 1969б). На юге Паропамизский прогиб отделяется от Южно-Афганского массива Герирудской системой разломов, а Восточно-Ферганский прогиб только с северо-востока обрван гигантским Таласо-Ферганским разломом. Юго-западный его борт пологий и почти не связан с разрывными нарушениями, что придает резкую асимметрию прогибу. Не меньшее значение имеют глубинные разломы в качестве границ и в других киммерийских прогибах.

По простиранию киммерийские прогибы, как правило, не имеют резких ограничений. Их замыкание происходит значительно более постепенно, чем вкрест простирания, что обусловлено более плавными градиентами мощностей выполняющего его комплекса пород. На запад прогиб Тулча, по данным бурения, выклинивается в долине р. Прут. На востоке он, возможно, еще протягивается на значительное расстояние под водами Черного моря, отражаясь в виде поднятия хребта Моисеева (Головинский, 1967). Прогиб Горного Крыма, по данным геофизических материалов, на западе, под водами Черного моря быстро затухает. На большее расстояние он протягивается под водами моря в восточном направлении, затухая в районе Керченского пролива (Шлезингер, 1971в). Мангышлакский прогиб на западе затухает, по-видимому, под водами Каспийского моря на расстоянии нескольких десятков километров от берега. На востоке он прослежен, по данным бурения и сейсморазведки, до центральных частей Устюрта (Шлезингер, 1965). Западным продолжением прогиба Банди-Туркестана является, вероятно, район Кушкинских дислокаций, где скважинами вскрыты сильно дислоцированные триас-юрские породы. Северо-западное замыкание Восточно-Ферганского прогиба намечается достаточно постепенно, а юго-восточное, по-видимому, происходит более резко.

Размеры киммерийских прогибов также весьма разнообразны. Наибо-

лее крупный из них — Мангышлакский — имеет в длину около 600 км при ширине, не превышающей 100 км, Банди-Туркестанский прогиб — около 500 км примерно при той же ширине. Близкие соотношения имеет прогиб северного склона Паропамиза. Длина остальных прогибов не выходит за пределы первых сотен километров (чаще до 100 км) при ширине, измеряемой первыми десятками километров.

По отношению к структурам предыдущих этапов киммерийские прогибы могут занимать самое разнообразное положение. Они развиты на площадях ранней консолидации, где распространен преимущественно комплекс основания (прогиб Большого Балхана), на площадях, сложенных главным геосинклинальным комплексом (прогиб Тулча и, вероятно, Мангышлакский прогиб и прогиб Горного Крыма), в шовных зонах (Туаркырский прогиб) и т. д.

С подстилающими породами главного геосинклинального комплекса формации киммерийских прогибов могут быть связаны постепенным переходом (сквозные прогибы). К этому типу относятся, по-видимому, западная часть Мангышлакского прогиба и прогиб Горного Крыма (Шлезингер, 1965, 1971в). Значительно чаще формации киммерийских прогибов ложатся с резким структурным несогласием на более древние деформированные и метаморфизованные породы (наложенные прогибы). Комплекс киммерийских прогибов может перекрывать непосредственно комплекс основания, как, например, в пределах прогиба Большого Балхана и юго-западной части Туаркырского прогиба. В других более частых случаях наложенные киммерийские прогибы подстилают главный геосинклинальный комплекс (Тулчинский, Ейско-Березанский, Восточно-Ферганский и др.). Наконец, иногда их субстратом служат орогенные формации внутренних прогибов. Например, юрский комплекс Гузерипльского прогиба расположен на орогенных формациях пермо-карбона Бамбакского внутреннего прогиба.

Комплекс пород, выполняющий наложенные киммерийские прогибы, может либо сам непосредственно перекрывать складчатый или кристаллический цоколь, либо подстилаться относительно маломощным покровом отложений, близким к платформенным, накопление которых происходило, по-видимому, как на территории прогибов, так и за их пределами. К первому типу относится прогиб Большого Балхана, на территории которого верхнетриас-юрский комплекс, судя по профилям сейсморазведки, резко несогласно ложится на кристаллический цоколь основания (Амурский и др., 1968). В эту же группу входят киммерийские прогибы Северного Афганистана. В их пределах породы триаса непосредственно резко несогласно перекрывают значительно более деформированные породы палеозоя. Аналогичная картина наблюдается на территории Восточно-Ферганского, Туаркырского, Гузерипльского и Тырнаузского прогибов. В то же время в основании разреза отложений, выполняющих прогиб Тулча, наблюдаются относительно небольшой мощности породы нижнего и среднего триаса (по-видимому, остатки платформенного покрова), которые структурно согласны перекрываются значительно более мощным комплексом пород верхнего триаса — нижней юры. В свою очередь, породы нижнего — среднего триаса резко несогласно ложатся на сильно дислоцированный комплекс палеозоя главного этапа геосинклинального развития Северной Добруджи. В пределах Тхачского триасового прогиба выполняющий его комплекс пород структурно согласен подстилается относительно маломощными платформенными образованиями верхней перми, которые в свою очередь резко несогласно перекрывают доверхнепалеозойский складчатый или кристаллический цоколь (Шлезингер, 1969).

Киммерийские прогибы герцинид Евразии характеризуются определенным набором формаций геосинклинального и орогенного классов.

- 1 — мезозойско-кайнозойские платформенные отложения;
- 2 — пермо-триас;
- 3 — гранитно-метаморфический слой;
- 4 — базальтовый слой;
- 5 — границы между слоями земной коры:
- а — достоверные,
- б — предполагаемые;
- 6 — поверхность Мохоровичича:
- а — достоверная,
- б — предполагаемая;
- 7 — глубинные разломы

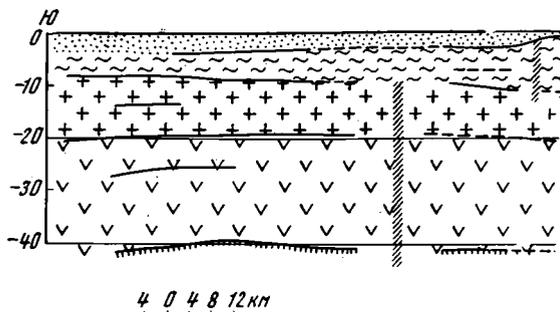


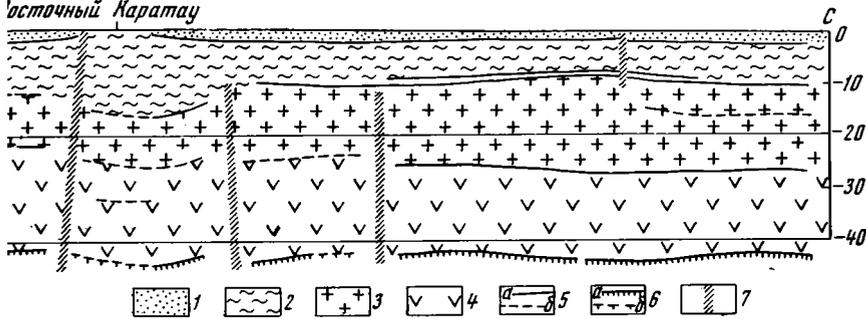
Рис. 42. Разрез земной коры вкrest простираия Мангышлакского прогиба (Диматов, 1968)

В прогибе Горного Крыма выполняющий его комплекс пород начинается флишем таврической серии (средний, верхний триас и лейас). Он состоит из частого чередования темных аргиллитов, кварцевых плотных алевролитов и песчаников. Аргиллиты хорошо рассланцованы. При выветривании они дают мелкую пластинчатую щебенку. В строении таврической серии принимают участие вулканогенные образования. Они состоят, по данным В. И. Лебединского и А. И. Шалимова (1967), из потоков кератоспилитов, спилитов, кератофиров, порфировых микродиабазов и порфиритов, переслаивающихся с туфами этих пород, туффитами и туфогенными песчаниками. Среди лавовых потоков значительную роль играют шаровые лавы. Мощность вулканогенных толщ в разрезе таврической серии достигает нескольких сотен метров (до 500 м). Верхняя часть флиша таврической серии центральною частью Горного Крыма (в районе г. Симферополя) латерально замещается морской песчаниковой формацией эскиординской свиты нижней юры. Общая мощность флиша таврической серии не менее 3—4 км.

Флиш резко несогласно перекрыт сероцветной морской молассой батаской свиты аалена — нижнего байоса, латерально переходящей в параллельную угленосную формацию бешуйской свиты. Мощность формаций достигает 1,5 км. Выше согласно залегает спилито-кератофировая формация верхнего байоса. На большинстве площадей с нее начинается разрез среднеюрских образований. От нижележащих вулканогенных образований таврической серии ее отличает резко увеличенная мощность (до 800 м) и значительно большее разнообразие слагающих пород. Венчает разрез складчатого комплекса пород, выполняющих прогиб Горного Крыма, сероцветная морская терригенная формация бата — нижнего келловея общей мощностью до 800 м.

Послескладчатый комплекс пород составляет верхнюю часть разреза прогиба Горного Крыма. Он сложен породами верхней юры (последние-некелловейские образования) и нижними ярусами нижней мела, которые структурно резко несогласно ложатся на различные горизонты складчатых пород триаса — средней юры. В основании рассматриваемого комплекса залегает сероцветная морская терригенная формация среднего келловея и нижнего оксфорда, общей мощностью до 1 км. Выше следует карбонатная формация верхнего оксфорда-кимериджа, латерально переходящая в морскую, преимущественно карбонатную молассу. Мощность формаций достигает 2,3 км.

Следующий элемент формационного ряда разреза Горного Крыма составляет флиш титона общей мощностью до 3—3,5 км. В Восточном Крыму его постепенно сменяет флишоидная формация валанжина, мощность которой оценивается в 1 км. Она в свою очередь переходит здесь в сероцветную морскую терригенную формацию готерива — нижнего бар-



рема мощностью до 1 км. Рассматриваемый формационный набор пород верхней юры, а для Восточного Крыма и низов мела, несомненно, показывают на их принадлежность к геосинклинальному и орогенному классам.

Указанные формации за пределами прогиба Горного Крыма выклиниваются.

Наиболее полный формационный набор пород с максимальными мощностями для рассматриваемого типа структурных элементов развит в Мангышлакском прогибе. В основании изученной части разреза лежит сероцветная континентальная моласса биркутской и отпанской свит верхнего карбона — нижней перми (Левенко, 1966). Мощность формации достигает 1,8 км.

Выше следует нижняя красноцветная континентальная моласса донапанской свиты верхней перми — низов нижнего триаса. Формация представлена красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами полимиктового состава с характерными линзами и пластами внутрiformационных конгломератов, волноприбойными знаками и обилием медистых песчаников. В ней так же, как и в разрезе нижележащей сероцветной континентальной молассы, слои разного литологического состава быстро выклиниваются по латерали. В нижней части ее разреза обнаружен 30-сантиметровый пласт розовато-желтой липаритовой туфолавы (Винюков, 1963). Мощность красноцветной континентальной молассы составляет 1 км.

Красноцветная континентальная моласса согласно сменяется зеленоцветной морской сланцево-алевроитовой формацией тарталинской свиты нижнего триаса. Она состоит преимущественно из зеленовато-серых глинистых сланцев и алевролитов с прослоями в нижней части известняков, содержащих богатую фауну аммонитов. Глинистые сланцы отличаются прекрасно выраженной грифельной отдельностью, обычно они тонколистватые, мергелистые. Среди глинистых сланцев и алевролитов отмечаются прослой песчаников, известняков и анкеритовых конкреций. Мощность формации колеблется в пределах 500–800 м.

Следующий элемент формационного ряда составляет пестроцветная морская моласса караджатыкской свиты верхней части нижнего триаса. В ее строении принимают участие буровато-палевые песчаники полимиктового состава. Мощность формации изменяется от 500 до 800 м.

Пестроцветную морскую молассу постепенно сменяет верхняя красноцветная континентальная моласса среднего триаса, близкая по составу и строению нижней континентальной красноцветной молассе. Ее мощность достигает 300–350 м.

Венчает комплекс пород, выполняющий Мангышлакский прогиб, антраконитовая формация верхнего триаса. Она сложена преимущественно

черными антраконитовыми¹ известняками, глинистыми сланцами и песчаниками. Пласты известняков содержат в изобилии мелкую перемятую массу раздробленных двустворчатых раковин. В нижней и средней части разреза формации, где известняки преобладают, их разделяют маломощные прослои зеленовато-серых и темно-серых глинистых сланцев и зеленовато-серых песчаников. Последние то более, то менее плотны и обычно рассланцованы. Терригенные толщи, участвующие в строении антраконитовой формации, состоят в основном из темно-серых до черных аспидных сланцев, перемежающихся с мягкими зеленовато-серыми тонколистоватыми алевролитами. Аспидные сланцы при выветривании приобретают характерную грифельную отдельность.

По всему разрезу терригенных толщ отмечается значительное число прослоев песчаников. В разрезе антраконитовой формации отмечается несколько пластов туфов (витрокластических кислого состава) мощностью до первых метров и прослой спилитов, а на территории Восточного Мангышлака — пласт основного эффузива (Флоренский, 1964; Мстиславский и др., 1966; Князев, Шнип, 1970; Фундамент, основные разломы..., 1970). Мощность формации равна 2,8 км.

В разрезе хребта Восточный Каратау зеленоцветная морская сланцево-алевролитовая формация и пестроцветная морская моласса латерально замещаются красноцветной континентальной молассой. Таким образом, в этой части Мангышлакского прогиба между сероцветной молассой и антраконитовой формацией развиты мощнейшие толщи континентальной красноцветной формации, выделяемой под названием восточнокаратауской серии (Шлезингер, 1965). Ее мощность возрастает до 4 км.

Общая вскрытая мощность комплекса пород, выполняющего Мангышлакский прогиб, достигает 8 км, а с учетом данных геофизики (рис. 42) оценивается в 12—14 км (Шлезингер, 1965; Димаков, 1968).

В прогибах северных склонов Паропамиза и Гиндукуша развит мощнейший комплекс преимущественно морских осадочных и вулканогенных пород. На территории Паропамизского прогиба имеет значительное распространение красноцветная континентальная моласса перми (Кулаков, 1968; Кулаков и др., 1969а; Славин, Мирзад, 1969). Она состоит из конгломератов, песчаников, алевролитов с редкими и незначительными прослоями известняков и мергелей. В верхней части формации отмечаются пласты порфиристов, трахиандезитов и их туфов. Общая мощность формации достигает 5 км. К сожалению, ее структурное положение недостаточно ясно. Комплекс пород, выполняющий Паропамизский прогиб, составляет мощная серия сероцветной морской вулканогенно-терригенной формации, обнимающей все три отдела триаса, а по данным В. В. Кулакова (1968), В. Г. Казьмина и В. В. Кулакова (1969), — возможно, низы нижней юры, залегающей резко несогласно на красноцветной молассе перми. В. В. Кулаков, В. П. Колчанов и К. Я. Михайлов (1969а,б), В. И. Славин (1970; Славин, Мирзад, 1969) указывают, что в строении формации участвуют различные типы осадочных, пирокластических пород и лав, сложно переплетающихся друг с другом. Среди осадочных пород преобладают полимиктовые и туфогенные песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты и т. д. Существенное значение играют пачки известняков, достигающих несколько сот метров мощности. Пирокластические породы представлены туфами, туффитами, туфолавами и лавобрекчиями. Лавы состоят из андезитовых порфиристов, альбитофиристов, плагиопорфиристов, трахиандезитов, андезитов и трахитов. Лавы и пирокласты залегают среди осадочных пород в виде отдельных пластов, но местами образуют единые толщи до 1 км мощности. Вулканогенные

¹ Антраконит представляет собой черный кальцит (иногда известняк или доломит), окрашенный примесью углестых или битуминозных веществ, он составляет характерную часть разреза формации.

породы нижнего триаса имеют средний, реже кислый состав, а верхнего триаса — кислый и средний состав. По южному склону хр. Коху-Банди-Баба отмечаются верхнетриасовые лавы основного и среднего состава. Общая мощность формации оценивается до 6—6,5 км.

В Гиндукушском прогибе основную часть выполняющего его комплекса пород составляет порфировая формация среднего триаса. По данным С. Х. Мирзада, В. П. Колчанова и О. А. Манучарянца (1968), и В. П. Колчанова, В. В. Кулакова и К. Я. Михайлова (1970; Колчанов, 1969), она сложена зеленовато-серыми андезитовыми порфиритами, плагиопорфиритами, туфолавами и туфами. Выше их сменяют кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, риолитовые порфиры и их туфы с прослоями песчаников, аргиллитов и известняков. Мощность формации достигает 5 км.

Выше идет флишоидная формация верхнего триаса. Ее слагают, по данным В. П. Колчанова, В. В. Кулакова и К. Я. Михайлова (1970), зеленовато-серые, черные плитчатые аргиллиты, алевролиты и песчаники, часто туфогенные. Отмечаются прослой туфов и лав андезито-базальтового или риолитового состава. В основании формации прослеживается толща базальных средневалунных конгломератов мощностью от 30 до 300 м. Общая мощность формации достигает 1,2 км.

Венчает комплекс пород сероцветная морская вулканогенно-терригенная формация верхней части верхнего триаса. Она представлена толщей переслаивающихся лав, агломератов, лавобрекчий и туфов нижнего, среднего или основного состава, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Нередко встречаются прослой углистых аргиллитов и пласты каменного угля. Мощность формации превышает 1 км.

На южном борту Гиндукушского прогиба происходит переход порфировой формации в пестроцветную морскую молассу с одновременным сокращением мощности до 440 м. Верхние формации также сокращаются до 1,5 км.

Банди-Туркестанский прогиб выполнен мощными толщами сероцветной морской терригенной (аспидной) формации среднего — верхнего триаса. По данным С. В. Егупова (1966), В. И. Браташа и др. (1970), ее нижняя часть, отвечающая среднему триасу, сложена толщей переслаивания песчаников, алевроито-кремнистых аргиллитов и вулканогенных пород. В основании толщи значительное место принадлежит прослоям известняков, а в кровле — крупногалечниковым конгломератам и гравелитам. Эффузивные породы представлены дацитами, кварцевыми порфиритами и туфами, залегающими в виде внутрипластовых внедрений и даек мощностью от 5—6 до 50 м. Верхняя часть формации, отвечающая верхнему триасу, представлена преимущественно темными алевролитовыми сланцами с подчиненными прослоями известковистых песчаников с кремнистыми и железистыми конкрециями известняков, гравелитов и пластами и линзами каменных углей и углистых сланцев. В. И. Славин и С. Х. Мирзад (1969; Славин, 1970) отмечают флишевый или флишоидный облик формации. Общая ее мощность оценивается не менее 3 км, а скорее всего, значительно превышает эту цифру.

В разрезе некоторых киммерийских прогибов вулканогенные образования играют существенную роль. В таких прогибах иногда встречаются и интрузивные породы. В пределах прогиба Горного Крыма распространены куполовидные интрузии, возраст которых определяется верхами ранней юры — концом байоса средней юры (Багдасарян, Лебединский, 1967; Геология СССР..., 1969). Они разделяются на две группы: основные (породы габбро-диабазового ряда) относительно более древние и кислые (плагиограниты и гранодиорит-порфиры) относительно более молодые. Среди флиша таврической серии и значительно реже среди среднеюрских образований отмечаются пластовые интрузии. Они сложены диабазами и габбро-диабазами.

Широкое распространение интрузивные образования имеют на территории Северного Афганистана как в пределах киммерийских прогибов, так и на площадях дотриасовых выступов. По данным С. Х. Мирзада, В. П. Колчанова и О. А. Манучарянца (1968; Колчанов, 1969), нижнеюрский интрузивный комплекс северного склона Гиндукуша имеет наиболее широкое распространение, слагая ряд крупных интрузивных массивов. К нему относятся диориты, кварцевые диориты, биотитовые граниты и венчающие комплекс малые интрузивные тела. Верхнеюрский комплекс представлен малыми интрузивными телами диабазов, спилитов, андезитов и андезито-базальтов. Нижнеюрский интрузивный комплекс Паропамиза, по данным В. В. Кулакова, В. П. Колчанова и Е. Я. Михайлова (1969а,б; Кулаков, 1968, 1970), представлен диоритами, гранитами, плагиогранитами и биотитовыми гранитами, внедряющимися в указанной последовательности.

Комплекс пород, выполняющий большинство киммерийских прогибов, не имеет внутри себя принципиальных структурных несогласий. Он может быть целиком выделен в качестве единого структурного яруса. Небольшие перерывы в осадконакоплении, вызванные блоковыми движениями, приводящими к подъему отдельных участков дна бассейна, обнаружены, например, в пределах прогиба Тулча (Шлезингер, 1968). Исключение представляет прогиб Горного Крыма. Выполняющий его комплекс пород разделяется на три структурных яруса: триас-нижнеюрский, среднеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой, разделенные резким структурным несогласием.

Киммерийские прогибы отличаются всегда достаточно сложной складчатой структурой. Триас-среднеюрский (включая и нижний келловей) комплекс пород, выполняющий прогиб Горного Крыма, слагает ряд крупных антиклинориев и сопряженных с ними синклинориев. Это — Качинский, Южнобережный, Туакско-Янышарский антиклинории и синклинории Юго-Западного Крыма, Восточного Крыма и Судакский синклинорий (Муратов, 1960).

К северу от Качинского и Туакско-Янышарского антиклинориев расположена полоса узких приразломных прогибов (Севастопольский, Битакский, Восточно-Крымский), выполненных породами средней юры (Снегирева, 1967). Северные борта этих прогибов непосредственно примыкают или находятся вблизи шовной зоны северного обрамления Горного Крыма.

Внутреннее строение ядер антиклинориев, в которые выходят породы таврической серии, в настоящее время расшифровано плохо. Они намечаются лишь по полосам отложений среднеюрского структурного яруса, окружающим породы таврической серии. Последние смяты в крутые складки, местами опрокинутые и осложненные надвигами. Породы средней юры также интенсивно дислоцированы, однако развитые в них вторичные складки построены проще, чем складки таврической серии. Сведений о внутреннем строении синклинориев значительно меньше. Слагающие их породы средней юры также достаточно интенсивно дислоцированы (углы наклона слоев не меньше первых десятков градусов). Исключение составляет Судакский синклинорий, в котором среднеюрские породы структурно неразрывно связаны с вышележащими отложениями верхней юры и вместе с ними чаще всего образуют пологие простые дислокации. В комплексе пород, выполняющих прогиб Горного Крыма, развита целая система различно ориентированных и разных типов разрывных нарушений.

В пределах Мангышлакского прогиба наиболее полное представление о структуре выполняющего его комплекса пород можно получить в разрезах хребтов Каратау. Здесь развита сложная система линейных кулисных складок субширотного простирания. Углы наклона слоев на их крыльях в среднем равны 50—60°, но в ряде мест пласты поставлены вер-

тикально или даже имеют опрокинутое залегание. Длина складок составляет десятки километров при ширине, не превышающей первые километры. Антиклинальные складки асимметричны и имеют более крутые южные крылья и более пологие северные. Близ сводов складок падение слоев несколько выполаживается, вследствие чего они обладают слегка гребневидной формой. Интенсивность дислокаций пород увеличивается на площадях распространения относительно пластичных пород верхнего триаса, слагающих центральные части синклиналей. Здесь известняки, глинистые сланцы и алевролиты смяты в сложную систему вторичных мелких складок различных форм. В замках некоторых складок наблюдается увеличение мощности пород по сравнению с крыльями в 2—3 раза, в основном за счет выжимания более пластичных сланцев и алевролитов. Более жесткие породы нижних свит триаса и перми в меньшей степени осложнены вторичными складками, но зато разбиты многочисленными трещинами кливажа, в отдельных участках почти полностью затупеивающих напластование пород. Большую роль в тектонике пермо-триасового комплекса пород Мангышлакского прогиба имеют разрывные нарушения, причем наибольшей амплитудой (до нескольких тысяч метров) обладают продольные разрывы типа крутопадающих надвигов и сдвигов. Они приурочены к южным склонам хребтов Каратау. Поперечные и диагональные разрывы имеют значительно меньшую амплитуду (первые сотни метров) и представляют крутопадающие взбросы и сбросы.

Триасовый комплекс пород Банди-Туркестанского прогиба образует сложно построенный антиклинорий (Браташ и др., 1966; Кулаков, 1968, 1970). На большей части площади он перекрыт отложениями платформенного чехла. В местах выходов на поверхность триасовые породы, слагающие ядра меловых антиклиналей, смяты в крутые сложные складки и пронизаны дайками эффузивных пород (Браташ и др., 1970). Углы наклона их слоев всегда измеряются многими десятками градусов. Достаточно интенсивно деформированы породы триаса и в двух других прогибах Северного Афганистана (Кулаков, 1968; Колчанов, 1969).

Отложения платформенного чехла на территории киммерийских прогибов, как правило, достаточно четко отделяются от выполняющего комплекса пород, поскольку последний всегда интенсивно затронут процессами складчатости. Исключение составляет прогиб Горного Крыма. В его пределах послескладчатые образования начинают геосинклинальные и орогенные формации верхней юры (послеинизнекелловейские образования) и частично низов нижнего мела. Только начиная с отложений нижнего мела (а для Восточного Крыма с верхнего баррема) в разрезе Горного Крыма повсеместно появляется совершенно иной тип пород, который принципиально ничем не отличается от одновозрастных образований прилегающих участков Степного Крыма. Более того, в сторону Степного Крыма наблюдается закономерное увеличение мощностей и появление более удаленных от береговой зоны фаций практически всех указанных стратиграфических подразделений (Черняк, 1965). Платформенный характер формаций мела, палеогена, неогена и антропогена Степного Крыма с несомненностью свидетельствует и о платформенной природе одновозрастных образований Горного Крыма. Следует отметить, что переход от орогенных или геосинклинальных формаций к платформенным совершается здесь без структурной перестройки.

На территории Мангышлакского прогиба отложения платформенного чехла начинает пестроцветная континентальная каолинистая терригенная формация верхов лейаса. Ее сменяет сероцветная терригенно-угленосная формация средней юры в нижней части с преобладанием пород континентального, а в верхней — морского генезиса. Вышележащий разрез также слагают типичные платформенные формации мела, палеогена, неогена и антропогена. Общая мощность платформенного чехла на территории этих прогибов достигает первых километров.

На территории киммерийских прогибов Северного Афганистана складчатый комплекс триаса местами перекрывается относительно маломощными образованиями средней — верхней юры, мела или палеогена, платформенная природа которых не вызывает сомнений. Однако за пределами киммерийских прогибов на палеозойский складчатый или кристаллический субстрат налегают более древние слои мезозоя, тектоническая природа которых менее определена. Их начинают отложения верхнего триаса, которые иногда непосредственно связаны с одновозрастными образованиями киммерийских прогибов, образуя их плечи. Последние особенно четко выражены в Гиндукушском прогибе. Верхнетриасовые отложения в формационном отношении близки одновозрастным образованиям киммерийских прогибов. В западных частях северного склона Гиндукуша они принадлежат к сероцветной морской терригенной формации. В центральных частях в верхах верхнего триаса (рэтский ярус) обособляется вулканогенная формация, состоящая почти целиком из лав, лавобрекчий, туфолов и туфов авгитовых и кварцевых порфиритов, андезитов с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов (Колчанов, 1969). В нижней части формации преобладают эффузивы среднего, а в верхней — кислого состава. В отдельных ваннах мощность верхнетриасовых образований достигает 2 км, но чаще измеряется первыми сотнями метров.

Триасовые породы без структурной перестройки сменяются юрскими образованиями, причем в ряде мест между ними наблюдается очень постепенный переход. Нижне-среднеюрские образования принадлежат лимнической угленосной формации, мощность которой в отдельных ваннах достигает 2,5 км (Славин, Мирзад, 1969), но чаще составляет первые сотни метров. Выше следуют карбонатная и красноцветная соленосная формации верхней юры, аналогичная одновозрастным образованиям Туранской плиты. Мощность верхнеюрских образований Северного Афганистана не выходит за пределы первых сотен метров. Верхнеюрские породы в свою очередь структурно согласно сменяются также типично платформенными формациями мела и палеогена.

Таким образом, за пределами киммерийских триасовых прогибов на территории Северного Афганистана на палеозойский субстрат ложится с большим стратиграфическим перерывом единый в структурном отношении комплекс пород. Его нижнюю часть составляют формации, которые ближе принадлежат к орогенному классу, а верхнюю — формации платформенного класса. Первые из них часто выполняют значительные углубления поверхности палеозойского фундамента, где их мощность достигает первых километров. За их пределами они распространены в виде значительно менее мощного чехла (первые сотни метров).

Отложения чехла на территории киммерийских прогибов в достаточной степени деформированы. Посленижнекекелловейские отложения Горного Крыма резко несогласно ложатся на различные горизонты складчатого триас-юрского комплекса пород. В целом по отложениям чехла Горный Крым представляет собой крупное сложно построенное поднятие — мегантиклиналь (рис. 43). В современном структурном плане сохранилось только северное крыло и сводовая часть мегантиклинали. Южное крыло скрыто водами Черного моря. Отложения чехла в очень пологом сглаженном виде повторяют основные структурные элементы складчатого комплекса. Однако мелкие деформации последнего в них, как правило, отражения не получили. Наиболее полно внутренняя структура чехла сводовой части мегантиклинали изучена по синклиналим, поскольку в антиклиналях преимущественно выходит триас-среднеюрский комплекс пород, а отложения чехла появляются на их периклиналях. Наклон слоев в пределах структурных элементов чехла измеряется первыми градусами или первыми десятками градусов (25—30°, но чаще до 10—20°). Лишь в относительно узких по площади зонах разрывных нарушений падение слоев увеличивается до многих десятков градусов (например, в синклинали-

ли восточной части Горного Крыма до 80°). Наиболее интенсивно деформированы отложения чехла в Судакско-Карадакской системе антиклиналей и синклиналей. Здесь выделяется три линии антиклиналей, разделенных двумя линиями синклиналей (Муратов, 1960; Филатов, 1961). Структуры в пределах линий разделяются ундуляциями шарнира или чаще подставляются кулисообразно. В ядрах антиклиналей выходят сложно дислоцированные породы триас-среднеюрского складчатого комплекса. Породы верхней юры, облекая этот складчатый субстрат, также местами интенсивно дислоцированы. Особенно крутые углы наклона слоев наблюдаются в центральных частях антиклиналей в зоне контакта с породами складчатого комплекса (до $70-80^\circ$, а в ряде случаев они даже опрокинуты). В синклиналях, особенно в их центральных частях, слои имеют значительно меньшие наклоны, измеряемые первыми градусами, реже первыми десятками градусов. В структуре чехла большое значение играют разрывные нарушения, придающие ей блоковый характер.

Отложения платформенного чехла на территории Мангышлакского прогиба собраны в систему субширотных мегантиклиналей и сопряженных с ними мегасинклиналей. Длина этих структур составляет многие десятки, реже первые сотни километров при ширине до нескольких, реже до первых десятков километров. Мегантиклинали и мегасинклинали осложнены более частными структурами, длина которых составляет километры, реже первые десятки километров при ширине в первые километры. В отложениях юры и мела наклон слоев измеряется градусами, причем на крыльях антиклинальных структур он составляет несколько градусов, а во флексурах до нескольких десятков градусов. Падение пород, как правило, в центральных частях структур меньше, чем на крыльях, вследствие чего они чаще имеют гребневидную или коробчатую форму.

Наиболее типичным примером рассматриваемых структурных элементов является Каратауская мегантиклиналь. Она протягивается по азимуту $280-290^\circ$ от колодцев Удюк на западе до колодцев Огуз на востоке на расстояние около 200 км. В центральной части ее свода выведен на поверхность складчатый комплекс пород пермо-триаса, последовательно обрамленный отложениями юры, мела и палеогена. Мегантиклиналь имеет ярко выраженное асимметричное строение. Южное ее крыло в целом значительно более крутое, нежели северное. Углы падения пород близ контактов с выходами складчатого комплекса достигают на северном крыле в среднем $20-30^\circ$, на южном — $30-40^\circ$. При удалении от оси в пределах хребтов Актау падение слоев, как правило, не превышает $5-10^\circ$. Южное крыло мегантиклинали осложнено многочисленными разрывными нарушениями. На северном крыле, напротив, разрывные дислокации играют ничтожную роль, зато его строение осложняют различного типа пликвативные дислокации. Шарнир Каратауской мегантиклинали дважды испытывает волнообразные изгибы, обусловившие разделение выходов пермо-триасового комплекса пород на три массива (хребты Каратаушик, Западный и Восточный Каратау).

Резкие дислокации платформенного чехла развиты на площадях киммерийских прогибов Северного Афганистана. По отложениям платформенного чехла киммерийский прогиб Банди-Туркестана представляет собой крупную мегантиклиналь. По данным В. И. Браташа, С. В. Егупова, В. В. Печникова и А. И. Шеломенцева (1970), крупными продольными разломами она разделена на три блока. По краям северного блока развиты крупные антиклинали (до $30-40^\circ$), между которыми расположены более мелкие складки. Последние представляют собой преимущественно узкие антиклинали с крутыми и подвернутыми крыльями, гребневидными или сундучными сводами, эродированными до отложений нижнего мела. В центральном блоке отложения платформенного чехла также интенсивно дислоцированы, образуя многочисленные складки, имеющие

субширотное простирание в северной части блока. Характерной особенностью большинства структур этой зоны является их значительная вытянутость по длинной оси, при которой длина складки превышает ее ширину в 5—8 раз. Все складки имеют довольно крутые крылья, часто осложненные разрывами, придающими им гребневидную или сундучную форму. Амплитуда структур измеряется многими сотнями метров или первыми километрами. Платформенный чехол западного окончания Банди-Туркестана не смят в складки. Он довольно спокойно облекает складчатое ядро триаса, образуя структурный нос, погружающийся в западном направлении. Однако в крайней западной части вновь появляются достаточно резкие дислокации Кушкинской зоны.

Аналогичные складки платформенного чехла известны и на территории Паропамизского и Гиндукушского киммерийских прогибов (Кулаков, 1968; Колчанов, 1969).

Возникновение киммерийских прогибов шло разными путями. В конце палеозоя на территории областей герцинской складчатости Евразии вдоль крупных разломов еще сохранялись изолированные участки, в которых геосинклинальное прогибание не прекратилось и не произошли процессы складчатости. Они были остаточными геосинклинальными прогибами на общем фоне консолидированного к этому времени комплекса пород главного геосинклинального этапа. Такими остаточными геосинклиналями в конце палеозоя были, по-видимому, площади западной части Мангышлакского прогиба и прогиба Горного Крыма.

Развитие значительно большего числа киммерийских прогибов шло по другому пути. Они возникли также вдоль крупных разломов, но уже на консолидированном палеозойском или докембрийском субстрате и были резко наложенными. Развитию части из них предшествовало накопление относительно маломощных отложений, близких к платформенным. Площадь распространения последних, по сравнению с контурами самих прогибов, видимо, была значительно большей, но вне прогибов они уничтожены денудацией. В других наложенных киммерийских прогибах выполняющий их комплекс пород непосредственно лег на складчатое или кристаллическое основание.

Для всех киммерийских прогибов характерно максимальное их погружение в середине и конце их развития. Именно тогда накапливались максимальные мощности пород и откладывались формации геосинклинального класса. Мангышлакский прогиб испытывал наиболее интенсивное погружение в позднетриасовую эпоху, когда образовалась типично геосинклинальная антраконитовая формация, Тулчинский — в конце триаса (образование флиша) и т. д. Напротив, начало развития многих киммерийских прогибов мало чем отличалось от развития орогенных структур герцинид. В прогибах, существовавших относительно кратковременно, таких, как Гузерипльский, Большебалханский, Восточно-Ферганский и т. д., образование орогенных формаций не происходило и их активное погружение с накоплением геосинклинальных формаций продолжалось в течение всего времени их существования.

Остановимся более подробно на ходе развития двух наиболее крупных, лучше изученных и обладающих наибольшим временным диапазоном киммерийских прогибах: прогибе Горного Крыма и Мангышлакском прогибе. Со времени накопления пород таврической серии территория Горного Крыма представляла единый глубокий флишевый трог, ограниченный с севера и юга системой глубинных швов (Геология СССР..., Т. VIII, 1969). Он просуществовал до конца раннеюрской эпохи. В конце или начале средней юры на территории Горного Крыма произошли процессы складчатости, наметившие основные структурные элементы, развитые в настоящее время в нижнем комплексе. Однако эти процессы не привели к консолидации складчатого основания. В среднеюрскую эпоху вновь началось геосинклинальное прогибание. Осадки средней юры

легли резко несогласно на различные горизонты смятого в складки таврического комплекса пород. Среднеюрское погружение не захватило всей площади Горного Крыма, а происходило на отдельных изолированных площадях, разделенных кордильерами, в которых выступали породы таврической серии (Добровольская, 1967; Снегирева, 1967). В этих прогибах накапливались различные типы терригенных и вулканогенных образований. Среднеюрская эпоха была временем мощных вулканических излияний и внедрений магматических тел. Основными каналами проникновения магмы на поверхность стали крупные глубинные продольные разломы (особенно южный), ограничивающие прогиб Горного Крыма, а также крупный глубинный поперечный разлом, проходящий в районе г. Алушты (Жовалевский, 1964). Аналогичное развитие рассматриваемая территория испытывала в раннекембрийское время.

На границе раннего и среднего кембрия вновь произошли процессы интенсивной складчатости, приведшие к окончательному формированию складчатого фундамента Горного Крыма. Они образовали крупные антиклинории и разделяющие их синклинории, а также осложняющие их системы различного типа складок более мелкого порядка. Эти основные структурные элементы возникли соответственно на месте кордильер и прогибов среднеюрской эпохи. Только на площади Судакского синклинория процессы складчатости и орогении не имели места, и здесь происходило сквозное геосинклиналиное прогибание, захватившее среднеюрскую и позднеюрскую эпохи (Муратов, 1960; Снегирева, 1967; Успенская, 1967).

В предсреднекембрийское время наметилась основная внутренняя сеть разрывных нарушений и резко активизировались швы северного и южного ограничения Горного Крыма. В целом его структура в это время представляла собой сложно построенный складчато-глыбовый антиклинорий, выколотый по системе швов из области более древней палеозойской консолидации и, вероятно, несколько возвышающейся над ней.

Подосва таврической серии, судя по геофизическим материалам, не отражает ее внутренней структуры. Это, по-видимому, связано с тем, что под действием горизонтального стресса сминаемые пластичные толщи триаса, нижней и средней юры были сорваны вдоль поверхности монолитных карбонатных толщ верхнего палеозоя, и образовали развитые только в них структурные элементы. В породах верхнего палеозоя процессы складчатости, вероятно, привели к образованию пологих сколов и региональному метаморфизму.

Становление складчатого основания Горного Крыма не привело к отмиранию геосинклиналиного прогибания. В позднеюрскую эпоху вновь началось интенсивное геосинклиналиное погружение с накоплением мощнейших многокилометровых карбонатных (часто рифогенных) конгломератовых толщ и флиша. Верхнеюрские осадки легли после значительного денудационного среза на уже выровненную поверхность складчатого комплекса таврической серии и средней юры, начав в структурном отношении совершенно новый комплекс пород. Позднеюрский прогиб Горного Крыма, как и в среднеюрскую эпоху, был дифференцирован. Максимальные зоны прогибания наметились на площадях синклинорийев доверхнеюрского структурного плана. А площади антиклинорийев в это время представляли собой участки маломощного осадконакопления или даже кордильеры. По северной периферии западной и центральной частей Горного Крыма (северное крыло Качинского антиклинория) также накапливались относительно маломощные (сотни метров) карбонатные или грубообломочные образования верхней юры, распространившиеся несколько севернее регионального шва. Таким образом, позднеюрский прогиб Горного Крыма в западной и центральной частях имел пологое северное плечо, которое протянулось несколько севернее триасового и среднеюрского прогиба на территории Степного Крыма. Здесь область позднеюр-

ского прогибания была до некоторой степени наложенной по отношению к триас-среднеюрскому структурному плану (Снегирева, 1967; Успенская, 1967).

На границе кимериджского и титонского веков произошла резкая активизация тектонических движений, приведшая к кратковременному подъему большей части территории Горного Крыма и размыву ранее накопившихся осадков. Особенно интенсивно эти движения проявились по периферии Судакско-Карадагской системы складок, приведя к значительной дислоцированности отложений оксфорда и кимериджа, на которые здесь резко несогласно легли отложения титона, образующие более простые структурные формы. На остальной части территории Горного Крыма это несогласие структурно менее существенно. Прогибание позднеюрской эпохи продолжилось и в ранние отрезки раннемелового времени. Для восточной и юго-западной частей территории Горного Крыма оно было непрерывным. А на остальной территории, хотя и фиксируется перерыв на границе юрской и меловой систем, он не привел к существенному структурному несогласию. Прогибание раннемеловой эпохи в общем шло по тому же плану, что и для позднеюрского времени. Однако темп погружения резко уменьшился (исключение составляла восточная часть Горного Крыма). Площади кордильер значительно расширились за счет сужения участков прогибания.

Мангышлакский прогиб возник, по-видимому, в начале позднего палеозоя вдоль системы крупных субширотных разломов среди консолидированного среднепалеозойского субстрата (Шлезингер, 1965). Геофизические материалы дают основание считать, что в западной части он, вероятно, наследовал среднепалеозойское прогибание, а в восточной был наложен на консолидированный среднепалеозойский субстрат. В течение позднего палеозоя и триаса прогиб испытывал интенсивное погружение, которое привело к образованию глубокого, сравнительно узкого желоба, выполненного формациями орогенного и геосинклинального классов. Прогибание было весьма неравномерным, что отразилось на современном положении днища желоба. Максимальная глубина залегания основания прогиба отмечается в районе Восточного Мангышлака, где она превышает 14 км. В западном направлении наблюдается постепенное уменьшение его глубины до 10—12 км в районе хребтов Каратау, а еще дальше к западу, в районе современного замыкания Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей под водами Каспийского моря, она, по-видимому, не превышает первых километров. К востоку от Карамаинской антиклинали Мангышлакский желоб испытывает резкое воздымание и становится более мелким, а в районе Шорджинской антиклинали он полностью выклинивается. С севера описываемый желоб был ограничен зоной разломов, вдоль которых происходит резкий перепад глубин подошвы верхнепалеозойско-триасового комплекса пород. Южный склон желоба был более пологим по сравнению с северным.

В пермское и начало раннетриасового времени на территории Мангышлакского прогиба откладывались в основном терригенные осадки, накапливающиеся, вероятно, в условиях аллювиальной или дельтовой равнины. С раннего триаса его площадь покрывается нормальным морским бассейном, приведшим к накоплению известняковых и глинисто-алевроитистых осадков с богатыми остатками аммонитов и пелеципод. Постепенное обеднение морских ископаемых остатков и появление континентальных толщ в восточном направлении показывает, что раннетриасовое море проникло на Мангышлак в виде сравнительно неширокого залива, очевидно, со стороны альпийской геосинклинали Большого Кавказа. На западе этот залив полностью охватывал Мангышлакский прогиб, но восточнее, в районе современного хребта Восточный Каратау, он испытывал резкое сужение и проходил только в южной части прогиба в виде узкой полосы до современного чинка плато Устюрт в районе горы Кара-

маи и, вероятно, еще дальше на восток, по крайней мере, до меридиана Шахпахтинской антиклинали. В северной части прогиба в это время происходило накопление мощных толщ красноцветных континентальных осадков восточнокаратауской серии. К северу от Мангышлакского прогиба нижнетриасовые отложения также замещаются красноцветными континентальными образованиями.

Вверх по разрезу сравнительно тонкие морские нижнетриасовые осадки постепенно грубеют и сменяются относительно маломощной толщей красноцветных пород среднего триаса, представляющих собой регрессивную серию. Начало позднего триаса характеризуется новой морской трансгрессией, проникшей на Мангышлак также относительно узким заливом, в пределах которого отложилась мощная серия морских преимущественно терригенных осадков.

В конце триасового периода в пределах Мангышлакского прогиба произошла интенсивная складчатость, превратившая его в складчато-глыбовое горное сооружение, дифференцированное на ряд повышенных и пониженных зон, соответствующих антиклинорным и синклинорным структурам. В формировании внутренней структуры Мангышлакского прогиба огромную роль сыграли крупные разрывные нарушения. По некоторым из этих нарушений произошли левосдвиговые перемещения. Благодаря им направление общей составляющей силы тангенциального сжатия было ориентировано косо к направлению прогиба. Поэтому простирание складок отклонилось под острым углом ($15-20^\circ$) от общего направления зоны смятия. Позднетриасовая складчатость Мангышлака имела, по-видимому, дисгармоничный характер. Она, вероятно, связана со срывом сминаемого в складки верхнепалеозойско-триасового комплекса пород по каким-то глубоко залегающим более пологим поверхностям, может быть поверхности пород среднего палеозоя. Складчатые процессы захватили и площадь Карабаурско-Айбугирского выступа доверхнепалеозойских пород. Он прилепился к складчатому верхнепалеозойско-триасовому комплексу пород, образовав совместно с ним единое складчато-глыбовое сооружение.

Развитие других киммерийских прогибов также завершили процессы складчатости, которые превратили их в складчатые сооружения и привели к становлению на их площади верхнего структурного яруса фундамента. Часть из них превратилась в синклинории (Гузерицпольский, Тырнауский, Тулчинский и др.), другие становятся синклинориями, у которых выражено только одно крыло (Туаркырский, Восточно-Ферганский), и, наконец, третья группа прогибов испытала инверсию и превратилась в обращенные антиклинории (Банди-Туркестанский, Большебалханский, Ейско-Березанский). На территории Гиндукуша и Паропамиза в раннеюрскую эпоху произошло широкое внедрение гранитоидных интрузий. Последние проявились здесь, вероятно, в связи с близостью к мезозоидам Юго-Восточной Азии, где юрский интрузивный магматизм имел очень интенсивное проявление.

Процессы складчатости шли одновременно, охватывая достаточно широкий интервал триасового и юрского периодов. После их завершения территория киммерийских прогибов вступила в платформенный режим. Только геосинклинальный прогиб Горного Крыма в позднеюрскую эпоху не завершили процессы складчатости — смена выполняющего его комплекса пород платформенными отложениями мела произошла без структурной перестройки. С конца готерива или с баррема территория Степного Крыма была вовлечена в повсеместное погружение с накоплением осадков платформенного чехла. Напротив, большая часть территории Горного Крыма испытывала подъем, превративший его в размывающуюся сушу. Осадконакопление в ее пределах происходило лишь по северной периферии и на отдельных участках внутренних зон, приуроченных к эрозионно-тектоническим впадинам. Горный Крым с этого времени представлял окраинную часть обширного эпиконтинентального бассейна. Ин-

тенсивность прогибания, начиная с барремского века и во все последующие отрезки геологического времени, возрастала по направлению от территории Горного Крыма в сторону Степного Крыма. В этом же направлении увеличивалась глубоководность фаций.

Одновременно с накоплением осадков платформенного чехла в мел-палеогеновое время происходило дальнейшее развитие основных структурных элементов территории Горного Крыма по плану, намечившемуся в позднеюрскую эпоху. В целом территория Горного Крыма представляла в этот отрезок времени крупное поднятие, которое большую часть этого времени выходило из-под уровня моря и было местным источником сноса. Относительное воздымание структуры Горного Крыма происходило дифференцированно. Максимальной величины оно достигало на площадях, приуроченных к сводам антиклинорий триас-среднеюрского складчатого комплекса, а минимальной — к площади синклинорий. Развитие структуры шло во времени неравномерно. В отдельные отрезки оно усиливалось (границы раннего и среднего альба, сеномана и турона, турона и сантона, эоцена и олигоцена) и, наоборот, в другие почти полностью затухало.

Важнейшим рубежом в формировании структуры Горного Крыма был отрезок времени между ранним и средним миоценом. Это было время резкой активизации тектонических движений. Последние привели к общему подъему территории Горного Крыма и превращению ее в крупную мегантиклиналь осложненную системой антиклиналей и разделяющих их синклиналей и более частными структурными элементами. Общий подъем привел к значительному денудационному срезу ранее накопившихся осадков. Причем он был в достаточной степени дифференцированный. Наиболее древние породы вплоть до отложений таврической серии были обнажены в сводах антиклиналей, а в синклиналях сохранились отложения верхней юры и местами нижнего мела. В целом современный структурный план Горного Крыма к предсреднемиоценовому времени был практически полностью сформирован.

Начиная со среднемиоценового времени началась новая волна погружений, охватившая и территорию Горного Крыма, продолжавшаяся и в позднем миоцене. Отложения среднего и верхнего миоцена легли резко несогласно на различные горизонты подстилающих пород. Остатки абразионной поверхности, по-видимому, связанные с сарматским морем (Муратов, 1960), указывают на почти полную нивелировку рельефа рассматриваемого региона.

С конца сарматского века за счет процессов эпиплатформенного орогенеза территория Горного Крыма испытала общий подъем, превративший ее в горную страну. Величина подъема для центральных ее частей превысила 1000 м.

Разлом, ограничивающий с севера триас-юрский прогиб Горного Крыма, проходит между второй и третьей грядями. Таким образом, процессы эпиплатформенного орогенеза захватили здесь неширокую полосу, где мел-палеогеновый чехол лежит непосредственно на палеозойском фундаменте.

В конце триасового и начале юрского периодов Мангышлакское сооружение подверглось длительной и интенсивной денудации. Начало формирования платформенного чехла пришлось на вторую половину раннеюрской эпохи. С этого времени территория Мангышлака была втянута в общее длительное погружение, компенсируемое преимущественно морскими осадками различного типа формаций платформенного класса. Погружение прерывалось сравнительно кратковременными подъемами. Одновременно с общим прогибанием в платформенный этап продолжали в резко ослабленном виде свое дальнейшее формирование основные структурные элементы, возникшие в конце геосинклинального этапа развития. Структурный план платформенного чехла Мангышлакского кимме-

рийского прогиба носит следы преимущественно кратковременных скачков резкой активизации тектонических движений (особенно на границе раннего и среднего миоцена). Периоды эволюционного развития в основном обусловили возникновение Мангышлакской системы в целом как крупного положительного структурного элемента по отношению к окружающим платформенным прогибам. Резкие скачки кратковременной активизации (особенно на границе раннего и среднего миоцена) определили внутренний структурный план этой системы мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Платформенный этап развития других киммерийских прогибов близок к развитию прогибов Горного Крыма и Мангышлакского. В процессе накопления в их пределах осадков платформенных формаций шло формирование структурного плана, предопределенного планом складчатого геосинклинального комплекса. Исключение составляют киммерийские прогибы северного склона Большого Кавказа, где унаследованные линейные дислокации в платформенном чехле не возникли.

Несколько иную природу имели деформации платформенного чехла Большого Балхана. Они возникли за счет процессов геосинклинальной (полной) складчатости, проявившейся в предсреднемиоценовое и предюранинское время. Эти процессы привели к окончательному оформлению складчатой структуры Большого Балхана, превратив геосинклинальные и платформенные образования в единый складчатый комплекс. Одновременно со складчатостью шли процессы орогенеза, которые создали на месте юрского киммерийского прогиба горное сооружение.

В окончательном оформлении структур Восточно-Ферганского прогиба и прогибов Северного Афганистана ведущую роль сыграли процессы эпиплатформенного орогенеза, которые превратили их в горные сооружения и подвергли значительной деформации распространенные в их пределах отложения чехла.

Складчатая структура киммерийских прогибов в большинстве случаев нашла свое отражение в отложениях платформенного чехла. Основные крупные складки, развитые в породах верхнего палеозоя — юры, в значительно сглаженном виде повторяются в платформенных мезозойско-кайнозойских образованиях. Для Мангышлакского прогиба доказывається наличие даже частных складок второго порядка (Шлезингер, 1965). Исключение составляют киммерийские прогибы северного склона Большого Кавказа. По-видимому, это связано, с одной стороны, с тем, что здесь процессы геосинклинальной складчатости проявились в ослабленном виде и не передали в платформенный этап импульса, необходимого для возникновения унаследованных тектонических движений. С другой стороны, в Гусерильском и Тырнаузском прогибах геосинклинальная складчатость хотя и имела значительную интенсивность, однако эти прогибы имеют относительно узкую грабенообразную форму. Выполняющие их породы нижней и средней юры лежат преимущественно на жестком доверхнепалеозойском субстрате, и складчатые деформации, развитые в их пределах, хотя и очень резко выражены, но имеют пологое зеркало складчатости. Все это, вероятно, привело к тому, что на их площади в платформенном этапе развития унаследованные движения не проявились.

ВТОРИЧНО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ (КИММЕРИЙСКИЕ) ПРОГИБЫ ВОСТОКА ГЕРЦИНИД ЕВРАЗИИ (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС)

Киммерийские прогибы прослеживаются в северо-западной части Монголо-Охотского пояса герцинид Евразии (рис. 44); наиболее крупные из них — Восточно-Забайкальский и Ольдойский (Верхнеамурский). Восточно-Забайкальский прогиб состоит из нескольких синклинальных зон (про-

гибов второго порядка), вытянутых в северо-восточном направлении на расстоянии около 270 км. На юго-запад они расширяются и вдоль границы с Агинским массивом имеют непосредственную связь друг с другом, вследствие чего вырисовывается субширотный связующий пояс протяженностью до 120 км, дискордантный к направлению самих синклинальных зон.

К северо-западу от Восточно-Забайкальского прогиба вдоль Монголо-Охотских разломов расположены еще два меньших по размерам прогиба: Ингодино-Шилкинский и Пришилкинский. Первый из них достигает в длину 150 км при ширине 25 км. Размеры второго соответственно равны 100 и 10—15 км. Вероятно, к этому же классу структур относится система мелких грабенообразных прогибов в юго-западной части Восточного Забайкалья, составляющих Даурский прогиб (Геология СССР..., т. XXXVI, 1961; Амантов, 1966).

На юго-запад киммерийские прогибы через южные склоны хребта Эрэндабан, где развиты черные песчаники и глинистые сланцы юры, а возможно триаса, и Ульдзинский грабен проникают на территорию Северо-Восточной Монголии (Зоненшайн, 1970). Здесь выделяется Джаргалантуинский, Шалдзинский, Гэртуинский и Хугуинпурский грабенообразные прогибы. Первый из них имеет в плане коленообразную форму, изменяя свое простирание с субширотного в западной части на субмеридиональное на востоке. Его длина составляет около 30 км при ширине 5—10 км. Южный и восточный его края обрублены разломами, а на северном и западном бортах наблюдается спокойное моноклинальное погружение слоев. Длина остальных составляет 30—50 км при ширине около 10 км. Вдоль бортов они как правило ограничены разломами.

Ольдойский (Верхнеамурский) прогиб протягивается более чем на 400 км от низовьев рек Шилки и Аргуни на западе до меридиана р. Тыглы на востоке при ширине до 40—50 км и только в районе ст. Сквородино его ширина достигает 120 км (Геология СССР..., т. XIX, 1966). С севера и северо-запада он, по данным М. С. Нагибиной (1963б), ограничен палеозойским выступом Ильтивусского хребта. К югу от него на территории Китая расположено крупное Приаргунское поднятие. Гонжинским выступом и горст-антиклиналью Петровского хребта Ольдойский прогиб разделяется на две ветви. Северная ветвь (Керакская и Урканская синклинали) к востоку постепенно сужается и затухает вдоль северной периферии центральной части Гонжинского выступа. Южная по простиранию к востоку переходит в Амуро-Зейский прогиб. Последний в большей по своим размерам восточной части уже не имеет черт, характерных для киммерийских прогибов, и относится, как будет показано ниже, к структурам начального этапа платформенного развития в областях, охваченных процессами внегеосинклинального орогенеза. А. Д. Чехов (1969) указывает, что Ольдойский прогиб по условиям формирования и структурной характеристике близок к Иньяли-Дебинскому мезозойскому прогибу Верхоянской складчатой системы мезозойд.

К востоку от Ольдойского прогиба в Джагдинской шовной зоне имеется еще несколько более мелких узких триас-юрских прогибов. Последние, по-видимому, представляют крайние киммерийские прогибы на востоке Монголо-Охотского пояса. Расположенные восточнее Удский и Торомский прогибы, в которых развиты мощные толщи геосинклинальных образований верхней юры и мела, вероятно, уже представляют периферические структурные элементы мезозойд Сихотэ-Алиня (Тектоническая карта Тихоокеанского сектора Земли, 1970) и поэтому исключены из рассмотрения. Возможно, к этой же категории структур относится и Буреинский прогиб.

К западу от Восточно-Забайкальского прогиба в Агинской зоне обнаружены мощные толщи (до 6—7 км) морских геосинклинальных образований нижнего п, вероятно, более молодых горизонтов триаса (Бара-

башев, Трущева, 1966; Окунева, 1966; Зорин и др., 1967). Они подверглись дислокационному метаморфизму, интенсивному расщеплению и окварцеванию, что послужило основанием для ошибочного отнесения их к палеозою и более древним образованиям. Тектоническое положение этих триасовых толщ недостаточно ясно. Очевидно, они венчают комплекс пород, выполняющий внутренний прогиб. Но вполне вероятно, что триасовые породы слагают самостоятельный Агинский киммерийский прогиб, развитие которого, по данным работы Ю. А. Зорина и др. (1967), завершили процессы складчатости в конце триасового — начале юрского периодов, превратившие его в приподнятую зону.

Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса также приурочены к зонам крупных разрывных нарушений (глубинных разломов). Последние составляют их естественное ограничение. В сторону от разломов выполняющий комплекс пород прогибов иногда вышескивается в виде относительно маломощного покрова, входя в состав уже слабо деформированного чехла. По простиранию киммерийские прогибы, как правило, не имеют резких ограничений. Их замыкание происходит значительно более плавно, чем вкрест простирания, что обусловлено меньшими градиентами мощностей выполняющего его комплекса пород. Особенно это четко наблюдается в пределах Восточно-Забайкальского прогиба.

Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса, по данным В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (Геология СССР..., т. XXXVI, 1961), приурочены к территории верхнепалеозойского (возможно, верхнепалеозойско-нижнетриасового) орогенного прогиба. Интенсивные процессы предпоздне-триасовой денудации местами полностью уничтожили отложения верхнего палеозоя, вследствие чего на поверхность в отдельных блоках выведен среднепалеозойский или более древний субстрат. Поэтому породы, выполняющие киммерийские прогибы, с резким структурным несогласием ложатся как на орогенные формации, так и на геосинклинальный комплекс или комплекс основания.

Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса характеризуются определенным набором формаций геосинклинального и орогенного классов. Восточно-Забайкальский прогиб слагает аспидная формация нижней и средней юры. Она представлена сланцами и песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов. А. Ф. Мушников (1968) отмечает, что в Ононо-Ундинской синклинальной зоне Восточно-Забайкальского прогиба нередко можно наблюдать в нижнеюрских породах переходы от чисто глинисто-алевролитовых толщ с горизонтальной тонкой слоистостью через частую ритмическую перемежаемость песчаников, алевролитов и аргиллитов со всеми чертами двух- и трехкомпонентного флиша, к грубому флишу и крупнослоистым песчаникам. На участках, где наблюдается флишевая ритмичность, имеются и другие, присущие флишу признаки: фукоиды, следы подводно-оползневых деформаций, горизонты с включениями и т. п.

Мощность аспидной формации в центральной части Восточно-Забайкальского прогиба достигает 6—6,5 км. В северо-восточном направлении от низовий правых притоков р. Онон к району Газимуровского Завода происходит сокращение мощности почти в два раза, причем одновременно происходит увеличение крупности зерна осадков.

В южной и юго-восточной частях Восточно-Забайкальского прогиба аспидная формация нижней и средней юры замещается сероцветной прибрежно-континентальной и континентальной молассой (алгачинская свита). В составе формации преобладают конгломераты, аркозовые и граувакковые песчаники с подчиненными прослоями сланцев общей мощностью до 3,7 км.

Комплекс пород, выполняющий Ольдойский прогиб, как по площади, так и в разрезе сложен в основном породами аспидной формации верхнего триаса — ниже-средней юры. По данным Э. А. Портнягина (1963),

в западной части прогиба она начинается серией кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников с прослоями конгломератов и конгломератобрекчий, общей мощностью до 180—400 м, относящейся к верхнему триасу — нижней юре. В центральной части Ольдойского прогиба разрезы формации начинают мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники, расланцованные, условно относящиеся к верхнему триасу (нижнеульду-чигинская подсистема). Выше, в западной части Ольдойского прогиба, по данным Э. А. Портнягина (1963), идет мощная серия (до 1800 м) глинистых и глинисто-известковистых сланцев. Среднеюрская часть формации в нижней части состоит из серии полимиктовых песчаников, нередко косослоистых, с отчетливыми подводно-оползневыми текстурами. Встречаются прослой углистых аргиллитов и алевролитов. Мощность серии достигает 1 км. Верхняя серия представлена темноцветными глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками, иногда образующими пачки тонкоритмичного переслаивания мощностью до 1,6 км. Л. И. Красный (Геология СССР..., т. XIX, 1966) указывает, что в комплексе пород, выполняющем Ольдойский прогиб, резко преобладают мощные толщи терригенных осадков (темноцветные полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, реже гравелиты и конгломераты). Для них характерна то весьма грубая ритмичность с переслаиванием пачек, преимущественно песчаников разной крупности зерен или песчаников и алевролитов, то тонкое флишоподное переслаивание тех же пород. Общая мощность аспидной формации Э. А. Портнягиным (1963) оценивается для западной части прогиба в 4—4,5 км, а в его центральной части увеличивается до 6—6,5 км.

Венчает комплекс пород, выполняющий Ольдойский прогиб, морская полимиктовая алевроитово-песчаниковая формация средней (батский ярус) — верхней юры. Она ложится со значительным структурным несогласием на различные горизонты добатовской юры и более древние образования верхнего триаса или палеозоя. Формация в западной части прогиба сложена, по данным Э. А. Портнягина (1963), полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. В средней и верхней частях ее разреза существенную роль играют конгломераты. В центральной части Ольдойского прогиба в верхней части разреза появляется толща глинистых и углисто-глинистых сланцев. В западной части Ольдойского прогиба нижняя большая по объему часть морской алевроитово-песчаниковой формации переходит в сероцветную континентальную молассу средней — верхней юры (Портнягин, 1963; Добрускина, 1965). В нижней части сероцветной континентальной молассы, по данным Э. А. Портнягина (1963) и И. А. Добрускиной (1965), преобладают косослоистые полимиктовые песчаники, перемежающиеся с пластами темных углистых аргиллитов и алевролитов. Встречаются редкие прослой и линзы гравелита и конгломератов. Верхняя часть формации состоит преимущественно из крупногалечных и валунных конгломератов. Иногда наблюдается груборитмичное переслаивание конгломератов с косослоистыми песчаниками. Мощность формации достигает 4—5 км. В западной части Ольдойского прогиба мощность формации сокращается почти вдвое за счет выклинивания нижних толщ песчаников, вследствие чего на палеозойский цоколь непосредственно налегают верхние толщи конгломератов.

Общая мощность комплекса пород, выполняющего киммерийские прогибы, достигает больших величин. В пределах Восточно-Забайкальского прогиба она изменяется от 0—3,5 до 7 км (Геология СССР..., т. XXXVI, 1961). Суммарная мощность рассматриваемого комплекса пород в Ольдойском прогибе в бассейне р. Амур составляет 5,1 км, восточнее в бассейне р. Ольдой увеличивается до 8,3 км, а еще далее на восток — до 12 км (Геология СССР..., т. XIX, 1966). В других киммерийских прогибах суммарная мощность рассматриваемого комплекса пород также измеряется близкими цифрами.

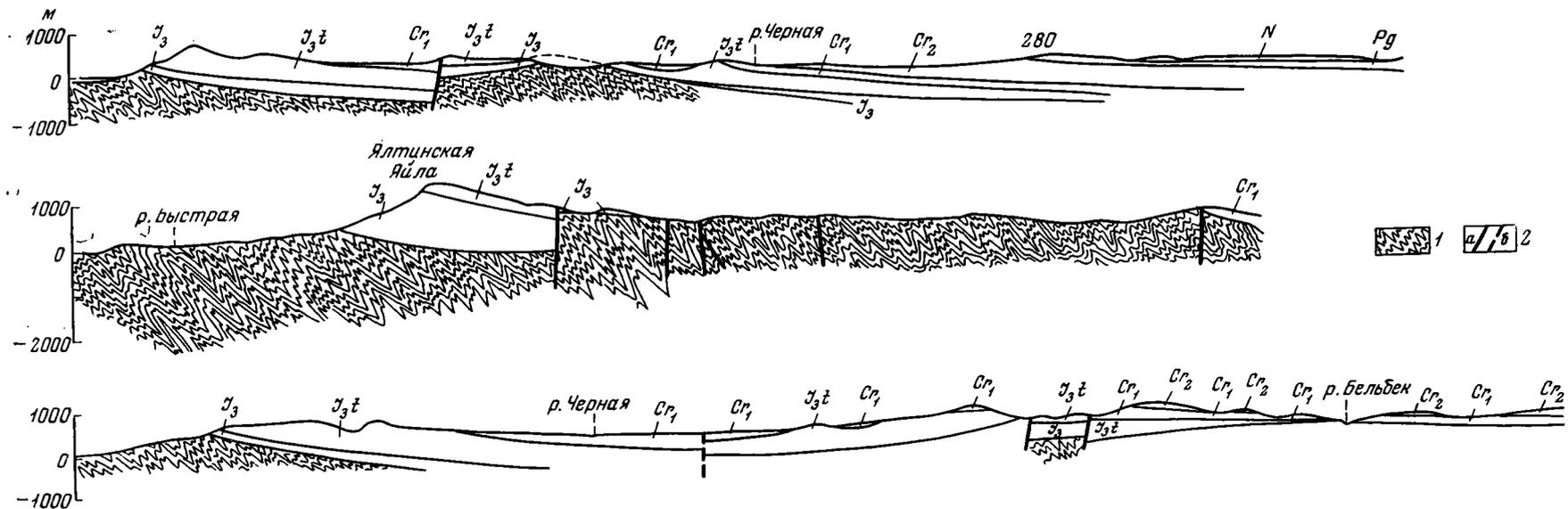


Рис. 43. Геологические разрезы вкост простирания мегантиклинали Горного Крыма, по данным И. В. Архипова (1968 г.) с исправлениями
 1 — складчатый комплекс триаса, нижней — средней юры и нижнего келловея; 2 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые

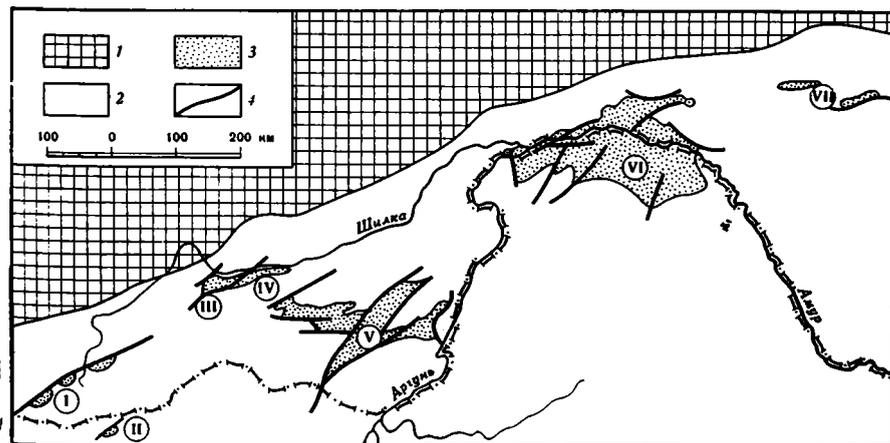


Рис. 44. Схема расположения киммерийских прогибов в пределах Монголо-Охотского пояса

1 — область догерцинской складчатости; 2 — герциниды Монголо-Охотского пояса; 3 — киммерийские прогибы: I — Даурский, II — Северо-Восточной Монголии, III — Ингодино-Шилкинский, IV — Пришилкинский, V — Восточно-Забайкальский, VI — Ольдойский, VII — Джагдинской шовной зоны; 4 — разломы

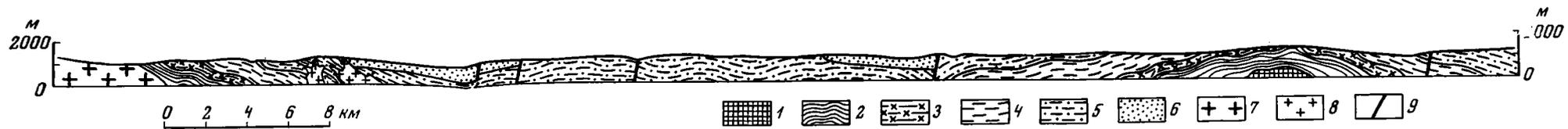


Рис. 45. Геологический разрез через Восточно-Забайкальский прогиб (А. Ф. Мушников, И. Г. Руштейн, 1965 г.)

1 — нижний — средний кембрий; 2—3 — свиты нижней юры: 2 — онтаганская, 3 — сквачинская; 4 — оноп-борзинская свита нижней — средней юры; 5 — средняя юра; 6 — верхняя юра; 7—8 — интрузивные комплексы: 7 — карбоновый, 8 — средне-верхнеюрский; 9 — разрывные нарушения

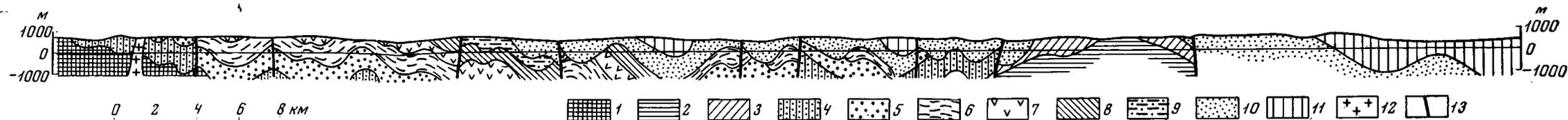


Рис. 46. Геологический разрез через Ольдойский прогиб (А. И. Фрейдин, 1964 г.)

1 — средний — верхний палеозой; 2—3 — подсвиты верхнего триаса: 2 — нижеульдугинская, 3 — вышеульдугинская; 4—5 — подсвиты нижней юры: 4 — нижедугинская, 5 — вышедугинская; 6—9 — свиты и подсвиты средней юры: 6 — сквородинская, 7 — нижешурковская (нижняя толща), 8 — то же (верхняя толща), 9 — вышешурковская; 10 — усманковская свита средней — верхней юры; 11 — ускалинская свита верхней юры; 12 — верхнеюрский интрузивный комплекс; 13 — разломы

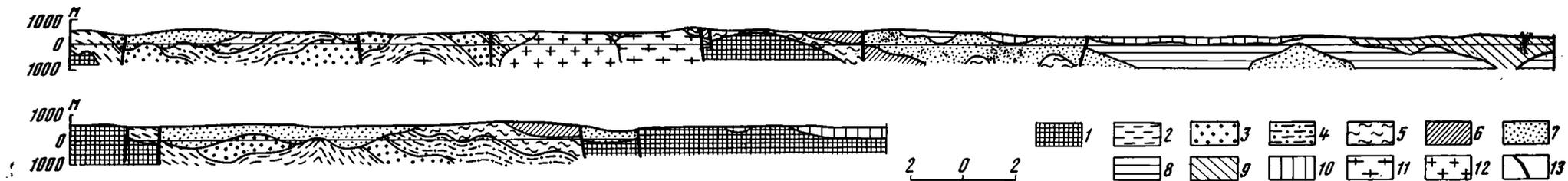


Рис. 47. Геологические разрезы через западную часть Амуро-Зейского прогиба (Д. В. Воронин, Ю. М. Логинов, З. Д. Москаленко, 1965 г.)

1 — средний палеозой; 2—3 — подсвиты нижней — средней юры: 2 — нижедугинская, 3 — вышедугинская; 4—6 — стратиграфические подразделения средней юры (свиты): 4 — сквородинская, 5 — нижешурковская, 6 — вышешурковская; 7 — усманковская свита средней — верхней юры; 8—9 — свиты верхней юры: 8 — ускалинская, 9 — осежинская; 10 — нижний мел; 11—12 — гранитоиды: 11 — триасовые; 12 — раннемеловые; 13 — разломы

В комплексе пород киммерийских прогибов Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии принципиальных угловых несогласий не имеется. Отмеченные небольшие угловые несогласия, как, например, в основании среднеюрской сероцветной континентальной молассы Ингодино-Шилкинского прогиба, явно недостаточны для разделения его на структурные подъяруса, не говоря уже о структурных ярусах. Вследствие этого комплекс пород, выполняющий киммерийские прогибы Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии, представляет собой единый структурный ярус. Напротив, на территории Верхнего Приамурья в Ольдойском прогибе в основании морской полимиктовой алевритово-песчаниковой формации средней (батский ярус) — верхней юры отмечается резчайшее структурное несогласие, позволяющее разделить выполняющий его комплекс пород на два структурных яруса: верхнетриас-среднеюрский (добатский) и средне- (батский) верхнеюрский. Менее существенное структурное несогласие, по-видимому, имеется между верхнетриасовыми и юрскими образованиями. Однако оно еще недостаточно изучено.

Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса обладают сложной складчатой структурой. Центральная часть Восточно-Забайкальского прогиба характеризуется относительно сложными складчатыми деформациями. В ней развиты крутые протяженные асимметричные несколько опрокинутые к северо-западу складки — равномерно чередующиеся антиклинали и синклинали, с углами падения слоев на крыльях складок 40—70°. Основные структурные формы центральной части прогиба осложнены складками второго и третьего порядка, размах крыльев которых измеряется 1—3 км. Последние обычно осложнены дополнительной мелкой складчатостью с размахом крыльев в первые десятки метров. Мелкие складки в породах нижней — средней юры как правило прямые и открытые и лишь иногда имеют изоклиналильный характер.

Центральная часть Восточно-Забайкальского прогиба по периферии окаймляется, по данным В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (Геология СССР..., т. XIX, 1961), зоной затухания альпинотипной складчатости (рис. 45), где распространены умеренной мощности (2—3,5 км) преимущественно континентальные образования нижней — средней юры. В этой зоне развиты более простой морфологической формы складки, осложненные большим количеством разрывных нарушений. Среди них несколько более сложную морфологию имеют синклинали. Они разделены обширными антиклинальными участками, в пределах которых выходят породы палеозойского субстрата. Наиболее быстрое изменение напряженности тектонических дислокаций наблюдается вкост простирания Восточно-Забайкальского прогиба. Более плавно оно происходит по его простиранию, где зона затухания альпинотипных деформаций имеет максимальные размеры. При дальнейшем движении на северо-восток она сменяется областью Газимуро-Урюмканских поднятий, где породы нижней — средней юры имеют относительно небольшую мощность, слагают небольшие по размерам впадины и осложнены исключительно германотипными (платформенными) деформациями. Аналогичные структурные элементы распространены к юго-востоку от Восточно-Забайкальского прогиба на территории Приаргунской и Заурулонгуевской зон.

В пределах Восточно-Забайкальского прогиба А. А. Арсеньев, Л. С. Буфф, А. М. Лейтес (1958), В. Н. Козеренко, В. В. Старченко (Геология СССР..., 1961) выделяют ряд крупных и сложнопостроенных синклиналильных и антиклинальных структур. С юго-востока на северо-запад расположены Сакво-Борзинская, Борзинско-Газимурская, Талангуско-Шелопугинская и Ононо-Ундинская синклиналильные зоны. Их разделяют Алгачинско-Кутомарская, Кукульбейская и Шондунская антиклинальные зоны. Общая протяженность этих сложных складок достигает 200—250 км, а в поперечнике — 40—50 км. Синклиналильные зоны расширяются в юго-западном направлении, а антиклинальные — в северо-

восточном. Рассматриваемые структурные элементы по простиранию испытывают ряд ундуляций шарнира, распадаясь на отдельные складки, чаще всего подставляющие друг друга кулисообразно. Характеристика этих структурных элементов дана в работе М. С. Нагибиной (1963б).

Ольдойский прогиб является асимметричным синклиниорием с более крутым северо-западным крылом. В синклинории развита сложная система линейных складок обычного геосинклинального типа (рис. 46). Л. И. Красный (Геология СССР..., т. XXXVI, 1966; Геологическое строение СССР, т. 2, 1968) указывает на присутствие здесь линейно вытянутых изоклинальных и моноклинальных складок близширотного и северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях до 40—60°. Изредка наблюдаются лежачие и опрокинутые складки. Наиболее сложная система складок фиксируется в верхнетриас-среднеюрских (добатских) образованиях. Средне- (батский) верхнеюрские породы образуют самостоятельную систему линейных, но менее напряженных складок. В них наблюдаются широкие и более пологие синклинали с углами падения слоев до 30—50°. Их разделяют узкие гребневидные антиклинальные складки с углами наклона пород в приосевой зоне до 70°. Нередко обнаруживается резкое несогласное наложение на верхнетриас-среднеюрские структурные элементы средне-верхнеюрских структурных форм. Так, осевые линии антиклиналей, развитые в ниже-среднеюрских породах, совпадают с осевыми линиями средне-верхнеюрских синклиналей, и наоборот.

М. С. Нагибина (1963б) отмечает, что наиболее крупные складки прослеживаются в северо-восточной части прогиба на междуречьи Ольдой и Большой Невер. Здесь наблюдается не менее трех крупных антиклинальных и синклинальных складок шириной от 2 до 7 км. В антиклиналях отмечены более крутые (50—60°) северные и северо-западные крылья и более пологие (30—40°) юго-восточные. Эти складки осложнены небольшими сбросами, крутыми флексурными перегибами и местами мелкой дополнительной складчатостью. Мелкие складки в ряде случаев опрокинуты на северо-запад.

Достаточно интенсивно деформированы породы ниже-средней юры в северо-восточной ветви Ольдойского прогиба (район Керакской и Урканской синклиналей). Здесь развиты узкие линейные складки с углами наклона слоев на крыльях до 40—50°. Наблюдается вертикальное и опрокинутое к северу залегание пород. В более простые складчатые формы смяты грубообломочные породы алгачинской юры по южному борту Ольдойского прогиба, расположенного на территории Китая. Здесь юрские отложения на значительном протяжении имеют моноклинальное падение и пересечены многочисленными сбросами.

Юго-западная периклиналиль горст-антиклинали Петровского хребта обрисовывается породами, условно относимыми к верхнему триасу (ульдугичинская свита). Она, как указывалось выше, раздваивает Ольдойский прогиб на две ветви. Верхнетриасовые (?) породы смяты здесь в лежачие широкие складки от северо-западного до северо-восточного простирания с падением слоев на крыльях до 10—25°. Местами наблюдается опрокидывание складок на северо-запад.

К востоку южная ветвь Ольдойского прогиба переходит в Амуро-Зейский прогиб. В этом же направлении происходит постепенное выклиивание морских ниже-среднеюрских пород с одновременным увеличением мощностей верхнеюрско-нижнемеловых континентальных образований. Альпинотипная складчатость здесь сменяется типичными германотипными структурными формами. Однако в западной части Амуро-Зейского прогиба верхнеюрско-нижнемеловые породы еще достаточно интенсивно дислоцированы (рис. 47). На левобережье Амура они моноклинально погружаются на юго-запад под углами в 30—50°, а иногда до 70°. Моноклиналиль осложнена симметричными и асимметричными анти-

клинальными и синклинальными складками. В континентальной молассе перемыкшинской свиты нижнего мела простирание слоев меняется с северо-восточного на северо-западное с углами падения в 30—40°. В них развиты также мелкие складки с размахом крыльев до 100—200 м.

Восточно-Забайкальский и Ольдойский прогибы разделены крупным поперечным Аникинским выступом палеозойского субстрата. По мере приближения к выступу комплекс пород, выполняющий Ольдойский прогиб, в основном замещается молассами, а шарниры структурных элементов испытывают воздымание.

Резко несогласно на складчатый верхнетриас-среднеюрский комплекс, выполняющий киммерийские прогибы Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии, или непосредственно на палеозойский цоколь ложится сероцветная континентальная вулканогенная моласса верхней юры, выполняющая различные по размерам изометричные, как правило плоские впадины. Формация, по данным А. А. Арсеньева, Л. С. Буфф и А. М. Лейтеса (1958), представлена фациальноизменяющимися накоплениями пестрого состава, среди которых наблюдаются покровы излившихся пород, пачки эффузивов и их пирокластов, пачки туфогенных образований (туфоконгломераты), чередующихся с грубообломочными осадочными породами. Среди эффузивов основное значение имеют андезитовые порфириды, андезитовые дациты, дацитовые порфиры, санидиновые порфиры. Мощность вулканогенной молассы достигает 1,5 км и более.

Сероцветная континентальная вулканогенная моласса формации верхней юры сменяется сероцветной континентальной молассой нижнего мела (гусиноозерская свита), составляющей верхнюю часть разреза изометричных плоских впадин. Местами она непосредственно перекрывает верхнетриас-среднеюрский складчатый комплекс или домезозойский цоколь, образуя самостоятельный ряд изометричных плоских впадин или остатки чехольного покрова. В нижней части формация как правило сложена грубообломочными породами типа конгломератов, фангломератов, осадочных брекчий, тогда как верхние части характеризуются тонкозернистым или пелитовым материалом.

В центральной части Ольдойского прогиба послескладчатый комплекс начинается сероцветная континентальная вулканогенная моласса нижнего мела. Ее нижнюю часть составляют базальтовые и андезитовые порфириды, дацит-порфиры, палеобазальты, туфы, туфонесчаники, конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники талданской свиты валанжинского яруса. В верхней части преобладают липаритовые и кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, плагиопорфиры, туфы и конгломераты. Общая мощность формации в Ольдойском прогибе не превышает 600 м, а в западной части Амуро-Зейского прогиба увеличивается до 1 км.

Характер верхнеюрских структур, по данным В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (Геология СССР..., 1961), примерно однотипен во всех районах Восточного Забайкалья. Наблюдается лишь изменение их простирания. В Приаргунье они имеют северо-восточное направление, иногда отклоняясь к широтному. Такое же простирание имеют верхнеюрские структуры в центральной и северо-западной частях Восточного Забайкалья. По окраине Агинского массива они ориентированы в меридиональном направлении и даже северо-северо-западном, повторяя до некоторой степени изгибы ниже-среднеюрских складок.

Верхнеюрские образования, развитые на площадях синклинальных зон киммерийских прогибов, имеют максимальные мощности, а слагающие их вулканогенные тела состоят преимущественно из эффузивов среднего состава. Образованные ими структуры отличаются наибольшей протяженностью и деформированностью. Углы наклона здесь обычно изменяются от 15 до 30°, но вблизи дизъюнктивных нарушений достигают 70°. Напротив, верхнеюрские породы, распространенные на площадях домезозойских выступов, имеют мощности, измеряемые сотнями метров,

с ними связаны эффузивы главным образом кислого состава. Образованные ими структуры имеют меньшие размеры и более слабую деформированность слоев. Здесь обычно распространены структуры с большим радиусом кривизны и с углами наклона, редко превышающими $10-15^\circ$.

Самостоятельный структурный ярус образуют на территории Восточного Забайкалья нижнемеловые образования. Они, по данным В. Н. Козеренко и В. В. Старченко (Геология СССР..., т. XXXVI, 1961), приурочены в основном к глыбовым синклиналям или к центральным частям синклинальных зон киммерийских прогибов. В ряде случаев породы нижнего мела слагают плоские мульдообразные впадины и прогибы. Чаще всего выполненные ими структурные элементы ориентированы в северо-восточном направлении, причем протяженность их достигает 200 км при ширине до 5—20 км. Обычно нижнемеловые впадины и прогибы окаймлены серией разрывных нарушений. Структуры без разрывных нарушений в большинстве случаев имеют изометричные очертания. Внутри прогибов и впадин нижнемеловые отложения осложнены, по данным М. С. Нагибиной (1963б), пологими синклиналями с углами падения слоев на крыльях до $5-10^\circ$, разделенными более крутыми и узкими антиклиналями. Количество таких структур в пределах одной впадины обычно одна-две, реже три. На крыльях пологие синклинали нередко осложнены флексурными перегибами и пересечены разломами, параллельными простиранию крупных разломов, обычно ограничивающих впадину. Вблизи краевых разломов нижнемеловые отложения смяты в мелкие складки с углами падения до $30-60^\circ$, в отдельных случаях опрокинутые к центру впадины. Местами складки появляются в центральных частях впадины вблизи разломов или выходов магматических пород. Обычно крутыми являются их юго-восточные борты. Вдоль северо-западных бортов наклон слоев чаще всего не превышает $5-15^\circ$. К центральным частям прогибов и впадин породы быстро выполаживаются и приобретают практически горизонтальное залегание. На территории Ольдойского прогиба нижнемеловой послескладчатый покров дислоцирован достаточно просто. Углы наклона слоев в нем редко превышают $10-20^\circ$, только в зоне разрывных нарушений они иногда увеличиваются до 70° . В отложениях нижнего мела в ряде случаев появляются пологие брахиформные структуры широтной ориентировки.

Мезозойские интрузивные образования имеют широкое распространение на территории Монголо-Охотского пояса как в пределах киммерийских прогибов, так и вне их на площади палеозойских выступов. По данным М. С. Нагибиной (1963 а, б), мезозойские гранитоиды Монголо-Охотского пояса представлены преимущественно порфировидными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами, плагиопорфирами, кварцевыми диоритами, диоритами, моноцитами и сиенитами. Несколько меньше распространены аляскитовые граниты и сопровождающие их аплиты и пегматиты. К жильной серии мезозойских гранитоидов относятся кварцевые порфиры, различного состава лампрофиры и порфириты, кварцево-турмалиновые и кварцевые жилы, содержащие различные рудные и нерудные минералы. Для всех разновидностей гранитоидов Монголо-Охотского пояса характерна кристаллизация их на средних и малых глубинах, многофазное внедрение, наличие субвулканических тел и экструзивных комплексов. Размеры интрузивных тел обычно не превышают 100—200 км, большинство из них имеет форму штоков и даек небольшого диаметра. Лишь некоторые интрузивы гранитоидов, приуроченных к зоне краевых разломов Монголо-Охотского пояса, достигают площади 5000—6000 км². Мезозойские гранитоиды развиты в Монголо-Охотском поясе неравномерно и приурочены к крупным продольным и поперечным разломам.

В позднем триасе — ранней юре на территории Монголо-Охотского пояса прошла волна заложения сложной системы вторично-геосинклинальных (киммерийских) прогибов. Только Джаргалантуинский грабено-

образный прогиб Северо-Восточной Монголии образовался в позднепермское время. В рассматриваемые прогибы со стороны мезозойских геосинклинальных систем Верхоянья и Сихотэ-Алиня проник относительно узкий морской залив. Погружение прогибов компенсировали формации геосинклинального и орогенного классов. Характерная черта развития киммерийских прогибов — резкая дифференциация скорости погружения, приводящая к образованию крупных градиентов мощностей выполняющих их комплексов пород. На территории Восточного Забайкалья наиболее ранние киммерийские прогибы заложены вдоль Монголо-Охотского глубинного разлома в поздне триасовую эпоху. В раннеюрской эпохе начал развиваться Восточно-Забайкальский прогиб. В его центральной части осадконакопление происходило в условиях морского бассейна. По периферии располагались прибрежные равнины, которые временами заливались морем. Здесь формировались глинисто-песчаные толщи алгачинской юры. В тоарском веке морской бассейн испытал расширение. Обильная фауна головоногих свидетельствует о нормальной солёности бассейна. В среднеюрскую эпоху начали расти внутренние поднятия, рост которых усилился в позднегазимуровское время. В краевых зонах прогиба возникли горные возвышенности, перед которыми накапливались мощные толщи прибрежно-континентальных и континентальных моласс. Формирование прогибов завершили процессы предверхнеюрской складчатости. Они создали сложную складчатую альпийскую структуру и привели к становлению юрского фундамента. Синхронно с этими процессами шло внедрение гранитной и гранодиоритной магмы, застывающей в виде штоков различного, иногда крупного размера. Формирование интрузивных тел происходило в несколько сближенных фазах.

Джаргалантуинский прогиб Северо-Восточной Монголии испытывал погружение в течение позднепермского, триасового, ранне- и среднеюрского времени при последовательном смещении его оси к югу. В предверхнеюрское время произошли интенсивные процессы складчатости, сформировавшие, по существу, современную структуру прогиба. Одновременно с этими процессами и после произошло внедрение гранитоидов.

В поздне триасовое и раннеюрское время на территории Верхнего Приамурья, по данным Э. А. Портнягина (1963), существовали крупные пологие поднятия, на фоне которых наметился узкий прогиб с крутым южным и более пологим северным бортами. В среднеюрское время на крыльях ранее существующих поднятий возникли новые прогибы. Они представляли собой глубокие рвы, разделенные узкими хребтообразными поднятиями. Среднеюрское (добатское) прогибание завершилось процессами складчатости и внедрением интрузий среднего и основного состава. В позднеюрскую эпоху контрастность движений ослабевает. Морские условия на площади Ольдойского прогиба существовали до конца келловейского века, а в западной части Амуро-Зейского прогиба — до конца киммериджского века. В позднеюрское время зона Амуро-Аргунского разлома еще сохраняла свою подвижность и высокую проницаемость. В зоне же Монголо-Охотского глубинного разлома основные тектоно-магматические процессы завершились ранее, а в позднеюрскую эпоху там отмечались лишь глыбовые движения с внедрением гипабиссальных малых интрузий кислого состава (Портнягин, 1963). Позднеюрское прогибание Ольдойского прогиба завершила волна новой складчатости с внедрением довольно крупных интрузий. Она привела к окончательному превращению прогиба в сложное складчато-глыбовое сооружение и становлению в нем фундамента.

С позднеюрского времени на территории Монголо-Охотского пояса, а в его Приамурской части с раннемелового времени полностью исчезли структурные элементы с геосинклинальным режимом развития. Рассматриваемая территория превратилась в молодую платформу, на развитии которой отразились процессы внегеосинклинального орогенеза, проявляв-

лились на обширных пространствах Восточной Азии. В этот этап развития на фоне общего сводового поднятия территории Монголо-Охотского пояса образовывались различного типа прогибы и впадины, погружение которых компенсировали формации орогенного и платформенного класса. На площади Восточного Забайкалья в позднеюрскую эпоху по глубоким и протяженным расколам началось излияние лав и выбросы твердых продуктов извержений, которые вместе с осадочными образованиями накапливались в отдельных изолированных прогибах и впадинах. Прорывы магмы к поверхности были, по-видимому, многократными, а ее состав менялся от среднего до кислого. Максимальное прогибание этих структур происходило в синклинальных системах киммерийских прогибов, а минимальное — на площадях палеозойских выступов. С концом позднеюрской эпохи связано образование интрузивных штоков и даек граносиенитов, сиенито-диоритов и моноцитов.

После некоторого поднятия и размыва в раннемеловую эпоху в отдельных изолированных впадинах и прогибах Восточного Забайкалья начали отлагаться туфогенные и обломочные толщи осадков. В раннемеловую эпоху на площадях Ольдойского и Амуро-Зейского прогибов существовали пресноводные бассейны, в которых накапливались терригенные осадки, содержащие остатки пресноводной фауны. Одновременно с их накоплением происходило излияние эффузивов трещинно-центрального типа.

Постгеосинклинальные образования Монголо-Охотского пояса были деформированы тектоническими движениями блокового характера с образованием германотипных структурных форм. Характер отражения складчатой структуры киммерийских прогибов в верхнеюрско-нижнемеловом комплексе пород в пределах пояса еще недостаточно исследован. Только на площади Восточно-Забайкальского прогиба обнаруживается значительное увеличение деформированности послескладчатых верхнеюрских образований по сравнению с одновозрастными отложениями, распространенными в пределах палеозойских выступов. Это дает основание предполагать, что на площади этого прогиба в постгеосинклинальный этап развития проявились унаследованные тектонические движения.

Приведенный анализ строения киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса показывает их близость к рассмотренным выше киммерийским прогибам юга герцинид Евразии. И те, и другие представляют собой одиночные геосинклинальные прогибы, не образующие сплошных систем. Их развитие шло, как правило, после окончания формирования внутренних и внешних орогенных прогибов и впадин, что особенно четко фиксируется на территории Монголо-Охотского пояса.

Киммерийские прогибы приурочены к зонам глубинных разломов, играющих основную роль в их заложении. Они сложены формациями геосинклинального (преимущественно морского генезиса) и орогенного классов при явном преобладании первых из них. Правда, в их соотношении наблюдаются некоторые различия. В киммерийских прогибах Монголо-Охотского пояса формации орогенного класса распространены главным образом по их периферии, латерально замещая геосинклинальные формации центральных частей прогибов. Вверх по разрезу значение орогенных формаций увеличивается по площади, и в ряде мест они венчают комплекс пород, участвующий в строении того или иного прогиба. Напротив, в киммерийских прогибах юга Евразии латеральная смена формаций в большинстве случаев практически отсутствует.

Специфика платформенного этапа развития предопределила различное положение рассматриваемых прогибов в современной структуре. Киммерийские прогибы юга герцинид распространены среди платформенного чехла, выполняющий их складчатый комплекс выходит на поверхность на ограниченных участках. Киммерийские прогибы Монголо-Охотского пояса значительно меньше перекрыты послескладчатыми образованиями, а их обрамлениями являются выступы палеозойского субстрата.

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
ДОПЛИТНЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР
НА ТЕРРИТОРИИ ГЕРЦИНИД ЕВРАЗИИ
И МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР
ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

На территории плит молодых платформ и сопряженных с ними складчатых поясов распространены специфические структурные элементы — различного типа грабены, грабенообразные прогибы и впадины, выполненные формациями орогенного и платформенного классов. Они возникли на тех участках земной коры, которые после замыкания орогенных структур испытали продолжительный и интенсивный подъем.

Комплекс пород рассматриваемых структур всегда резко наложен как на орогенные формации внутренних прогибов и впадин, так и на более древние геосинклинальные образования. Время их образования предшествует времени широких трансгрессий, когда тот или иной участок земной коры превращается в плиту молодой платформы. Следовательно, они представляют доплитные структуры, которые характерны для начального, или, как его называет В. Н. Соболевская (1962, 1965), предчехольного этапа развития платформы, отличающегося преобладанием положительных тектонических движений (регионального поднятия). В. С. Бочкарев (Рудкевич и др., 1970) выделяет два типа доплитных структур: впадины обрушения (грабены на сводах) и впадины прогибания. Выполняющий их комплекс пород Н. С. Шатский (1951) предложил выделять в качестве нижнего структурного яруса платформенного чехла. Позднее А. Л. Яншин (1955) также указывал на необходимость трактовать эти отложения в качестве нижнего структурного яруса платформенного чехла. Близкой точки зрения придерживается и Б. А. Петрушевский (1955), рассматривая комплекс пород, выполняющий грабены Западной Сибири и Тургая, как платформенные образования.

В Восточной Азии контрастность мезозойских тектонических движений местами резко возростала и привела к образованию крупных прогибов и впадин, которые выполнены мощным комплексом орогенных формаций, состоящих преимущественно из вулканогенных образований (процессы внегеосинклинального орогенеза).

ДОПЛИТНЫЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Грабены, грабенообразные прогибы и депрессии доплитного этапа платформенного развития широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты и восточного склона Урала (Геология СССР..., т. XLIV, 1964; Архангельский и др., 1968; Куликов, 1969). В меньшем количестве они известны на Туранской, Скифской плитах и в горных поясах Азии. На территории Западно-Сибирской плиты и Восточного склона Урала распространены как узкие и глубокие линейные грабены и грабенообразные прогибы, так и значительно более плоские изометричных очертаний депрессии, в которых условия залегания триасовых и юрских толщ принципиально ничем не отличаются от вышележащих отложений мела и палеогена (рис. 48). К последним относятся верхнетриасово-юрские депрессии, распространенные на территории Магнитогорского синклинория Урала (Таналык-Баймакская, Орская и Кайрактинская).



В свою очередь, комплекс пород, выполняющий рассматриваемые структурные элементы, иногда выходит за их пределы, покрывая в виде маломощного плаща на небольшом расстоянии породы палеозойского фундамента. Например, В. Д. Боякова и В. В. Юклевский (1967) указывают, что породы туринской серии выявлены не только в пределах Челябинского грабена, но и непосредственно к востоку и западу от его бортов. На севере Западно-Сибирской плиты триасовые и нижнеюрские образования уже входят в состав платформенного покрова (Рудкевич и др., 1970).

Наиболее крупные из линейных структур достигают в длину 100—200 км при ширине, не превышающей первых десятков километров, а нередко и первых километров (Челябинский, Буланаш-Елкинский, Убаганский и другие грабенообразные прогибы и грабены). Чаще длина их составляет первые десятки километров при ширине не более первых километров. Отдельные изометричные депрессии достигают первых сотен километров. Уникальную структуру представляет, по данным В. С. Суркова, О. Г. Жеро и Д. Ф. Уманцева (1967, 1968), Уренгойско-Колтогорский грабенообразный прогиб, намечаемый в основном по геофизическим данным. Выполняющие его породы вскрыты на небольшую глубину четырьмя скважинами на Александровской и Игольской площадях, где они представлены базальтовыми и андезитовыми порфиритами, а также массивными базальтами. В гравитационном и магнитном полях ему соответствует линейно-вытянутая положительная аномалия большей интенсивности. Уренгойско-Колтогорский грабенообразный прогиб протягивается в меридиональном направлении через Западно-Сибирскую плиту на 1800 км при ширине 30—40 км, а в районе Тазовской губы — на 80 км. В ряде мест параллель-



Рис. 48. Схема расположения доплитных структур в южной части Западно-Сибирской плиты и в пределах Тургайского прогиба (Гарецкий, 1972)

1 — домезозойское обрамление; 2 — туринская серия; 3 — туринская и челябинская серии; 4 — нижняя — средняя юра; 5 — верхняя юра; 6 — разрывные нарушения

но ему проходят еще несколько грабенообразных прогибов меньших размеров. Например, Худосейский грабен протягивается на 700 км.

На территории Туранской плиты к рассматриваемому типу структурных элементов, по-видимому, относится Каракульский прогиб Западного Узбекистана (Аванесян, Бараш, 1967) и юрский грабен Большого Каратау (Шлезингер, 1971в). К северу от последнего под мел-палеогеновым платформенным чехлом Туранской плиты, вероятно, располагается еще цепочка юрских грабенов, непосредственно переходящая в грабены Тургайского прогиба и юга Западно-Сибирской плиты. В центральных Кызылкумах расположена миниатюрная Сырбатырская впадина, сложенная породами нижней юры (Пятков, Пьяновская, 1961; Вольвовский и др., 1966а, б). Аналогичное тектоническое положение занимают верхнетриас-нижнеюрские образования, вскрытые скважинами в пределах Питнякской группы структур Бухаро-Хивинской зоны ступеней; однако структурные формы, образованные этими породами, в указанных районах в настоящее время еще недостаточно ясны.

На территории Скифской плиты к структурам доплитной стадии платформенного режима следует, очевидно, отнести Восточно-Кубанский прогиб, выполненный породами триаса (скорее верхнего) и юры. Доплитные структуры, сложенные вулканогенно-осадочными породами триаса и юры, имеют, по данным О. В. Снегиревой (1967), Г. Н. Доленко и др. (1970), по-видимому, достаточно широкое распространение в пределах Степного Крыма. К поверхности выполняющего их комплекса пород, по данным И. А. Гаркаленко, Б. С. Никифорука и В. Г. Бондаренко (1970б), приурочена преломляющая сейсмическая волна, отличающаяся по кинематическим и динамическим признакам от волн, преломленных от палеозойского фундамента и вышележащих отложений платформенного чехла. Площадное распространение, формационная последовательность и соотношение с подстилающими палеозойскими породами фундамента и меловыми отложениями, начинающими покров плиты для доплитных структур Степного Крыма, еще во многом неизвестны.

К этой же категории структур, вероятно, относится Ахметовский ниже-среднеюрский прогиб северного склона Большого Кавказа.

Доплитные платформенные структуры не имеют определенных связей с площадями развития комплексов геосинклинального режима развития. Они возникают как в зонах распространения главного геосинклинального комплекса и комплекса основания, так и орогенного комплекса, хотя в общем ориентированы согласно с их структурным планом. Как правило, доплитные структуры приурочены к территориям, которые в заключительном этапе геосинклинального режима испытывали преимущественно тенденцию к подъему, т. е. там, где формации орогенного класса не имеют сплошного площадного распространения. Н. И. Архангельский и др. (1968) указывают, что триасовые грабены и грабенообразные прогибы восточного склона Урала преимущественно тяготеют к зоне стыка антиклинориев и синклинориев палеозойского фундамента.

Фациальный анализ, проведенный И. И. Горским и Н. И. Леоненком (1958) в юго-западной части Западно-Сибирской плиты и в Тургае, показывает, что площади современного распространения комплекса пород доплитных платформенных структур мало чем отличаются от площади их первоначального развития. По-видимому, это справедливо и для других регионов.

Рассматриваемые грабены, грабенообразные прогибы и депрессии выполнены формациями орогенного и платформенного классов. Наиболее полно они представлены и лучше изучены в структурах восточного склона Урала, прилегающей к нему части Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба. В двух последних районах комплекс пород заключительного этапа геосинклинального развития венчает красноцветная, часто

карбонатная моласса верхнего палеозоя (Бочкарев и др., 1968), характер распространения которой в настоящее время выяснен еще недостаточно полно. Однако она по площади, по-видимому, образует небольшие пятна, приуроченные к центральным частям палеозойских синклиналий.

Комплекс пород доплитного этапа платформенного развития составляют туринская и челябинская серии, а в пределах Тургайского прогиба последние из них замещаются карагликской и убаганской сериями. По данным В. С. Бочкарева, К. П. Иванова, В. И. Носаль (1968а), В. С. Бочкарева, П. К. Куликова, Б. С. Погорелова (1968б), нижнюю часть туринской серии составляет пестроцветная континентальная моласса биткуевской свиты нижнего триаса. В целом для нее характерны пестрая окраска пород, преобладание крупнообломочных терригенных осадков (брекчий, конгломератов, гравелитов и песчаников), плохая сортировка и окатанность обломочного материала и тесная зависимость петрографического состава обломков от состава местных пород фундамента. В составе формации, кроме того, отмечаются прослои алевролитов и аргиллитов (красноцветных, местами известковистых), а в верхней ее части, помимо этого, широко распространены темно-серые алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты, встречаются единичные покровы базальтов и пачки туфогенных пород. Мощность формации достигает 500 м, хотя нередко она полностью выпадает из разреза, и породы вышележащей формации непосредственно ложатся на размытую поверхность палеозойского фундамента.

Вышележащий элемент формационного ряда составляет трапсовая формация бичурской свиты нижнего, среднего и верхнего триаса. Она представлена мощной толщей кайнотипных эффузивов основного и среднего составов, чередующихся в разрезе с прослоями осадочных пород. Среди эффузивов, представленных преимущественно покровами лав, реже лавобрекчий и туфов мощностью от 1—2 до 150—160 м, преобладают базальты, базальтовые порфириты, диабазы, андезиты, андезито-базальты, долериты, липариты и их туфы, оливковые долериты и их туфы. По данным А. П. Сигова (1969), базальты связаны постепенными переходами с андезито-базальтами и андезитами, отличающимися более кислым составом плагиоклазов и отсутствием оливина. В ряде мест значительные площади заняты липаритами.

Осадочные породы, расслаивающие эффузивы, состоят из темно-серых битуминозных аргиллитов («горючих сланцев»), песчаников и конгломератов. Встречаются также прослои типичных туфопесчаников, туфоалевролитов и туфобрекчий. Местами они сильно углефицированы и среди них появляются пласты и линзы углей. На территории Тургайского прогиба М. В. Бунина (1961) в основании формации выделяет покров (до 600 м мощности) кислых эффузивов, представленных липаритами кайнотипного облика. Аналогичные породы обнаружены в Галкинском грабене восточного склона Урала (Архангельский и др., 1968). К. П. Иванов (1966) указывает, что вулканогенные образования туринской серии на 95% составляют породы основной, базальтовой, группы, принадлежащей к нормальному типу с преимущественным развитием оливинклинопироксеновых видов. Кислые вулканыты (до 5%) по химизму отвечают липаритам и дацитам и значительно реже трахитам и трахилпаритам. По петрохимическим особенностям, минералого-петрографическому составу и возрасту рассматриваемые вулканогенные породы, по данным К. П. Иванова (1966), Б. С. Погорелова (1966) и А. И. Милетеевой (1969, 1971), сходны с трапами Сибирской платформы. От последних они отличаются несколько меньшей основностью, повышенным содержанием кремния, титана, щелочей, относительно пониженным содержанием кальция, высоким отношением окислов железа к окислам магния. Все это позволяет считать их производными более кислой со слабощелочным уклоном ветви толеитовой серии магм (Иванов, 1966).

По данным абсолютного возраста вулканогенные породы туринской серии характеризуются цифрами 240—220 млн. лет (Погорелов, 1966), что определяет их принадлежность к низам триасовой системы. Несколько более широкий возрастной диапазон — 228—166 млн. лет — отвечает раннему триасу — средней юре, как указывает А. П. Сигов (1969) для вулканогенных пород туринской серии Урала. Для Тюменского района А. И. Милитеева (1969, 1971) приводит, наоборот, более древние цифры — 256—242 млн. лет \pm 18—16 млн. лет, которые отвечают верхней перми — нижнему триасу. Липариты основания туринской серии Тургайского прогиба, по данным М. В. Буниной, И. И. Кузнецова (1961), также характеризуются относительно наиболее древними цифрами абсолютного возраста — 261 и 268 млн. лет (верхняя пермь).

На ряде участков рассматриваемых структурных элементов траптовая формация латерально переходит в сероцветную континентальную терригенную формацию анохинской свиты. В строении формации преобладают тонкообломочные породы — алевролиты и аргиллиты, содержащие немногочисленные и тонкие прослои углистых аргиллитов, бурых углей и горючих сланцев. Для пород характерна серая, преимущественно темных тонов с зеленоватым оттенком окраска. Подчиненное значение имеют полимиктовые песчаники, конгломераты и единичные покровы базальтов, в основном развитые в нижней части разреза формации. Иногда встречается пирокластический материал в виде примеси в нормально-осадочных породах. Эта же формация составляет верхнюю часть разреза туринской серии. На Заводоуковской площади она представлена конгломератами, песчаниками и аргиллитами с прослоями углей сверху, андезитами и их туфами внизу (дроновская свита). В Омской опорной скважине сероцветная континентальная терригенная формация слагается углистыми массивными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с пластами каменного угля и покровами фельзит-порфиров и кварцевых порфиров (омская свита). Общая мощность туринской серии достигает 2—2,5 км.

На породах туринской серии с размывом и небольшим структурным несогласием залегает лимническая угленосная формация челябинской серии верхнего триаса — нижней юры. В. Д. Боякова и В. В. Юклявских (1967) ее нижнюю границу опускают в средний триас. Верхние горизонты угленосной серии восточного склона Урала и Зауралья, по данным В. С. Бочкарева (1967а), выделяемые под названием галкинской свиты, относятся к средней юре. Лимническая угленосная формация сложена терригенными угленосными породами с толщей конгломератов (до 500—600 м) в основании. Последние имеют, по данным Н. И. Архангельского и др. (1968), слабую сортировку по крупности обломков и поэтому получили название «мусорных». В них часто присутствуют невыдержанные по простиранию и падению слои песчаников преимущественно разнозернистых и реже аргиллитов. По генезису они представляют собой типично пролювиальные осадки и к центральным частям рассматриваемых структур замещаются среднезернистыми терригенными породами и аргиллитами. Мощность формации оценивается в 2—2,5 км.

На территории Тургайского прогиба траптовая формация туринской серии несогласно перекрывается преимущественно сероцветной континентальной молассой карашиликской серии среднего — верхнего триаса и нижней юры (Бунина, 1960, 1961, 1969). Она сложена в нижней части в основном конгломератами и грубозернистыми песчаниками красно-бурых, розовых и зеленовато-серых тонов. Здесь же встречаются единичные прослои основных и средних эффузивов кайнотипного облика. В верхней, большей по объему части формации преобладают серые и темно-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными пластами бурых углей. Мощность формации достигает 1,3—1,5 км.

Вверх по разрезу сероцветная континентальная моласса сменяется

лимнической угленосной формацией убаганской серии нижней, средней и, возможно, верхней юры (Бунина, 1960, 1969). Она состоит из темно-серых и серых аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов с промышленными пластами бурого угля. Ее мощность составляет 800—1000 м.

На территории восточной окраины Южного Урала и Южного Зауралья установлен ряд мелких грабенов, выполненных сероцветной полимиктовой континентальной терригенной формацией нижней, средней и верхней юры. Она сложена, по данным Н. И. Архангельского и др. (1968), темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Иногда наблюдаются прослои гравелитов и конгломератов мощностью до 2 м. Породы часто обогащены растительным детритом. В верхней части разреза формации, отвечающей верхней юре, иногда отмечается пестроцветность, выражающаяся в буроватых и зеленоватых оттенках; реже сероцветные сменяются книзу пестроцветными. Мощность формации не выходит за пределы десятков метров. Правда, В. С. Бочкарев (1967) указывает, что в ряде случаев на территории Зауралья верхнеюрские отложения залегают практически горизонтально, выполняя наиболее прогнутые участки поверхности фундамента.

Возможно, что на территории восточной окраины Южного Урала и Южного Зауралья существуют мелкие грабены, выполненные красноцветной полимиктовой континентальной формацией киялинской свиты неокома (Архангельский и др., 1968). В ее строении принимают участие красноцветные глины, песчаники, гравелиты и конгломераты, общая мощность которых достигает 200 м.

П. К. Куликов (1969) устанавливает следующую закономерность пространственного распределения формаций на территории Западно-Сибирской плиты. Вулканогенные формации занимают ее внутренние районы, вулканогенно-осадочные и осадочные — внешние и районы обрамления, причем максимально триасовые структуры приурочены к центральной части плиты.

Общая мощность комплекса пород, выполняющего доплитные структуры, обычно измеряется первыми километрами. Только в Урунгойско-Колтогорском грабенообразном прогибе Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным она достигает 5—6 км (Сурков и др., 1968).

Как показано выше, в комплексе пород доплитных структур существенное значение имеют вулканогенные образования. Особенно большую роль они играют в структурах Западно-Сибирской плиты. Синхронные им интрузии в грабенах, грабенообразных прогибах и депрессиях Западно-Сибирской плиты распространены в незначительных количествах и приурочены непосредственно к площадям этих структур. Здесь, по данным Н. И. Архангельского и др. (1968), установлены немногочисленные маломощные субвулканические гипабиссальные интрузии. Реже присутствуют более мощные (до 200 м) дифференцированные интрузии долеритов, залегающие в форме силлов и даек. Детальные исследования А. И. Милитеевой (1969) траппов Тюменского района показали, что они представлены эффузивами и интрузивными фациями. Последние имеют пластовое залегание, а состав их изменяется от троктолитовых долеритов до пегматоидных габбро-долеритов. По данным Е. А. Мазиной и А. И. Райхлин (1965), на территории Тургая отмечаются силлы, дайки и небольшие гипабиссальные интрузии, частично разновозрастные лавам туринской серии, частично — более молодые внедрения. Они представлены долеритами, липаритами, санидиновыми гранит-порфирами и микрогранитами.

Породы нижней и средней юры Ахметовского прогиба Большого Кавказа прорваны большим количеством магматических тел в виде силлов, лакколитов, даек и некков. Состав пород, имеющих эффузивный и интрузивный облик, изменяется от дацитов до базальтов.

В комплексе пород доплитных структур на территории Западно-Сибирской плиты достаточно определенно намечается две серии: туринская и челябинская, разделенные серьезным структурным несогласием. Это несогласие позволяет разделить его на два самостоятельных структурных подъяруса. Аналогичное структурное несогласие намечается на территории Тургайского прогиба между туринской серией, с одной стороны, и карашилкской и убаганской сериями, с другой.

На остальных территориях в доплитном комплексе пород принципиально структурные несогласия отсутствуют, и он может быть выделен в качестве единого структурного яруса. Отмеченные в отдельных структурных элементах несогласия не имеют большого значения и явно недостаточны для выделения структурных подъярусов. Так, вдоль юго-западного борта грабена Большого Каратау наблюдается небольшое несогласие в основании «рыбных сланцев» и их местами непосредственное налегание на породы палеозоя с выклиниванием более древних горизонтов. Принципиального же структурного несогласия в подошве «рыбных сланцев», аналогичного предмеловому несогласию, здесь не существует, и в других частях грабена оно вообще исчезает.

Внутренняя структура комплекса пород начального этапа платформенного развития наиболее полно изучена в грабенах, грабенообразных прогибах и депрессиях восточного склона Урала, прилегающей к нему части Западно-Сибирской плиты и Тургайского прогиба (рис. 49). Деформированность пород сильно варьирует по степени интенсивности смятия от горизонтальных или слабо волнистых слоев до крутых складок (Горский, 1963). М. В. Бунина (1960) отмечает, что нижнемезозойские депрессии Тургайского прогиба представляют собой брахисинклинали, осложненные дизъюнктивными и пликативными нарушениями второго и третьего порядков. На большей их части вулканогенные угленосные отложения, по данным Е. А. Мазиной и А. И. Райхлин (1965), залегают почти горизонтально (углы падения до 3—5°). Близ тектонических бортов депрессий, а также в зоне других разрывных нарушений углы наклона слоев резко увеличиваются до 45, а иногда до 60° и более.

Во внутренних частях Западно-Сибирской плиты структура комплекса пород начального этапа платформенного развития освещена также по материалам сейсморазведки. На территории Вагай-Ишимского междуречья она характеризуется, по данным Н. В. Шаблинской (1959а, б), И. К. Туезова и Г. Л. Ковалевского (1961), особыми сейсмогеологическими условиями, основным из которых является отсутствие в нем выдержанных отражающих горизонтов. Существует целый ряд площадок, отражения от которых дают очень сложную волновую картину. Все же материалы сейсморазведки показывают, что рассматриваемый комплекс пород на территории Вагай-Ишимского междуречья собран в крупные, вытянутые в северном и северо-западном направлении антиклинальные и синклинальные складки симметричного и асимметричного строения с амплитудой, измеряемой сотнями метров, а иногда 1—2 км. Наклон слоев на их крыльях достигает 20—30°, но чаще не превышает 5—15°.

Комплекс пород начального этапа платформенного развития в большинстве случаев резко несогласно перекрыт формациями платформенного класса, пользующимися значительно более широким площадным распространением. На территории Западно-Сибирской плиты платформенные формации начинают, по данным Р. Г. Гарецкого (1972), полимиктовая угленосная формация среднего — верхнего лейаса — келловей мощностью 500—700 м, развитая преимущественно по ее окраинам. К центру плиты она сменяется сероцветной полимиктовой формацией приморской равнины мощностью до 500 м и более, которая к северу переходит в морскую полимиктовую формацию мощностью до 100 м. По данным П. К. Куликова (1969) и М. Я. Рудкевич и др. (1970), нижние гори-

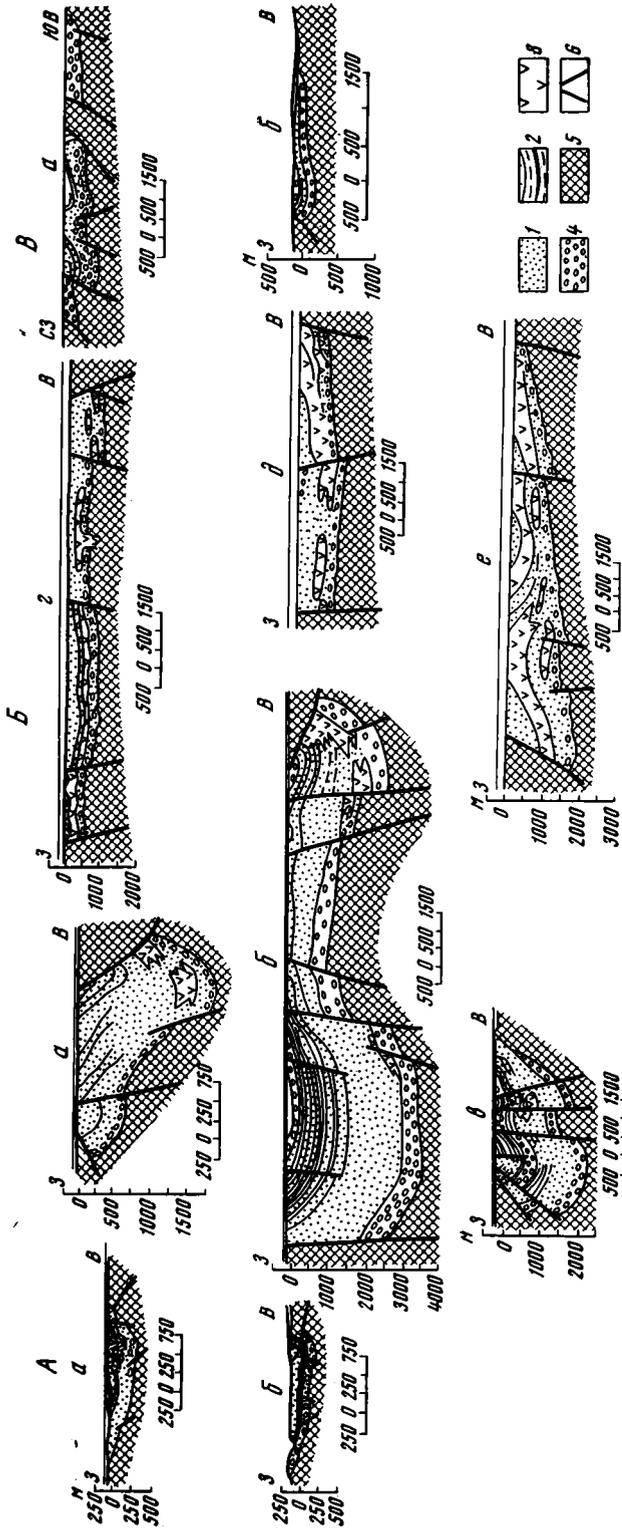


Рис. 49. Схематические геологические разрезы некоторых триас-юрских грабенов восточного склона Урала, Западно-Сибирской плиты и Центрального Казахстана (П. К. Куликов, 1969)

А — восточный склон Урала;
 а — Волчанский грабен,
 б — Богословский грабен.
 Б — Зауралье (грабен):
 а — Буланаш-Елгинский,
 б — Челябинский (северная часть),
 в — Челябинский (южная часть),
 г — Байкунурский грабен.
 в — Анохинский,
 ж — Юламановский,
 з — Кочердынский.
 В — запад Центрального Казахстана:
 а — Буртукский грабен,
 б — Байкунурский грабен

зонты этой формации, относящиеся к заводоуковской серии, содержат рэт-лейасовый спорово-пыльцевой комплекс, установленный на Бочкаревской, Большереченской, Колпашевской площадях и в Чулышском районе (чичкаильская свита). В Надым-Тазовском междуречье низы заводоуковской серии, вероятно, относятся к еще более древним слоям триаса, вплоть до нижнего и, несомненно, принадлежат к платформенному покрову плиты (Рудкевич и др., 1970).

Выше расположен следующий горизонтальный ряд формаций байосбаррема. На юге плиты — это красноцветная полимиктовая формация мощностью до 1000 м, которая в верхней части (готерив-баррем) сменяется сероцветной полимиктовой формацией приморских равнин гумидной зоны мощностью 300—600 м, а на севере в начале расклинивается, а затем полностью замещается вверху морской песчано-глинистой глауконитовой формацией мощностью до 600—1000 м.

На восточной окраине Южного Урала и Южного Зауралья комплекс пород, выполняющий грабены, несогласно перекрывается песчано-глинистой глауконитовой формацией апта — нижнего олигоцена, имеющей плащеобразный характер залегания. Ее мощность достигает сотни метров. На других участках западной периферии Западно-Сибирской плиты, восточного склона Урала и на площади Тургайского прогиба комплекс пород начального этапа платформенного развития также несогласно перекрыт чехлом мел-палеогеновых отложений, платформенная природа которых не вызывает сомнений.

Отложения, располагающиеся выше доплитного комплекса пород, деформированы, как правило, значительно проще. На территории Западно-Сибирской плиты они в целом образуют общую «блюдеобразную» структуру с погружением от бортов к центру. В пределах грабена Большого Каратау отложения мела залегают либо горизонтально, либо образуют слегка волнистые изгибы, в пределах которых наклон слоев не выходит за пределы первых градусов. На территории центральной части северного склона Большого Кавказа отложения верхней юры и вышележащие породы образуют моноклираль, в пределах которой слои испытывают относительно пологое погружение (первые градусы) к северу и северо-востоку. Эта моноклираль в северной части Лабино-Малкинской зоны осложнена пологими брахиформными структурами.

Завершение геосинклиального режима области герцинской складчатости, как показано выше, происходило неодновременно. На территории Западно-Сибирской плиты наиболее поздние орогенные внутренние прогибы и впадины существовали в позднем карбоне — перми, а на восточном склоне Урала даже в раннем триасе. После их замыкания территория рассматриваемых регионов еще некоторое время испытывала поднятие. Причем время этого поднятия на разных участках было неодинаково. Чаще всего оно происходило в триасе и начале юры, хотя в отдельных местах продолжалось в более поздние отрезки юры или даже ранние отрезки мела. Региональные поднятия привели к возникновению растягивающих напряжений, которые на локальных площадях обусловили образование структур обрушения: грабенов, грабенообразных прогибов и депрессий (Бочкарев, 1964, 1967а). Они стали участками изолированного интенсивного прогибания, компенсированного формациями орогенного или платформенного класса (рис. 50). Основным поставщиком обломочного материала служили непосредственно прилегающие к ним выступы палеозойского фундамента (Архангельский и др., 1968).

П. К. Куликов (1969) указывает, что на территории Западно-Сибирской плиты в раннем триасе на месте позднепермского пенеплена образовалось сводовое поднятие, контуры которого практически совпадали с границами последующего седиментационного бассейна. В пределах этого поднятия в течение раннего триаса заложилась сеть глубинных разломов, раскрытие которых сопровождалось мощной вспышкой базальтоид-

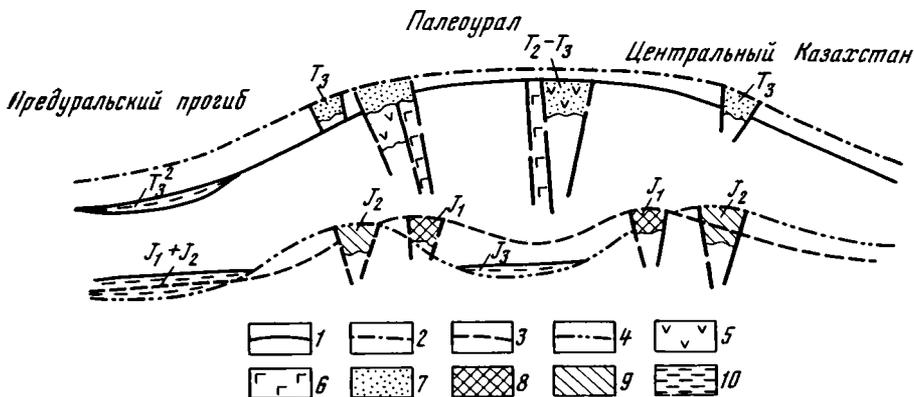


Рис. 50. Схема движений фундамента южного Зауралья в нижнем мезозое (Бочкарев, 1967а)

Поверхность фундамента: 1 — в туринское время, 2 — в челябинское время, 3 — в раннеюрскую эпоху, 4 — в среднеюрскую эпоху, 5 — туринская серия; 6 — долериты; 7 — челябинская серия; 8 — нижнеюрские отложения в грабенах; 9 — среднеюрские отложения в грабенах; 10 — ниже-среднеюрские отложения за пределами грабенов

ного (трапсового) магматизма, избирательным оседанием отдельных блоков земной коры, приводящим к образованию грабенов, грабенообразных прогибов и депрессий более частых и крупных во внутренней области поднятия и сравнительно редких в периферических районах. В крайней внешней зоне поднятия сформировались мелкие структуры типа Богословско-Веселовской и Бурлукской, заполнение которых началось только в конце триасового периода.

Синхронно с региональным платформенным поднятием в северной части территории Западно-Сибирской плиты, по-видимому, уже в ранне-триасовую эпоху существовала пологая синеклиза, являющаяся зародышем будущей плиты. В последующие отрезки триасового времени ее контуры расширились, а в конце раннеюрского времени осадконакопление захватило обширную территорию и имело уже типично плитный характер. В среднеюрскую эпоху Западно-Сибирская плита приобрела размеры, близкие к современным. Площади регионального поднятия в свою очередь смещались к периферии плиты и ее складчатым обрамлениям. В среднеюрскую эпоху оно фиксировалось в пределах восточного склона Урала, Тургайского прогиба, Казахстанского массива и Алтае-Саянской области. На этих территориях накопление орогенных формаций происходило на изолированных участках в структурах обрушения. Вулканическая деятельность с конца триасового периода почти полностью прекратилась, и в юрском периоде значительное развитие приобрели процессы угленакпления.

Прогибание грабенов, грабенообразующих прогибов и депрессий прерывалось тектоническими движениями блокового характера. Последние достаточно определенно фиксируются на территории Западно-Сибирской плиты и восточного склона Урала в конце позднего триаса (граница туринской и челябинской серий). Более интенсивные блоковые движения имели место в конце развития доплитных структурных элементов, причем максимальной величины они достигли по периферии этих структур, а породы центральных частей испытали значительно меньшую деформированность.

Комплекс пород, образовавшийся за время преобладания положительных тектонических движений платформенного режима, приобрел специфические формационные и структурные черты, позволяющие выделять его в качестве самостоятельного нижнего структурного яруса платформенного чехла.

Окончание формирования пород нижнего структурного яруса платформенного чехла обусловлено почти повсеместным изменением общего характера движений. Участки, испытавшие подъем, превратились в площади прогибания и стали плитами Центрально-Евразийской молодой платформы. Это прогибание, имеющее уже региональный характер, компенсировалось платформенными формациями, которые приобрели широкое площадное распространение, образуя структурные ярусы платформенного чехла.

Несколько иной механизм образования имели, по-видимому, Восточно-Кубанский, Ахметовский, Каракульский и другие поздне триас-юрские прогибы Туранской и Скифской плит. Они возникли на участках высокого стояния платформы, не вовлеченных в общее погружение. Региональное поднятие проходило здесь с меньшей интенсивностью и не привело к образованию структур обрушения. На фоне умеренного подъема отдельные блоки начали испытывать погружение, но не как структуры растяжения восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты, а как зародыши последующего значительно более обширного плитного платформенного прогибания, т. е. оно не явилось следствием регионального поднятия, а представляло собой процесс, равнозначный этому подъему. Погружение отдельных блоков на участках Туранской и Скифской плит, испытывающих доплитный этап платформенного развития, привело к образованию второго типа доплитных структур — структур прогибания.

В отличие от структур обрушения структуры прогибания имеют менее резкие ограничения; выполняющие их формации более «платформенны», вулканические процессы играли несоизмеримо меньшую роль. Структуры прогибания особенно по периферии в конце своего развития подверглись блоковым тектоническим движениям, приведшим к появлению структурного несогласия между выполняющим их комплексом пород и отложениями плитного этапа. Эти движения привели к обособлению комплекса пород, слагающего структуры прогибания также в виде нижнего структурного яруса чехла. Возможно, что некоторые изометричные триасовые впадины центральной части Западно-Сибирской плиты также представляли собой структуры прогибания.

Структурные элементы доплитного комплекса пород в отложениях, образующих покров плиты, отражения часто не получают. В пределах восточного склона Урала над многими из доплитных структур наблюдаются валлообразные вздутия верхнемезозойских и кайнозойских слоев, а также плоские поднятия, охватывающие одновременно несколько грабенов (Бочкарев, Тимофеев, 1970). В некоторых случаях рассматриваемые структуры, напротив, приурочены к прогибам или моноклиналям плитного комплекса пород.

ДОПЛИТНЫЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И СТРУКТУРЫ ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОРОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Мезозойские прогибы и впадины имеют достаточно широкое распространение в областях герцинской складчатости Восточной Азии. Столь же широко они развиты и на территории более древней консолидации юга Сибири, Монголии и Китая. В западных районах Восточной Азии — в пределах Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии — мезозойские прогибы и впадины по строению и развитию аналогичны одновозрастным доплитным платформенным структурам Западно-Сибирской плиты, восточного склона Урала и Тургая. Однако восточнее, на территории Забайкалья и Центральной Монголии их строение и развитие существенно меняется, и они уже не являются платформенными. В настоящее время мезозойские прогибы и впадины Восточной Азии достаточно полно описаны в геологической литературе, особенно для территории Советского Союза. Им посвящены специальные исследования Н. А. Флоренсова

(1960), М. С. Нагибиной (1963а, б, 1969), К. В. Боголепова (1967), В. А. Соловьева (1968), Л. П. Зоненшайна, Н. Г. Марковой и М. С. Нагибиной (1971) и др.

Мезозойские прогибы и впадины Восточной Азии имеют самое разнообразное положение по отношению к подстилающей домезозойской структуре, располагаясь как в области герцинской складчатости, так и на территории более древних консолидаций вплоть до областей добайкальских складчатостей. В пределах герцинид М. С. Нагибина (1963б) устанавливает следующую закономерность в их пространственном расположении. Наиболее крупные и глубокие мезозойские прогибы и впадины приурочены к площади палеозойских синклиналий, тогда как на площади палеозойских антиклинорий они имеют значительно меньшие размеры и глубину.

На территории герцинид юга Монголии и Монголо-Охотского пояса рассматриваемые структурные элементы обычно резко наложены на геосинклинальные и орогенные структуры. Только в пределах Хангай-Хэнгайского геосинклинального прогиба Т. А. Грецкая и А. А. Моссаковский (1969) описывают случай совершенно согласного налегания верхнетриасовых образований на породах нижнего карбона. Эти разновозрастные отложения составляют единую структуру.

Мезозойские прогибы и впадины Восточной Азии по возрасту частично синхронны с киммерийскими прогибами Монголо-Охотского пояса. Размеры мезозойских прогибов и впадин востока Азии отличаются большим разнообразием. Например, прогиб Большого Хингана протягивается на 1000 км при ширине 100—250 км. В то же время известны многочисленные мезозойские структуры, которые не превышают первых десятков или даже единиц километров. Для Забайкалья Н. А. Флоренсов (1960) отмечает их группировку в узкие (5—15 км) протяженные полосы, разделенные более широкими (75—80 км и более) пространствами обнаженных докембрийских и палеозойских пород. Мезозойские структуры здесь имеют четкую линейную ориентацию в виде «четковидных полос» или цепочек прогибов и впадин, иногда кулисообразных. Они разделены перемычками, лишенными осадочного чехла, но обычно более низкими, чем поднятия, разделяющие отдельные зоны погружений.

На западе Монголии мезозойские (доверхнемеловые) структуры, по данным М. С. Нагибиной (1970), образуют две протяженные системы: Предалтайскую и Предханхухейскую, сопряженные с длительно живущими разломами. На территории Центральной и Восточной Монголии М. С. Нагибина (1970 г.) выделяет несколько систем мезозойских прогибов и впадин (Орхон-Селенгинская, Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанская, Сайхобинско-Южно-Чойбалсанская и Южно-Монгольская).

Нижне-среднеюрские прогибы и впадины Центральной Монголии, по данным В. Ф. Шувалова (1970), достигают в длину 200 км при ширине от 3—5 до 30—40 км и более и образуют также линейно вытянутые полосы, разделенные более широкими, но параллельными им выступами домезозойского фундамента. Верхнеюрско-нижнемеловые прогибы и впадины здесь имеют длину до 70—80 км при ширине до 12—15 км. Верхнемеловые и палеогеновые образования слагают обширные пологие мелкие депрессии и переходят в виде маломощного покрова на платообразные возвышенности, разделяющие эти депрессии. Иногда породы верхнего мела удается наблюдать и на поверхности вершин надгорных возвышенностей.

К. В. Боголепов (1967) и Л. Р. Очиров (1969) указывают, что главные полосы мезозойских структур юга Сибири, несомненно, приурочены к зонам разломов, ориентированным параллельно структурам домезозойского фундамента. Повторяя крупные изгибы древних складчатых структур, они более или менее параллельны Монголо-Охотской системе глубоких разломов. Однако оси мезозойских структур Центральной Мон-

голии, по данным В. Ф. Шувалова (1970), не совпадают с простиранием палеозойской складчатости.

Для мезозойских прогибов и впадин Западного и Центрального Забайкалья Н. А. Флоренсов (1960) устанавливает, что выполняющий их комплекс пород распространялся значительно шире современных границ этих структур.

Мезозойские прогибы и впадины востока Азии выполнены комплексом пород, в строении которого принимают участие формации орогенного и платформенного классов. На территории Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии рассматриваемые структуры сложены континентальной угленосной молассой и сероцветной континентальной молассой нижней — средней юры, а местами и верхнего триаса. Они связаны нередко фациальными переходами между собой. Например, на севере, в пределах Иркутского бассейна, преобладает первая из них, а к югу, в горных обрамлениях Восточного Саяна и Прибайкалья — вторая. Лишь в самых восточных прогибах предальтайской системы встречены покровы базальтов (Зоненшайн и др., 1971). Мощность формаций колеблется от сотен метров до 2 км.

На площади Тувинского внутреннего прогиба мезозойский комплекс пород венчает, по данным К. В. Боголепова (1967), сероцветная континентальная полимиктовая терригенная формация верхней юры — нижнего мела (?). В нижней части ее разреза преобладают песчаники и гравелиты, а верхняя представлена чередованием алевролитов со средними и мелкозернистыми песчаниками. Мощность формации не выходит за пределы первых сотен метров.

К югу от Восточного Саяна и Прибайкалья в Западном Забайкалье появляются мощные серии вулканогенных пород верхнего палеозоя, триаса, нижней и средней юры. Значительная по объему часть этой серии в структурном и пространственном отношении не обнаруживает связи с мезозойскими впадинами. Верхняя ее часть, по данным Н. А. Флоренсова (1960), напротив, тяготеет к мезозойским впадинам, и в отдельных случаях вулканогенные породы переслаиваются с нижними горизонтами юрской угленосной толщи. Вулканогенная формация, относимая К. В. Боголеповым (1967) к средней юре (петропавловская свита), сложена покровами базальтов и андезитов, характеризующимися повышенной щелочностью (трахибазальты, трахиандезиты) с подчиненными прослоями туфов. В разрезе Тугнуйской впадины обнаружены прослои перлитов и кислых эффузивов. В Центральном Забайкалье на площади Нерчуганской впадины вулканогенная формация состоит из базальтов, диабазовых и андезитовых порфиритов с подчиненным количеством кварцевых порфиров, туфоконгломератов и туфопесчаников. Мощность рассматриваемой формации достигает 1—1,5 км.

В ряде прогибов и впадин вулканогенная формация сменяется среднеюрской лимнической угленосной формацией. Ее мощность не выходит за пределы сотен метров.

В Удинско-Еравнинской впадине вулканогенные породы перемежаются с осадочными. Они образуют сероцветную континентальную вулканогенную молассу удинской свиты средней юры. В ее основании залегают мощные толщи конгломератов, чередующихся с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников, гравелитов и покровами (до 30—50 м) диабазов, базальтов, андезитов, андезит-дацитовых порфиритов и кварцевых порфиритов. Верхняя часть формации сложена песчано-сланцевыми породами, чередующимися с туфами и лавовыми покровами. Осадочные породы представлены мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, карбонатно-кремнистыми и глинистыми сланцами. Среди эффузивов в Удинском районе преобладают андезиты, андезито-базальты, но встречаются и трахиты и фельзит-порфиры. В Хилокской зоне шире развиты кислые эффузивы, причем намечается закономерное изменение их

состава от основных и средних в нижних частях разреза к кислым в верхних. Мощность сероцветной континентальной вулканогенной молассы здесь оценивается в 1—1,5 км.

Наконец, в ряде других мезозойских прогибов и впадин Западного и Центрального Забайкалья вулканогенные породы отсутствуют, и выполняющий их комплекс пород принадлежит к лимнической угленосной формации средней юры. В ее основании, как правило, залегает мощный горизонт средне- и крупногалечных, реже валунных конгломератов с подчиненным количеством разнозернистых полимиктовых песчаников. Вверх по разрезу они сменяются толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто туфогенных, содержащих пласты каменных углей. Местами, особенно в краевых частях впадин, верхняя часть формации замещается конгломератами. Мощность формации измеряется сотнями метров.

Таким образом, по данным К. В. Боголепова (1967), в Западном и Центральном Забайкалье выделяются три группы мезозойских структур: стерильные, т. е. лишенные эффузивов и целиком выполненные угленосной формацией (Букачачинская); выполненные в нижней части вулканогенной формацией, а в верхней — лимнической угленосной (Тугунуйская); структуры, в которых вулканогенные и осадочные образования перемежаются между собой (Удинско-Еравнинская).

Следующим элементом вертикального ряда формаций мезозойских прогибов и впадин юга Сибири, по данным К. В. Боголепова (1967) и В. А. Соловьева (1968), является вулканогенная формация хилокской (инцигатуйской) свиты верхней юры — нижнего мела. Она местами продолжает разрез среднеюрских образований, а местами непосредственно налегает на породы домезозойского фундамента и начинает, таким образом, комплекс пород, выполняющий рассматриваемые структурные элементы. Последние особенно характерны для крайних восточных районов юга Сибири. В строении формации принимают участие щелочные и кислые лавы от трахибазальтов и трахиандезитов до кварцевых порфиров, причем в нижней части преобладают базальтовые и андезитовые порфиры, сменяемые вверх по разрезу трахиандезитами и трахитами. С лавовыми покровами перемежаются различные пирокластические образования. Мощность вулканогенной формации достигает 1—1,2 км.

Верхнюю часть мезозойских прогибов и впадин составляет лимническая угленосная формация гусинозерской серии верхней юры — нижнего мела, переходящая в латеральном и вертикальном направлении в сероцветную континентальную молассу. Вследствие этого иногда встречаются структуры, лишенные признаков угленосности. Рассматриваемые формации в отличие от среднеюрских формаций обладают меньшими эпигенетическими изменениями пород, отражающимися в первую очередь на типах углей. Мощность рассматриваемых формаций верхней юры — нижнего мела варьирует в широких пределах от первых сотен до 2 км в Гусинозерской и Зазинской впадинах.

Венчает комплекс пород, выполняющий мезозойские прогибы и впадины юга Сибири, по данным К. В. Боголепова (1967), грубообломочная сероцветная континентальная моласса нижнего — верхнего мела (?). Она сложена чрезвычайно грубыми валунно-галечными конгломератами (фангломератами) с подчиненными им, обычно весьма невыдержанными линзовидными прослоями грубых песков. Обломочный материал, слабо отсортированный и большей частью слабо окатанный (имеются переходы к брекчиям), представлен породами, снесенными со смежных поднятий. Мощность формации не выходит за пределы первых сотен метров.

Общая мощность комплекса пород, выполняющего мезозойские прогибы и впадины в западных частях Азиатского континента (Западная Монголия, Восточный Саян, Прибайкалье и т. д.), не выходит за пределы первых километров. К востоку, где появляются мощные серии вулканогенных формаций, она увеличивается до многих километров и в наиболее

крупных структурах, таких, как прогиб Большого Хингана, измеряется 6—7 км.

Комплекс пород, выполняющий мезозойские прогибы и впадины Восточной Азии, прорван многочисленными гранитными интрузиями различных размеров. Мезозойские интрузии, кроме того, еще более широко распространены на площади палеозойских и допалеозойских выступов фундамента. От границы с областью мезозойской складчатости на запад в глубь континента, по данным М. С. Нагибиной (1963а, б), отмечается общее уменьшение размеров и количества гранитных тел и повышение их щелочности. Площадные границы распространения разновозрастных гранитоидов идут примерно параллельно простиранию мезозойских геосинклинальных систем Тихоокеанского пояса, причем западный контур их распространения в общем совпадает с появлением в разрезах мезозойских прогибов и впадин вулканогенных толщ. Следует отметить, что прониновение на запад от области мезозойской складчатости в глубь Азиатского континента мезозойских вулканогенных формаций и синхронных им гранитоидов, как показано в работах М. С. Нагибиной (1963а, б), Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1967), происходит на максимальное расстояние в пределах герцинской складчатости (до 2000—2500 км на площади складчатых систем Циньлиня и Монголо-Охотского пояса) и минимальное — на территории добайкальских платформ (до 1000—1200 км).

Структурные соотношения между формациями, слагающими комплекс пород мезозойских прогибов и впадин Восточной Азии, в разных регионах не одинаковы. На территории Центральной и Восточной Монголии он резкими структурными несогласиями разделен на три самостоятельных структурных яруса: верхнетриас-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и посленижнемеловой, образующие по существу три самостоятельные группы мезозойских структур. К востоку, в южных частях Монголо-Охотского пояса структурное несогласие между средней и верхней юрой имеет менее существенное значение, а местами вообще отсутствует. Напротив, структурное несогласие вблизи границы нижнего и верхнего мела играет не меньшую роль. На территории Китая в пределах Яньшаньского пояса мезозойских прогибов и впадин М. С. Нагибина (1963а) указывает на резкое структурное несогласие между породами верхней юры и нижнего мела в ряде из них, однако в некоторых структурных элементах оно, по-видимому, отсутствует. Аналогичная картина, по данным К. В. Боголепова (1967), наблюдается и в прогибах и впадинах Западного и Центрального Забайкалья, где структурное несогласие между породами средней и верхней юры — нижнего мела местами очень резкое, что позволяет разделить рассматриваемый комплекс пород на два структурных яруса. На площади Тугнуйско-Сухаринской впадины, по данным В. С. Доржиева (1970), между ними даже наблюдается несовпадение пространственной ориентировки структур. В других случаях оно отсутствует, и комплекс мезозойских пород представляет собой единый структурный ярус (История верхнемезозойского угленакпления..., 1963). Например, по данным Н. А. Флоренсова (1960), Гусиноозерская, Боргойская, Чикойская и Хилокская структуры с юрского по раннемеловое время включительно развивались без крупных перерывов. Однако во всех прогибах и впадинах, где развита грубообломочная сероцветная континентальная моласса нижнего — верхнего мела (?), в ее основании проходит крупное структурное несогласие, позволяющее выделить отложения нижнего — верхнего мела (?) в виде самостоятельного структурного яруса. В отложениях верхней юры — нижнего мела Балецкого грабена Восточного Забайкалья выделяется (Любакин и др., 1970) три структурных яруса, разделенных угловыми несогласиями.

Внутренняя структура мезозойских прогибов и впадин, по данным М. С. Нагибиной (1963а, б; 1970), достаточно сложна. Отмечается общее

усиление деформированности выполняющего их комплекса пород с запада на восток. В нем развиты брахисинклинальные, брахиантклинальные и коробчатые формы складок, нередко асимметричные и осложненные многочисленными разломами и системами разломов различного масштаба. Лишь местами вдоль крупных разломов наблюдается более интенсивное смятие мезозойских пород в складки и повышение их метаморфизма до стадии филлитов.

На территории Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии структура мезозойских прогибов и впадин имеет типично блоковое строение. Особенно большую деформированность юрские породы имеют на площади Тувинского внутреннего прогиба, где наклон слоев в бортовых частях структур достигает $50-60^\circ$. В Прибайкалье мезозойские структуры обычно развиты в виде узких глубоких грабен или грабен-синклиналей, ограниченных вертикальными сбросами. Слои наклонены к их центру под углами $5-15^\circ$, и лишь около разрывных нарушений, преимущественно вдоль окраин структур устанавливаются более крутые углы падения (Боголепов, 1967).

Тектоническая характеристика мезозойских структур Западного и Центрального Забайкалья наиболее полно дана в работах Н. А. Флоренсова (1960) и Н. Ф. Карпова (История верхнемезозойского угленакпления., 1963). Флоренсов указывал, что мезозойские прогибы и впадины здесь представляют собой широкие пологие синклинали с овальными или тупыми центроклинальными замыканиями, с внутренними мульдами или куполовидными поднятиями, а иногда также со сравнительно узкими дополнительными синклиналиями, приуроченными как правило к их краям (рис. 51, 52). Вместе с тем они почти всегда сопровождаются разломами, особенно характерными для периферии. Некоторые синклинали имеют своеобразное асимметричное строение с одним нормальным, а другим недоразвитым крылом. Там, где разрывные нарушения на бортах прогибов и впадин отсутствуют, видно как мезозойские слои и поверхность кристаллического фундамента наклонены от хребтов в сторону их центральных частей под углом от $5-10$ до $20-30^\circ$ (обычно $15-18^\circ$), с постепенным выколаживанием местами до практически горизонтального залегания. Вдоль зон разрывных нарушений прослеживаются иногда полосы интенсивного смятия мезозойских слоев. Здесь развиты линейные, различно ориентированные, часто опрокинутые складки. Деформированность слоев особенно усиливается близ разрывных нарушений надвигового типа (Боголепов, 1967).

В начале мезозойской эры обширные пространства Восточной Азии были охвачены процессами регионального воздымания. Это поднятие захватило гетерогенные блоки земной коры. В него были вовлечены области добайкальской складчатости (Алданский щит Сибирской платформы, восточные части Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ), которые в палеозойскую эру испытывали платформенный режим развития и местами покрылись чехлом осадков. Процессы воздымания захватили области байкальской и каледонской складчатостей. Они же с еще большей интенсивностью проявились в области герцинской складчатости, непосредственно следуя за складчатостью и орогенезом заключительного этапа геосинклинального развития. Только в сравнительно узкой зоне северной части Монголо-Охотского пояса синхронно с этим подъемом развились наиболее поздние геосинклинальные структурные элементы области герцинской складчатости (киммерийские прогибы).

Процессы регионального воздымания, начавшиеся в начале мезозойской эры, продолжались с меньшей интенсивностью в течение юрского и раннемелового времени, а на ряде участков они происходили в позднемеловое и палеогеновое время. На большей части территории востока Азиатского континента во второй половине кайнозойской эры началась волна новой активизации тектонических движений, широко про-

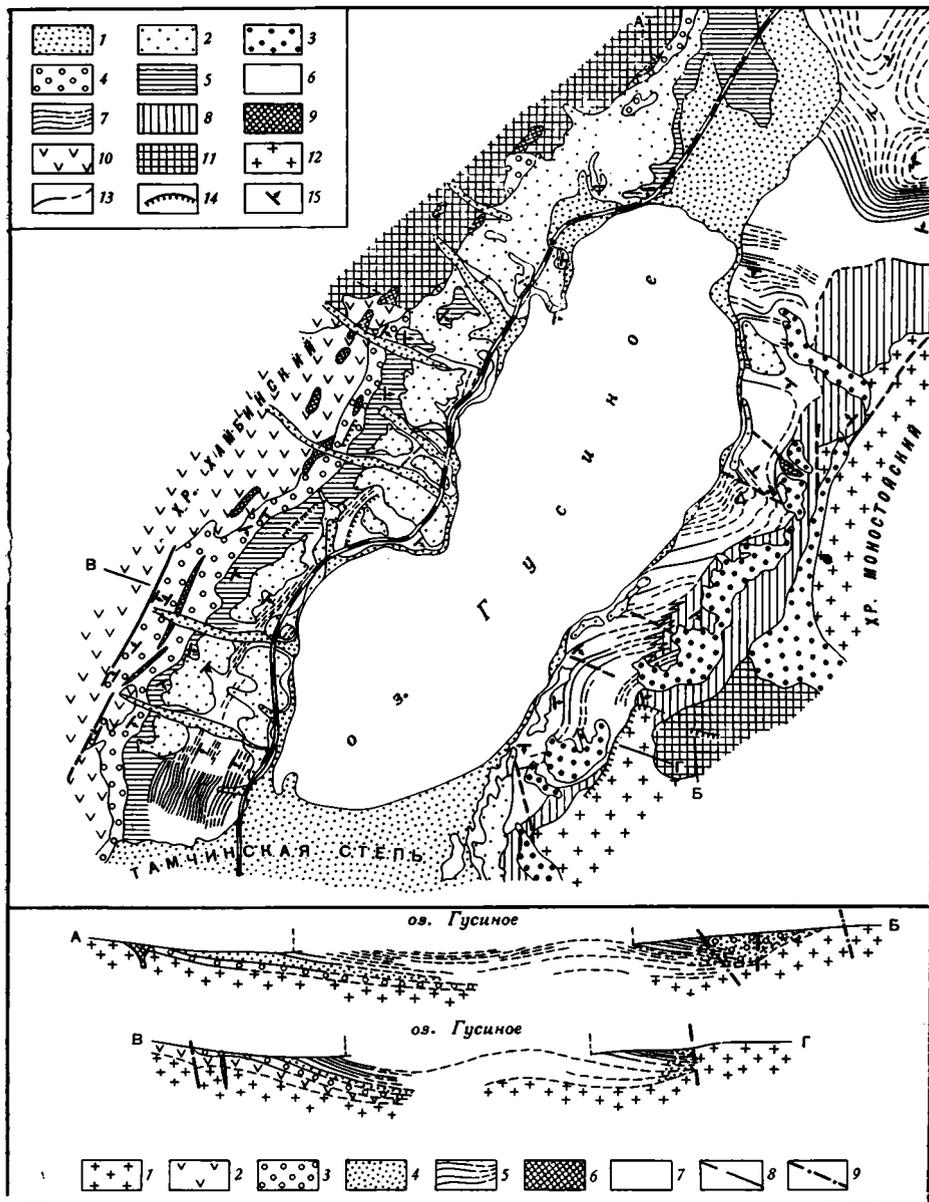


Рис. 51. Геологическая карта Гусиноозерской впадины Забайкалья и разрезы через нее (Флоренсов, 1960)

На карте: 1 — современные отложения; 2 — отложения террас нижнего комплекса; 3 — то же верхнего комплекса; 4—6 — свиты средней юры — нижнего мела: 4 — конгломератовая, 5 — песчанико-алевролитовая, 6 — песчанико-аргиллито-углистая; 7 — выходы угольных пластов средней юры; 8 — моностойская фация конгломератов средней юры; 9 — лампрофиры, сиенит-порфиры, бостониты средней юры; 10 — триас-юрские порфиры, андезиты, ортофиры и их туфы; 11 — палеозойские сиениты, граносиениты; 12 — палеозойские граниты; 13 — сбросы; 14 — надвиги; 15 — элементы залегания слоев.

На разрезах: 1 — кристаллический фундамент; 2 — порфириновый комплекс; 3 — конгломераты и брекчии; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — песчаники и алевролиты с пластами угля; 6 — дайки щелочных пород; 7 — отложения террас; 8 — сбросы; 9 — надвиги

явившаяся на обширных пространствах земного шара (процессы эпиплатформенного орогенеза).

Мезозойское региональное воздымание в разных частях Восточной Азии было неодинаковым и создало различные типы структурных элементов, что, вероятно, вызвано различными тектоническими режимами. Крайняя его западная часть, включающая территорию Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии, в мезозое, несомненно, испытывала начальный этап платформенного развития. Как и территория Западно-Сибирской плиты эти районы в триасовом и юрском периодах были охвачены региональным воздыманием. По данным К. В. Боголепова (1967),

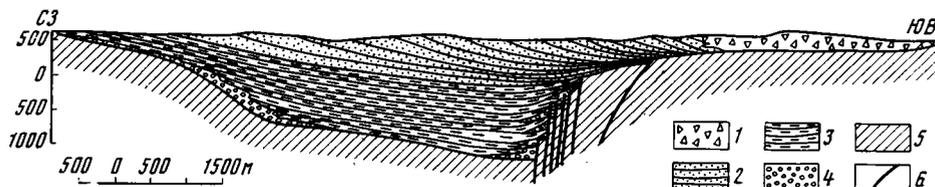


Рис. 52. Разрез Кузунгинской впадины Забайкалья (Боголепов, 1967)

1—4 — свиты средней юры — нижнего мела: 1 — фанконгломераты (шилкинская), 2 — алевролит-песчаниковые породы (кутинская), 3 — алевролит-глинистые породы (тургинская), 4 — конгломераты (тургинская); 5 — породы фундамента; 6 — разрывные нарушения

его дифференциация произошла под влиянием развития древних систем палеозойских разломов, расчленивших региональное поднятие на систему различно перемежавшихся глыб. Наименьший подъем испытали блоки, которые в конце палеозойского периода представляли краевые и внутренние прогибы и впадины заключительного этапа геосинклинального развития. В позднем триасе в их пределах наметились изолированные участки проявления нисходящих движений, приведшие к заложению платформенных структур прогибания (верхнетриас-юрские прогибы и впадины, расположенные на территории Кузнецкого краевого прогиба, Тувинской и Минусинской внутренних впадин). Одновременно региональное поднятие создало растягивающие напряжения, которые способствовали возникновению различных типов грабенов, грабенообразных прогибов и впадин (Саяны, Западная Монголия), близких к триас-нижнеюрским структурам обрушения Западно-Сибирской плиты, Тургая и восточного склона Урала. Процессы растяжения, по-видимому, вызвали эндогенную минерализацию вдоль зон глубинных разломов и образование гипабиссальных интрузивных тел и покровов.

Погружение мезозойских прогибов и впадин компенсировали осадки орогенного или платформенного класса формаций. В конце ранне- или начале поздне меловой эпох произошла резкая активизация тектонических движений, приведшая к значительной пликтивной и дизъюнктивной (в том числе и образование надвигов) деформации накопившихся к этому времени отложений мезозоя. В последующие отрезки мезозойского времени и в первой половине кайнозоя рассматриваемые регионы в отличие от Западно-Сибирской плиты продолжали испытывать в ослабленном виде сводовое воздымание. Они не были захвачены нисходящими тектоническими движениями и не превратились в плиты платформы, т. е. территории Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии вели себя аналогично площади восточного склона Урала.

Восточнее на территории Западного и Центрального Забайкалья и далее вплоть до побережья Тихого океана К. В. Боголепов (1967) выделяет Яблотово-Становую область сводовых поднятий. В мезозое она была ареной активных резко дифференцированных тектонических движений и магматизма, протекавших на фоне общего, весьма энергичного поднятия и денудации, что значительно отличало ее от рассмотренных выше

регионов Алтая, Саян, Прибайкалья и Западной Монголии. По данным К. В. Боголепова (1967), в ее развитии выделяется несколько циклов, начинающихся с активизации блоковых движений, оживления рельефа, накопления мощных конгломератовых толщ и усиления вулканической деятельности от основных и средних до кислых. Последняя сопровождалась внедрением комагматичных гранитных интрузий, изменяющихся во времени от нормальных известково-щелочных к субщелочным.

В начале юрского, а на ряде участков, возможно, в конце триасового периодов по крупным разломам Яблоново-Становая область поднятий расчленилась на ряд относительно узких депрессионных зон, разделенных более широкими глыбовыми выступами мезозойского субстрата. Вдоль разломов происходило излияние магмы, что привело к накоплению в депрессионных зонах мощных серий вулканогенных формаций. Не менее интенсивное их погружение продолжалось в позднеюрскую и раннемеловую эпохи. Это погружение компенсировалось вулканогенными и осадочными формациями орогенного класса при явном преобладании первых, с одновременным внедрением крупных интрузивных масс, особенно в восточных районах (в Становом хребте и Джугджуре). В это же время восходящие движения охватили зону киммерийских прогибов Восточного Забайкалья, и она слилась с Яблоново-Становой областью поднятий. Несколько позже с раннемеловой эпохи в ее состав вошла остальная западная часть киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса. Таким образом, в раннемеловую эпоху Яблоново-Становая область поднятий соединилась с обширной областью поднятий Монголии и Китая, образовав единую область мезозойского воздымания востока Азиатского континента.

На территории Монголо-Охотского пояса, причленившейся к Яблоново-Становой области поднятий, также начали закладываться внутрисводовые прогибы и впадины, в пределах которых накапливались вулканогенные и осадочные породы орогенного класса формаций. Только отдельные прогибы и впадины (Джидинская, Байнгольская и др.) к позднеюрскому времени прекратили свое развитие или темп погружения в них резко уменьшился, хотя прогибание в смежных с ними структурах продолжалось достаточно интенсивно. Это явление подчеркивает резко дифференцированный характер блоковых движений, ускоренное погружение одних глыб и поднятие других даже в пределах одних и тех же приразломных зон.

Общая направленность тектонических движений позднеюрско-раннемелового времени в пределах Яблоново-Становой области региональных поднятий выражена в последовательном замещении вулканогенных и грубообломочных пород тонкими песчано-глинистыми и угленосными образованиями. В них появляется более мелкая ритмичность, эпизодически усиливается принос грубого обломочного материала и постепенно расширяются площади осадконакопления. С течением времени происходило постепенное ослабление дифференцированных глыбовых движений и пепленизация рельефа. Однако относительное погружение узких седиментационных ванн продолжалось. Наибольшее выравнивание рельефа произошло в конце раннемеловой эпохи. В конце раннемеловой или начале позднемеловой эпох на территории Яблоново-Становой области поднятий растягивающие напряжения, по-видимому, за счет общего ослабления воздымания сменились напряжением сжатия. Последнее, вероятно, способствовало резкой активизации тектонических движений на площади мезозойских прогибов и впадин и значительной пликативной и дизъюнктивной (с образованием надвигов) деформации пород, выполняющих эти структуры. В последующие отрезки мезозойского времени и в первой половине кайнозойской эры Яблоново-Становая область продолжала испытывать умеренное воздымание, не была захвачена нисходящими тектоническими движениями и не превратилась в плиту платформы. Со второй

половины кайнозойской эры умеренный сводовый подъем сменился интенсивно протекающими процессами эпиплатформенного орогенеза.

Интенсивное мезозойское воздымание территории Центральной и Восточной Монголии в конце триасового или начале юрского периодов, по данным В. Ф. Шувалова (1970) и Л. П. Зоненшайна (1970), привело к возникновению вдоль зон крупных разломов систем линейно ориентированных прогибов и впадин. В них происходило накопление мощных серий континентальных моласс, грубообломочный материал которых из окружающих горных массивов сносили реки и временные потоки. Разрывные нарушения служили каналами излияния лав кислого и среднего состава, расслаивающими осадочные образования. В среднеюрскую эпоху накопление обломочного материала в рассматриваемых прогибах и впадинах продолжалось, однако окружающий их горный рельеф был уже менее контрастным. Формирование угленосных осадочных толщ происходило на заболоченных аллювиальных равнинах и в озерных бассейнах в условиях теплого и гумидного климата. Конец среднеюрской эпохи характеризовался резкой активизацией тектонических движений, значительной пликативной и дизъюнктивной деформацией накопившихся в прогибах и впадинах пород и последующим денудационным выравниванием созданного ранее тектонического рельефа.

В позднеюрско-раннемеловое время началось новое энергичное воздымание территории Центральной и Восточной Монголии, приведшее к новой волне формирования прогибов и впадин. В них началось накопление преимущественно грубообломочных осадков, пролювиальный генезис и красноцветность которых указывают на их формирование в непосредственной близости от горных хребтов в условиях теплого и аридного климата. В самом конце поздней юры и начале раннего мела произошло некоторое расширение бассейна осадконакопления за счет области сноса, сопровождавшееся в ряде районов разрывами земной коры и излиянием базальтовых лав. Осадконакопление происходило преимущественно в озерных водоемах и на аллювиальных равнинах в условиях более гумидного, чем в начале этапа, климата. В ряде бассейнов осаждался хемогенный карбонатный материал. На рубеже раннего и позднего мела резко усилились блоковые тектонические движения, приведшие к значительной дислоцированности верхнеюрско-нижнемеловых образований.

Синхронно с развитием мезозойских прогибов и впадин как на их площадях, так и особенно в пределах разделяющих их поднятий шло внедрение многочисленных гранитных интрузий.

В позднемеловую эпоху контрастность тектонических движений и их темп на территории Центральной и Восточной Монголии резко ослабевает. Это привело к образованию пологих депрессионных понижений, в которых накапливались относительно маломощные осадки платформенного класса формаций. Осадконакопление шло в обширных мелководных озерных водоемах с повышенной соленостью и на окружающих их плоских озерно-аллювиальных равнинах, за которыми располагались слабо приподнятые денудационные равнины или холмисто-мелкосопочные возвышенности. В середине сеноманского века в западной части Северной Гоби местами происходили на небольших площадях излияния базальтовой лавы вдоль трещин северо-восточного простирания. В середине кайнозойской эры осадконакопление почти повсеместно прекратилось, и вся территория Центральной и Восточной Монголии приобрела облик поверхности выравнивания. Породы, накопившиеся в позднемеловое и раннекайнозойское время, остались почти недеформированными. Со второй половины кайнозойской эры территория Центральной и Восточной Монголии была захвачена местами очень интенсивными процессами эпиплатформенного орогенеза, которые создали ее современный геоморфологический облик. В ряде районов с ними связано излияние базальтоидной магмы (Нагибина, 1970).

Ближний путь развития испытали и другие регионы востока Азиатского материка. Следует отметить, что и на их территориях в поздне-меловом и палеогеновом времени резко ослабевает контрастность блоковых движений. На ряде участков возникли обширные пологие впадины (Зейско-Буреинская, Сунляо, Далайнорская и др.), в которых накапливались относительно маломощные осадки, представляющие собой типичные формации платформенного класса. Развитые в них дислокации также имеют исключительно платформенный характер. Они в общем аналогичны плитам эпипалеозойских платформ, отличаясь несколько меньшими размерами и сокращенным временным диапазоном своего развития. Однако на других участках востока Азии (Катазиатский пояс) в поздне-меловое и палеогеновое время сохранились условия регионального подъема, на фоне которого развивались изолированные прогибы и впадины, погружение которых компенсировали породы орогенного класса формаций.

Приведенные материалы показывают, что строение рассматриваемых прогибов и впадин востока Азиатского континента и история его мезозойского развития в разных регионах существенно отличались. В его западной части (Алтай, Саяны, Прибайкалье и Западная Монголия) в мезозое (во всяком случае с позднего триаса) существовали условия, типичные для высокого стояния платформы, совершенно аналогичные имевшим место в трис-юрское время на территории Западно-Сибирской низменности и восточного склона Урала. При движении от этих регионов к востоку весьма резко изменяется строение мезозойских прогибов и впадин и разделяющих их домезозойских выступов. На территории Монголии эта граница, по данным М. С. Нагибиной (1970), особенно резка и проходит в районе меридианов $103-105^{\circ}$ с севера на юг, образуя небольшую выпуклость к западу. К востоку от нее появляются мощные серии вулканогенных образований среднего и кислого состава и синхронные им интрузивные тела (до огромных батолитов), чаще всего гранитоидного ряда.

С магматическими процессами связана богатая эндогенная минерализация. Гранитоидные батолиты особенно широко распространены на площади домезозойских выступов, где обнаруживаются их максимальные размеры. С появлением магматических образований на востоке Азии наблюдается общее увеличение суммарной мощности мезозойского комплекса пород до $6-7$ км и нарастание контрастности ее градиентов. Деформированность пород также усиливается, хотя их дислокации по-прежнему имеют блоковую природу. Все это в общем не типично для областей, вступивших в платформенный этап развития, а характерно для областей, испытавших орогенический этап развития. Отсюда можно сделать вывод, что значительная часть территории Восточной Азии в мезозое вступила в орогеническое развитие, не связанное с геосинклинальным развитием. В. А. Амантов (1966) называет это явление ревивацией и активизацией, а М. С. Нагибина (1967, 1970) — только ревивацией. Во времени и в пространстве внегеосинклинальный орогенез местами почти полностью затухал, вследствие чего отдельные блоки земной коры здесь испытывали платформенный режим развития, который в ряде случаев был выражен даже плитной стадией.

Таким образом, на территории востока Азиатского материка орогенический режим, не связанный с геосинклинальным развитием, тесно переплетался с платформенным режимом, особенно его начальным этапом (высокое стояние платформы), причем, в раннем мезозое явно преобладал первый из них, а в позднем мезозое и раннем кайнозое — второй. Это переплетение режимов привело к образованию структурных элементов, в которых наблюдаются черты различия и сходства со структурами начального этапа платформенного развития запада Евразийского континента.

Как было показано выше, аналогичное строение и развитие имели поздне триас-юрские структуры северного склона Гиндукуша, расположенные непосредственно северо-восточнее затухания крайней к западу ветви мезозойд Юго-Восточной Азии. Здесь также на относительно небольшой площади проявился раннемезозойский внегеосинклинальный орогенез. Со второй половины кайнозойской эры территория Восточной Азии и северный склон Гиндукуша были захвачены процессами эпиплатформенного орогенеза. Пространственная и временная связь мезозойского внегеосинклинального орогенеза с областью мезозойской складчатости дает основание предполагать его зависимость от развития последней, хотя о непосредственных причинах этого воздействия в настоящее время судить трудно. В то же время эпиплатформенный кайнозойский орогенез, по-видимому, обусловлен или во всяком случае имеет причинные связи с развитием Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов.

ЗОНЫ РАЗВИТИЯ ПОЛНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И УНАСЛЕДОВАННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ

СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Полная (геосинклинальная) складчатость проявляется не только на участках земной коры, переживающих геосинклинальный режим развития, как указывал еще Э. Арган (1935), а позднее Ж. Обуэн (1967), М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968), может проявляться в зонах их устойчивого обрамления (платформах), где накапливались типично платформенные формации. Однако последние здесь интенсивно дислоцированы и претерпевали альпинотипную складчатость, которая в глубь платформ резко или постепенно сменяется пологими деформациями платформенного типа. Участки платформ, прилегающие к геосинклиналям и переработанные процессами складчатости, представляют собой, по-видимому, резонансно-тектонические структуры в понимании Ю. М. Пущаровского (1969).

Как правило, альпинотипной складчатости подвергается верхняя часть платформенного чехла, сорванная вдоль какой-либо пластичной или плотной поверхности с нижних его горизонтов или фундамента. Значительно реже процессы полной складчатости по времени проявления отделены от окончания геосинклинального прогибания и произошли уже при платформенном развитии. В таких случаях геосинклинальные, орогенные и платформенные формации деформированы совместно и в структурном отношении образуют единый складчатый комплекс пород.

Наиболее широко первый тип складчатых деформаций, затронувших платформенный чехол, развит на территории Китая. Их характеристика достаточно подробно дана в монографии «Тектоника Евразии...» (1966) в специальном разделе «Складчатые структуры на платформах». Последние широко распространены в чехле Южно-Китайской платформы, которая на западе и юго-западе граничит с обширной областью раннемезозойской индо-синийской складчатости. Отличительной чертой строения Южно-Китайской платформы является преимущественно морской терригенно-карбонатный разрез всего палеозоя и триаса. В конце триаса Южно-Китайская платформа испытала поднятие; лишь в пределах обширной Сычуаньской синеклизы сохранилась зона опускания, заполнявшаяся мощными (до 4—5 км), преимущественно красочетными континентальными отложениями юры и мела.

Вдоль северного края Сычуаньской синеклизы непосредственно к югу от дугообразного глубинного разлома, ограничивающего с юга герциниды Циньлиня, располагается Южно-Дабашаньская зона линейных складок. Она также имеет дугообразную форму, параллельную разлому. В пределах этой зоны платформенные отложения рифея, палеозоя и триаса смяты в узкие линейные складки, длина которых достигает сотни километров. На самом севере близ разлома складки повсеместно опрокинуты к югу в сторону Сычуаньской синеклизы, иногда они становятся почти лежащими изоклинальными. Крылья антиклиналей осложнены крупными

взбросами, по которым породы нижнего палеозоя надвинуты к югу на более молодые отложения. Интенсивность складчатых деформаций постепенно затухает по мере удаления от глубинного разлома в сторону Сычуаньской синеклизы.

Вторая зона распространения альпинотипной складчатости проходит в центральной части Южно-Китайской платформы между Сычуаньской синеклизой и Цзяннаньской антеклизой. Ее длина достигает 700 км при ширине 240—270 км. Мощность палеозойского платформенного чехла здесь колеблется от 2,5 до 5 км. Он смят в крупные складки протяжением в десятки и сотни километров, местами сопряженные с продольными разломами. Характерны сундучные формы антиклиналей, чередующиеся с узкими синклиналиями, где наклон триасовых и рэт-лейасовых пород достигает 45°. Интенсивность дислокаций возрастает на запад в сторону Сычуаньской синеклизы.

На крайнем юго-западе Южно-Китайской платформы, вдоль узкого субмеридионального краевого поднятия Юньнань-Гуйчжоуской антеклизы располагается еще одна зона складчатых дислокаций платформенного чехла. В ее пределах отложения палеозоя и триаса, залегающие без видимых несогласий, смяты в приразломные складки, сопряженные с продольными меридиональными и поперечными субширотными разломами. Формы складок резко асимметричны, углы падения слоев на крутых крыльях доходят до 80°.

В чехле Северо-Китайской платформы линейные складчатые структуры имеют локальное развитие. Здесь они приурочены к зоне глубинного разлома, ограничивающего с запада крупную Ордосскую синеклизу, и развиты вдоль южного края Северо-Китайской синеклизы, параллельно системе субширотных разломов, проходящих вдоль границы платформы с зоной герцинид Циньлиня. Значительную деформацию испытали также отложения эпикаледонского чехла в результате процессов мезозойской (яньшаньской) складчатости.

На территории Сибирской платформы известна Ленская зона складок. В ее пределах платформенные образования нижнего палеозоя собраны в крутые линейные складки, осложненные надвигами (Туголесов, 1952; Борукаев и др., 1969).

В Львовско-Люблинской зоне, представляющей западную окраинную часть Восточно-Европейской платформы, распространен складчатый палеозойский чехол, перекрытый нескладчатыми платформенными отложениями мезозоя и кайнозоя (Колчанов и др., 1970).

Составление «Карты тектоники докембрия континентов» (Борукаев и др., 1969, 1970) показало широкое площадное развитие складчатых платформенных докембрийских комплексов на территории древних платформ. Эти комплексы выделены в пределах почти всех континентов.

Платформенный чехол, переработанный процессами полной складчатости, известен на ряде участков эпигерцинской платформы Западной Европы и Северо-Западной Африки. На Международной тектонической карте Европы имеется даже специальный знак в легенде — платформенный чехол, смятый альпийской складчатостью (Южная Франция, Испания, Кипр и Северо-Западная Африка). Особенно показательна в этом отношении структура Юрских гор. Мезозойские осадочные породы последних, по данным Ж. Гогеля (Тектоника Европы..., 1964), имеют платформенный характер и совершенно сходны с однообразными породами Парижского бассейна. Они смяты в сложную систему линейных складок, часто раздробленных и осложненных небольшими надвигами. Складчатый чехол Юрских гор, по данным В. Е. Хаина (1970а, б), резко дисгармоничен по отношению к домезозойскому фундаменту, так как является сорванным по поверхности сульфатно-галогенной толщи верхнего триаса.

Карбонатный комплекс ордовика — карбона гряд Чернышева, Черно-

ва и западной части Северного и Полярного Урала В. Н. Пучковым (1970) и Н. И. Тимониным (1971) рассматривается как платформенные образования. Однако они интенсивно деформированы и образуют сложную альпинотипную складчатую структуру, т. е. представляют собой складчатый чехол.

Второй тип складчатых деформаций, затронувших отложения платформенного чехла, наблюдается значительно реже. Наиболее ярко он выражен в байкалидах юго-востока Сибири. Здесь, по данным К. А. Клитина, Т. Г. Павловой и Е. С. Постельникова (1970), орогенные образования верхнего рифея — нижнего кембрия согласно сменяет платформенная карбонатная формация среднего и верхнего кембрия. Типично платформенные образования представляют и вышележащие отложения ордовика и силура. Платформенные породы нижнего и среднего палеозоя по периферии байкалид юго-востока Сибири смяты совместно с нижележащим орогенным и геосинклинальным комплексом рифея в единую сложную систему линейных складок. Таким образом, здесь породы геосинклинального и платформенного режимов вошли в состав единого складчатого комплекса.

Близкая картина наблюдается и в пределах Большого Балхана. Как было показано выше, платформенные отложения мела и палеогена на площади Большого Балхана деформированы процессами геосинклинальной складчатости. Правда, в отличие от байкалид юго-востока Сибири между геосинклинальным комплексом юры и платформенными образованиями мела в рассматриваемом районе проходит существенное структурное несогласие. Однако главное значение в оформлении структуры Большого Балхана имели более молодые процессы послепалеогеновых фаз складчатости, приведшие к окончательному становлению юрско-палеогенового складчатого комплекса пород.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

На территории плит эпигерцинских платформ известны протяженные (многие сотни километров) системы резко выраженных линейных дислокаций платформенного чехла, которые принято называть «унаследованными дислокациями» (Гарецкий, 1962, 1972; Шлезингер, 1965). История установления термина «унаследованные дислокации», «унаследованная складчатость» и близких к ним названий и правильность его трактовки подробно рассмотрены в работах А. Л. Яншина (1951), В. Н. Соболевской (1963), Р. Г. Гарецкого (1972) и поэтому не требуют специального разбора.

Унаследованные дислокации состоят из сопряженных антиклинальных и синклинальных структур. Первые из них более резкие, углы наклона в их пределах обычно достигают первых десятков градусов. Синклинали менее четко выражены, характеризуются несколько большей шириной, плавными очертаниями и углами наклона, обычно не превышающими первые градусы. Амплитуды между антиклинальными и синклинальными структурными элементами чаще всего измеряются многими сотнями метров, а в отдельных случаях и первыми километрами (например, между мегантиклиналями и мегасинклиналями Мангышлака). Системы унаследованных дислокаций часто соприкасаются с прогибами и впадинами платформенного чехла, по отношению к которым их амплитуда возрастает до многих километров.

Наиболее крупные системы унаследованных дислокаций приурочены к тем территориям, которые на доплатформенном этапе развития отвечали киммерийским прогибам, т. е. их подстилает складчатый фундамент, в строении которого основную роль играют породы верхнего палеозоя, триаса и юры. Из таких систем максимальные размеры имеет Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей; ее длина достига-

ет 1000 км при ширине до 100—150 км. Несколько меньшие размеры имеет Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей, Банди-Туркестанская мегантиклиналь, Ейско-Березанская и Тарханкутская система дислокаций и т. д. Менее резкие унаследованные дислокации развиты на территории средне- верхнепалеозойских линейных геосинклинальных прогибов, испытавших интенсивные процессы полной складчатости и частичной инверсии. К ним относятся линейные дислокации Примугоджарья, Северного Приаралья, Донбасса и его продолжения на восток — кряжа Карпинского, Парижского и Аквитанского бассейнов и т. д. Унаследованные дислокации отсутствуют на площадях ранней консолидации (раннепалеозойской или байкальской). Это — Среднегерманское и Северо-Устюртское поднятия с наложенными на них средне-верхнепалеозойскими внутренними прогибами, Центрально-Каракумский и Карабогазский своды и т. д. Они не возникают над внешними зонами геосинклинальных систем, превратившимися на заключительном этапе геосинклинального развития в краевые и периклинальные прогибы. Например, их нет на территории Предуралья, Актюбинского, Субварисийского, Кузнецкого прогибов и т. д. Унаследованные дислокации платформенного чехла отсутствуют на площадях нелинейных геосинклинальных палеозойских прогибов, как, например, район Центральных Кызылкумов, Кураминского хребта и т. д. Да и над линейными средне- верхнепалеозойскими геосинклинальными прогибами, испытавшими достаточно интенсивные складчатые деформации, они возникли далеко не всюду. Их, например, нет на площади Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон, Южного Тянь-Шаня и т. д.

Унаследованные дислокации обладают специфическими чертами развития. В их формировании ведущее значение имели кратковременные скачки резкой активизации тектонических движений, временной интервал которых, как правило, не выходил за рамки геологического века. Эти движения были преимущественно постседиментационными. Конседиментационные тектонические движения в образовании унаследованных дислокаций имели явно подчиненное значение. Причем соотношение постседиментационных и конседиментационных тектонических движений имеет совершенно определенную закономерность. Современную структуру наиболее резких, обладающих максимальной амплитудой унаследованных дислокаций создали исключительно скачки активизации тектонических движений. Напротив, в менее выраженных и имеющих небольшую амплитуду унаследованных дислокациях роль конседиментационных тектонических движений увеличивается. За пределами унаследованных дислокаций конседиментационные тектонические движения чаще всего были ведущими в образовании структурного плана. Напротив, на площадях, прилегающих к областям эпиплатформенного орогенеза и внутри последних, структурный план послескладчатых отложений был обусловлен в основном постседиментационными тектоническими движениями.

В платформенный этап развития Туранская плита, например, была втянута в длительное прогибание, которое прерывалось сравнительно кратковременными подъемами. В результате этого погружения накопились значительные по мощности толщи осадков платформенного чехла. В различных составляющих его горизонтах наблюдаются некоторые региональные изменения мощностей и фаций, не связанные со структурными элементами, а определявшиеся преимущественным развитием опусканий то в западной, то в южной частях всей плиты, т. е. общими «перекосами» ее поверхности. Так, например, в связи с длительно существовавшей депрессией Каспийского моря в западном направлении в чехле Туранской плиты возрастает роль морских фаций и увеличиваются мощности отдельных стратиграфических подразделений, в частности отложений датского яруса. Однако этот фактор играл подчиненную роль в изменении мощностей платформенного чехла. Ведущее значение при этом

имел дифференцированный характер прогибания, вызванный платформенным развитием. Площади, занятые внутренними прогибами и впадинами заключительного этапа геосинклинального развития, испытывали максимальный темп погружения; в их пределах накапливались наибольшие мощности осадочного чехла, превратившие эти районы в глубокие платформенные прогибы и впадины. Участки, представляющие собой поднятия в заключительном этапе геосинклинального развития или захваченные процессами складчатости и испытывавшими инверсию, такие как Мангышлакский и Туаркырский киммерийские прогибы, в платформенное прогибание втягивались несколько позже, темп их погружения был значительно ниже, что привело к накоплению в пределах этих участков меньшей мощности платформенного чехла, а следовательно, превращению их в приподнятые зоны.

На фоне дифференцированного прогибания территории Туранской плиты существовали кратковременные моменты общих подъемов, приводящие к прекращению осадконакопления и уничтожению ранее накопившихся осадков. Они имели разное значение по площади и величине проявления. Практически на всей территории Туранской плиты фиксировался подъем на границе раннего и среднего миоцена. Для территории Северного Приаралья еще больший подъем произошел на границе раннего и среднего олигоцена. Однако к югу на территории Устюрта такого подъема не было. Другие перерывы в осадконакоплении близ границы юры и мела, мела и палеогена имели меньшее значение, а в центральных частях прогибов и впадин, возможно, вообще отсутствовали. Материалы бурения и сейсморазведки в настоящее время позволяют объективно оценить, какой из факторов играл основную роль в формировании структурного плана платформенного чехла Туранской плиты. При движении от прогибов и впадин к зонам поднятий (исключая системы линейных унаследованных дислокаций), например, от Северо-Устюртского прогиба к Аккулковскому и Кассарминскому или от Верхне-Узбойского и Амударьинского прогибов к Центрально-Каракумскому своду, наблюдается закономерное уменьшение почти всех горизонтов платформенного чехла. Причем, конечно, отдельные стратиграфические подразделения изменяются больше, другие меньше, характер этого изменения тоже может происходить по-разному: достаточно постепенно или резко с образованием больших градиентов. В разных частях Туранской плиты эти соотношения могут сильно варьировать. Роль перерывов в осадконакоплении и образовании этих структурных элементов невелика и суммарная ее величина на поднятиях по отношению к смежным прогибам и впадинам не выходит за пределы первых сотен метров. В то же время современная амплитуда рассматриваемых структурных элементов измеряется многими километрами. Следовательно, ведущий структурообразующий фактор — дифференцированный характер прогибания, приведший к образованию зон ускоренного (прогибы) и замедленного (поднятия) погружения, т. е. основное значение здесь имели конседиментационные нисходящие вертикальные тектонические движения. Роль кратковременных подъемов, вызванных постседиментационными восходящими вертикальными движениями, — явно подчиненная. Она не превышает 10—15% суммарной амплитуды структурных элементов.

Механизм образования локальных структур, осложняющих прогибы, впадины и поднятия, как показывают данные бурения и сейсморазведки, близок.

Иные соотношения конседиментационных и постседиментационных тектонических движений имелись в пределах систем резких линейных унаследованных дислокаций, таких, как, например, Мангышлакская. Территория последней в платформенное прогибание была вовлечена в конце ранней юры. Последующее погружение в юрское, меловое, палеогеновое и неогеновое время для самой территории Мангышлакской системы

было слабо дифференцировано и в основном относилось к позднемиоценовому и палеогеновому времени. Зато по отношению к прилегающим площадям Южно-Мангышлакского и Северо-Устюртского прогибов оно было явно замедленным. Правда, в отдельные отрезки геологического времени, например в раннемиоценовую эпоху, и эта дифференциация исчезла почти совсем. В моменты общих кратковременных подъемов на территории Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей тектонические движения резко активизировались, причем их величина на единицу времени по сравнению с периодами прогибания увеличивалась в десятки раз.

Таким образом, моменты активизации представляли собой типичные скачки на общем фоне погружения, имеющего эволюционный характер. К таким моментам активизации относятся рубежи оксфордского и кимериджского веков, нижнего и среднего миоцена, нижнего—верхнего плиоцена, а для отдельных участков (особенно резко в центральной части Тюбкараганской мегантиклинали) — эоцена и олигоцена.

Интенсивность проявления моментов активизации тектонических движений по площади и во времени была неравномерной. Максимальных значений они достигли над антиклинориями складчатого фундамента, а минимальных — над синклинориями (Шлезингер, 1965). Эти латеральные изменения происходили по площади достаточно резко. Наибольшей величины достигла волна активизации тектонических движений на границе нижнего и среднего миоцена, за исключением территории центральной части Тюбкараганской мегантиклинали, где на первое место выходят тектонические движения, проявившиеся на рубеже эоцена и олигоцена. Кратковременные моменты тектонической активизации создали внутреннюю структуру платформенного чехла на территории Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, т. е. сами мегантиклинали и мегасинклинали и осложняющие их структуры и расчленили разрез платформенного чехла на ряд структурных ярусов. Над антиклинориями складчатого фундамента вследствие проявления скачков максимальной интенсивности положительных тектонических движений возникли мегантиклинали платформенного чехла, а над синклинориями, где они имели минимальные величины, — мегасинклинали.

Современный структурный план рассматриваемой системы создан на 80—90% (за исключением района Тюбкараганской мегантиклинали) тектоническими движениями, возникшими на рубеже нижнего и среднего миоцена, что вытекает из анализа величины предсреднемиоценового денудационного среза. Конседиментационные нисходящие вертикальные тектонические движения, обусловленные длительным дифференцированным прогибанием, здесь имели явно подчиненное значение, и суммарная их значимость в создании внутренней структуры Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей не превышала 10%. Однако в формировании самой системы как крупной положительной структуры, сопряженной на севере с Северо-Устюртским прогибом, а на юге с Южно-Мангышлакским и Ассакеауданским прогибами, конседиментационные движения играли значительную роль. Дифференцированный характер прогибания привел к тому, что в пределах первого рассматриваемого структурного элемента общая мощность осадков, накопившихся за платформенный этап развития, была в 2—3 раза меньше, чем на площади последних. Эти цифры на 50%, а возможно, и более объясняют современную амплитуду этих структурных элементов.

Приведенный анализ развития структурного плана Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей совместно с имеющимися материалами по другим системам линейных дислокаций платформенного чехла позволяет раскрыть механизм их образования. Основу для формирования этого типа структур создали тектонические движения, ставшие, по-видимому, производными от процессов геосинклинальной склад-

чатости на платформенном этапе развития. Их следует отличать от тектонических движений, обусловленных другими причинами, приведшими к образованию иного типа платформенных структур, и выделять под названием «унаследованных тектонических движений». Они проявлялись на протяжении платформенного этапа неравномерно. Унаследованные тектонические движения являются резкими вспышками активизации. Их проявление обычно, но не всегда, приурочено к кратковременным моментам региональных подъемов, т. е. они имеют ярко выраженный постседиментационный характер скачков. В периоды эволюционного прогибания унаследованные тектонические движения, вероятно, также имели место и приводили к общему отставанию в погружении площади их проявления по сравнению с окружающими ее регионами.

Унаследованные тектонические движения, как установлено А. Л. Яншиным (1951), принимают участие в формировании структурного плана чехла тогда, когда время образования последнего было отделено от процессов геосинклинальной складчатости сравнительно небольшим перерывом, не превышающим одного-двух периодов. В осадках платформенного чехла, более удаленных по времени от складчатости фундамента, они не обнаруживаются. Не менее важной причиной для проявления унаследованных тектонических движений была интенсивность предшествующей геосинклинальной складчатости при значительной ее глубинности и дифференцируемом характере создаваемых структурных элементов. Одна лишь интенсивность складчатых движений при малой их глубинности вследствие, например, близкого залегания к поверхности жесткого субстрата, приводит к появлению пологого зеркала складчатости и отсутствию в платформенном режиме развития унаследованных тектонических движений. Только при усилении всех факторов происходит увеличение интенсивности проявления унаследованных тектонических движений, расширение возрастного диапазона их действия и различие в структурообразовании. Они могут создать систему резко выраженных и дифференцированных дислокаций, как, например, Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей, где даже частые складки фундамента иногда фиксируются в слоях платформенного чехла. В других случаях эти движения только в целом обрисовывают структурный элемент фундамента, не дифференцируясь с ее внутренней структурой, как, например, на северо-западном погружении хребта Большого Каратау.

Временной интервал унаследованных тектонических движений, по данным А. Л. Яншина (1951), как правило не превышает 150—250 млн. лет. Их воздействие на платформенный чехол может происходить как в пликативной, так и дизъюнктивной форме в зависимости от роли последних во внутренней структуре фундамента.

Проявление унаследованных тектонических движений отражает в природных условиях основной закон диалектики — закон отрицания отрицания. На этом примере мы видим как в качественно новом режиме, каким является платформенный этап развития по отношению к геосинклинальному, нашли отражение процессы складчатости в виде унаследованных тектонических движений. Мне думается, что правомерно только сравнение структурных форм фундамента и чехла с точки зрения выделения унаследованных дислокаций и порождающих их тектонических движений, поскольку здесь мы имеем дело с качественно различными объектами. Структурные же соответствия внутри складчатого геосинклинального комплекса, внутри платформенного комплекса или орогенного и платформенного чехла более правильно называть не унаследованностью, как это справедливо подчеркнуто в работах В. Н. Соболевской (1963) и Н. А. Крылова (1971), а преемственностью или соответствием, так как сравниваемые объекты не имеют принципиальных качественных различий.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СМЕНЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЕННЫМИ НА ТЕРРИТОРИИ ГЕРЦИНИД ЕВРАЗИИ И ПРОЯВЛЕНИЕ ЭТИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В ОБЛАСТЯХ ДОГЕРЦИНСКИХ И ПОСЛЕГЕРЦИНСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И РАНИЕПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Проведенный анализ строения позднегеосинклинальных и раннеплатформенных структур позволяет наметить последовательность формаций. В орогенных структурах герцинид нижним элементом формационного ряда обычно служат сероцветная, чаще всего морская моласса. Она особенно характерна для внешних прогибов, но достаточно широко распространена и во внутренних прогибах и впадинах. Во внешних прогибах сероцветная морская моласса сменяется вверх по разрезу чаще всего параллельной угленосной формацией, которая в свою очередь переходит в красноцветную (пестроцветную) континентальную молассу. Во внутренних прогибах и впадинах последующим элементом формационного ряда достаточно часто бывает пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация, а крайним верхним — красноцветная (пестроцветная) континентальная моласса. Последняя особенно характерна для западных и центральных районов Евразии, где она венчает комплекс пород, выполняющий большинство орогенных структур. Для восточных районов Евразии красноцветная континентальная моласса нехарактерна, причем ее место в формационном ряду обычно занимает континентальная угленосная или сероцветная континентальная моласса.

В составе молассовых формаций преобладают терригенные отложения. Карбонатные породы образуют лишь незначительные прослои. Только в карбонатных молассах обломочный материал состоит из различного типа карбонатных пород. В нижних частях разреза моласс часто значительную роль играет тонкообломочный терригенный материал. Вверх по разрезу осадки грубеют и среди них преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты.

При рассмотрении конкретных орогенных структур в приведенной последовательности формаций наблюдаются достаточно часто некоторые отклонения как в результате их выпадения, так и изменения вещественного состава. Так, нижним элементом формационного ряда некоторых (особенно внутренних) орогенных структур является сероцветная морская вулканогенная моласса, сероцветная континентальная моласса, сероцветная континентальная вулканогенная моласса и т. д. В отдельных внутренних прогибах и впадинах этими формациями заканчивается выполняющий их комплекс пород. В других случаях в разрезе нет вулканогенных пород и в их строении участвуют лишь нижняя и верхняя молассы.

Внутренние прогибы и впадины краткого развития почти всегда выполнены красноцветной континентальной молассой. В ряде орогенных структур Тянь-Шаня и Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы распространены преимущественно вулканогенные породы, образующие порфиоровую, андезитовую и другие виды формаций. М. В. Муратов (1969) среди вулканических формаций орогенных внутренних прогибов и впадин

Формационные ряды орогенных структур геосинклинального класса и плитных структур платформенного класса на территории Западной и Центральной Европы

Область герцинской складчатости				Область догерцинской складчатости					
Внутренние зоны		Внешние зоны							
Платформенный	Армориканский массив	Саарский прогиб	Внутрисудетская впадина	Рурский бассейн Субварисийского прогиба	Северо-Германская впадина				
	Терригенно-карбонатная					Платформенный	Пестроцветная терригенная	Платформенный	Пестроцветная терригенная
	Моласса или молассоидная					Платформенный	Терригенно-соленосная	Платформенный	Терригенно-соленосная
Орогенный	Моласса или молассоидная	Орогенный	Верхняя моласса	Орогенный	Моласса или молассоидная				
	Пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная					Пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная	Пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная		
Геосинклинальный комплекс, или комплекс основания	Геосинклинальный комплекс, или комплекс основания	Эпигеосинклинальный	Пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная	Эпигеосинклинальный	Нижняя моласса				
	Нижняя моласса					Нижняя моласса	Нижняя моласса		
	Геосинклинальный комплекс, или комплекс основания					Нижняя моласса	Геосинклинальный или платформенный комплекс		
Платформенный	Серовцветная полифациальная терригенная угленосная	Платформенный	Серовцветная полифациальная терригенная угленосная	Платформенный	Серовцветная полифациальная терригенная угленосная				
	Серовцветная полифациальная терригенная угленосная					Серовцветная полифациальная терригенная угленосная			

Примечание. Слева для структур указан комплекс, справа — формация. Жирными линиями показана смена геосинклинального режима платформенным.

выделяет базальтово-андезито-дацитовую, состоящую из пестрого чередования лав и туфов, трахибазальтовую и трахиандезитовую с повышенной щелочностью слагающих их пород и порфировую (дацит-липаритовую). Среди вулканических пород он отмечает много продуктов наземных излияний, а для дацито-липаритовой формации характерны туфы, пеплово-пемзовые накопления и иггимбриты. А. А. Моссаковский (1970) устанавливает, что с вулканическими продуктами здесь ассоциируются своеобразные вулканические молассы, представляющие существенно вулканомиктовые, обломочные породы, отложившиеся в морской или наземной среде по периферии вулканических центров.

Упомянутые формации принадлежат орогенному классу. Однако в редких случаях среди них появляются и формации, более свойственные геосинклинальному классу. Например, формация кульма, обычно венчаю-

Латеральные соотношения орогенных и платформенных комплексов пород на территории Западной и Центральной Европы

Области догерцинской складчатости	Области герцинской складчатости		
	Выступы доорогенных комплексов	Нескладчатые внутренние прогибы и впадины	Складчатые орогенные структуры
Платформенные формации			
Аллохтонные орогенные формации	Орогенные формации низов разреза платформенных структур типа синеклиз	Эпигеосинклинальные формации	Орогенные формации низов разреза платформенных структур типа синеклиз
Платформенный комплекс	геосинклинальный комплекс, или комплекс основания		Эпигеосинклинальные формации

Примечание. См. объяснение полужирных линий в примечании к табл. 1.

Эта группа пород геосинклинальных прогибов, во Внутрисудетской внутренней впадине залегает между сероцветной континентальной моласой и лимнической угленосной формацией. Во внутренней впадине Нормандии над сероцветной морской молассой располагается карбонатная формация, также больше свойственная геосинклинальному классу, чем орогенному. Эти формации, в общем нехарактерные для орогенного класса, имеют, по-видимому, аллохтонную природу. Во время максимальных по площади погружений отдельные серии осадков, вероятно, могли выхлестнуться за пределы геосинклинальных прогибов, не меняя при этом свой формационный облик. По-видимому, таким путем геосинклинальные формации проникли на площади указанных внутренних впадин из смежных, синхронно развивающихся геосинклинальных прогибов.

Специфическую группу составляют крупные глубокие линейные прогибы типа Карачатырского, Сурметашского, верхнепалеозойского прогиба Восточного Забайкалья и других. Они сложены в центральных частях флишем, флишоидной или граувакковой формацией, которые по латерали к периферии и по вертикали постепенно сменяются сероцветной морской молассой, т. е. в строении рассматриваемых прогибов принимают участие формации как геосинклинального, так и орогенного класса. Следовательно, с чисто формационных позиций отнесение этих прогибов к структурам заключительного этапа геосинклинального развития до некоторой степени условно.

Интрузивные образования орогенных структур принадлежат ряду батолитовых гранитоидных формаций. Ю. А. Кузнецов (1964) среди них выделяет формации гранитных батолитов, гранодиорит-тоналитовых батолитов и батолитов «пестрого» состава.

Породы, выполняющие краевые, периклинальные и внутренние прогибы и впадины герцинид, по Н. П. Хераскову (1967), принадлежат эпигеосинклинальному подклассу орогенного класса формаций. Время образования верхних частей разреза этих пород совпадало с максимальным по площади погружением. Вследствие этого верхние формации орогенных структур иногда выходят далеко за их пределы, не меняя своей вещественной характеристики, но резко сокращаясь в мощности (табл. 1, 2). В настоящее время никаких существенных изменений состава формаций при их переходе в другие структурные условия не обнаружено.

Орогенные формации в виде пологого чехла могут перекрывать прогибы и впадины более раннего развития, выполненные преимущественно нижней молассой, или непосредственно налегать на геосинклинальный комплекс или комплекс основания. Орогенные формации, залегающие в виде пологого чехла, обычно теснейшим образом связаны с вышележащими платформенными формациями и образуют с ними единый комплекс. Тем самым на некоторых участках герцинид Евразии вещественное выполнение платформенных структур типа синеклиз начинают орогенные образования. Например, нижнюю часть разреза чехла Парижского бассейна составляет красноцветная континентальная моласса или молассоидная формация перми и нижнего триаса, которую постепенно сменяет уже типично платформенная терригенно-карбонатная формация среднего триаса. Верхние формации орогенных структур герцинид проникают и в области догерцинской консолидации, причем в пределах последних они распадаются платформенные образования. В этом случае они являются аллохтонными. Так, в Северо-Германской впадине известны аллохтонные орогенные пестроцветная континентальная вулканогенно-терригенная формация и красноцветная континентальная моласса или молассоидная формация ротлигенда, которые подстилаются платформенной сероцветной полифациальной терригенной угленосной формацией карбона, а сменяются платформенной терригенно-соленосной формацией цехштейна.

Формационный ряд вторично-геосинклинальных прогибов имеет существенные отличия от формационного ряда, типичного для орогенных структур. В его основании обычно располагаются формации орогенного класса, чаще всего принадлежащие молассам. Реже вместо них появляются маломощные толщи пород, которые в формационном отношении близки к платформенным. Верхнюю, большую по объему часть комплекса пород вторично-геосинклинальных прогибов составляют формации геосинклинального класса, которые часто полностью выполняют рассматриваемые прогибы. В строении этих формаций основную роль играют породы морского генезиса, образующие флиш, аспидную, антраконитовую и другие виды формаций. Характеристика флиша дана во многих специальных работах и не требует пояснений. Аспидная (глинисто-сланцевая) формация, по данным Л. Б. Рухина (1953), состоит из мощной и сравнительно однородной значительно метаморфизованной глинистой толщи. Кроме преобладающих глинистых пород, в виде обязательного компонента встречаются слои разнообразных по составу песчаников, в том числе граувакк. Значительно реже наблюдаются известняки. Кроме глинистых пород, присутствуют спилитовые и андезито-базальтовые породы и их туфы, которые, однако, не являются обязательным членом данной формации. Глинистые сланцы обычно окрашены в черный и темно-серый цвет, особенно в тех случаях, когда они обогащены органическим веществом, но часто встречаются и зеленовато-серые разновидности, более богатые туфогенным материалом.

К аспидной формации очень близка и антраконитовая формация. Она сложена преимущественно черными известняками, глинистыми сланцами, главным образом карбонатными и песчаниками. Характерная ее особенность — наличие в карбонатных породах примеси углистых или битуминозных веществ. Во вторично-геосинклинальных прогибах Монголо-Охотского пояса формации орогенного класса (обычно сероцветная континентальная моласса), как правило, появляются по их периферии, но иногда венчают комплекс пород, участвующий в строении того или иного прогиба. Таким образом, по характеру выполняющих формаций, их пространственному и возрастному соотношению вторично-геосинклинальные прогибы Монголо-Охотского пояса близки к крупным верхнепалеозойским прогибам Южного Тянь-Шаня и Восточного Забайкалья.

Самостоятельный формационный ряд свойствен доплитным платформенным структурам областей регионального поднятия. Особенно он спе-

цифичен в структурах обрушения. Комплекс пород последних обычно начинается пестроцветная континентальная моласса, над которой прослеживается трапшовая формация. Она весьма характерна для структур обрушения начала платформенного развития и почти повсеместно отсутствует в эпигеосинклинальном комплексе пород орогенных структур. Трапшовой тела в виде незначительных по мощности и по площади фрагментов известны в тех внешних орогенных прогибах, которые территориально непосредственно тяготеют к областям регионального поднятия (Северный периклинальный прогиб Урала и Кузнецкий краевой прогиб). Формационный ряд доплитных платформенных структур областей регионального поднятия венчает лимническая угленосная формация или сероцветная континентальная моласса.

Во втором типе платформенных структур областей регионального поднятия — структурах прогибания — орогенный характер формаций менее выразителен. За пределами восточного склона Урала, Западно-Сибирской низменности и Тургаи отсутствует трапшовая формация. Выполняющий комплекс структур прогибания обычно составляет сероцветная континентальная моласса или лимническая угленосная формация. В западных районах распространения структур прогибания появляется сероцветная морская терригенная формация.

Таким образом, доплитные платформенные структуры областей регионального поднятия выполнены комплексом пород, в строении которого определяющая роль принадлежит формациям орогенного класса. Следовательно, такие структуры имеют катаплатформенную природу (в понимании Н. П. Хераскова). От эпигеосинклинального комплекса пород орогенных структур катаплатформенный комплекс, выполняющий платформенные структуры, отличает присутствие в его составе трапшовой формации. Субсеквентные вулканиты, образующие ряд типичных для эпигеосинклинального комплекса формаций, в катаплатформенном комплексе отсутствуют. Отличаются эти комплексы и некоторым изменением последовательности формаций. Однако главное различие между ними заключается в том, что они участвуют в строении разных структур, сменяющих друг друга в пространстве и во времени. Катаплатформенные формации структур обрушения областей регионального поднятия являются автохтонными и оторваны во времени от орогенных эпигеосинклинальных формаций. Этим они отличаются от орогенных формаций низов разреза плитных платформенных структур, так как последние по латерали теснейшим образом связаны с эпигеосинклинальными формациями.

Плиты молодых платформ имеют свой ряд в основном платформенных формаций, рассмотренных в специальной статье Н. А. Крылова (1970). По его данным, важное значение в этом ряду имеет песчано-глинистая угленосная формация. Чаще всего она слагает нижнюю часть платформенного комплекса. По простирацию эта формация замещается иногда сероцветной песчано-глинистой формацией. Серая окраска пород, обусловленная присутствием рассеянного органического вещества и дисперсного пирита, полимиктовый и граувакковый состав песчаников и углистость — характерные признаки рассматриваемых формаций. По происхождению обломочного материала — они автохтонные.

Песчано-глинистая глауконитовая формация также представляет собой одну из важнейших и характерных формаций чехла молодых плит. Она занимает обычно среднее положение в формационном ряду. Песчано-глинисто-алевролитовый состав и серовато-зеленая окраска, обусловленная присутствием аутигенного и частично аллотигенного глауконита, служат общими признаками этой формации. Для нее характерна небольшая и неравномерная карбонатность, довольно часты включения сидерита и фосфорита. Песчаники в этой формации имеют существенно кварцевый или кварцево-глауконитовый состав, роль полевых шпатов и других не-

устойчивых минералов и обломков пород здесь значительно меньше, чем в песчаниках песчано-глинистой угленосной формации. По происхождению обломочного материала песчано-глинистая глауконитовая формация — автохтонная.

Песчано-глинистые пестроцветные формации весьма характерны для чехла молодых плит. Н. А. Крылов (1970) выделяет среди них три формации: базальную пестроцветную и красноцветную, автохтонную пестроцветную в средних частях платформенного разреза и аллохтонную пестроцветную в верхних частях платформенного разреза. Базальная пестроцветная формация отличается обычно грубым составом обломочного материала. Автохтонная пестроцветная формация имеет более тонкий обломочный материал и часто существенную карбонатность. Эта формация в латеральном направлении переходит в карбонатно-терригенную и реже в сероцветную песчано-глинистую формацию.

Карбонатная, мергельно-меловая, карбонатно-терригенная и кремнисто-терригенная формации приурочены главным образом к средней части разреза чехла молодых плит.

Меньшим распространением в чехле молодых плит пользуются соленосная и терригенно-соленосная формации. В латеральном направлении они замещаются песчано-глинистыми пестроцветными формациями, а по вертикали ассоциируются с карбонатной или песчано-глинистой пестроцветной формацией.

Мезозойские структуры внегеосинклинального орогенеза востока Азии характеризуются формациями орогенного класса. Среди них большую роль играют различные виды наземных вулканогенных формаций, близких субсеквентным вулканогенным сериям орогенных структур герцинид. Верхнюю часть комплекса пород мезозойских структур востока Азии обычно составляют сероцветная континентальная моласса или лимническая угленосная формация.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР РАЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Латеральный переход геосинклинальных структур в платформенные в областях герцинской складчатости Евразии происходит прежде всего в зонах их сопряжения с областями догерцинской консолидации. Наблюдается три случая этого соотношения. В первом из них структуры геосинклинального класса соприкасаются с платформенными вдоль зон глубинных швов. Второй случай относится к краевым прогибам, расположенным вдоль границы герцинских складчатых сооружений и области догерцинской консолидации. В краевых прогибах нижняя часть эпигеосинклинального комплекса на относительно коротком расстоянии сменяется платформенными формациями. Верхняя его часть переходит в аллохтонный орогенный комплекс внешнего борта краевого прогиба и прилегающей части платформы, раслаивающий платформенные формации.

Н. С. Шатский (1947) установил, что краевые прогибы возникают при низком положении фундамента древних платформ, т. е. на терриории плит. Напротив, при высоком положении фундамента древних платформ, т. е. около шитов, краевые прогибы отсутствуют, и возникают краевые швы. Последние, как показано исследованиями И. С. Вольвовского и др. (1966а), также практически всегда располагаются в зонах сопряжения древних и молодых плит платформ. Видимо, это связано со спецификой геосинклинального развития территорий, впоследствии превратившихся в плиты. Участки земной коры, соответствующие плитам молодых платформ, образуются на площади, в пределах которой орогенические процессы протекали ослабленно и не образовали крупных горных сооружений, необходимых для возникновения краевых прогибов. Например, шовное сочленение наблюдается вдоль всей зоны сопряжения

новения Русской плиты Восточно-Европейской платформы и плит молодой Центрально-Евразийской платформы.

Наконец, иногда структуры геосинклинального класса, выполненные орогенными формациями, постепенно переходят в синеклизы прилегающих платформ. Именно в этом случае формации эпигеосинклинального комплекса выходят за пределы орогенных структур и в виде относительно маломощного покрова проникают на территорию областей догерцинской складчатости, где расслаивают платформенные формации. Типичный пример такого перехода — проникновение эпигеосинклинального верхнепалеозойского комплекса Заальского внутреннего прогиба в пределы Северо-Германской впадины, где он превращается в аллохтонный орогенный комплекс, расслаивающий платформенные формации. Аналогичная картина наблюдается в зонах соприкосновения Прикаспийской впадины с Актыубинским периклинальным прогибом и Северо-Устюртским внутренним прогибом. Верхняя красноцветная моласса эпигеосинклинального комплекса этих прогибов проникает в пределы Прикаспийской впадины, где расслаивает платформенные образования.

Внутри областей герцинской складчатости Евразии латеральная смена геосинклинальных структур орогенными, а орогенных и вторично-геосинклинальных структур платформенными устанавливается с большими трудностями. Чаще всего блок земной коры с одним временем смены тектонических режимов отделяется от другого блока с иным временем обширными площадями, где геологическая летопись для нужного интервала времени отсутствует. Поэтому непосредственные латеральные соотношения указанных типов структур можно наблюдать на крайне ограниченных площадях. Однако тектонические движения, создающие геосинклинальные, орогенные, вторично-геосинклинальные и платформенные структуры, по латерали в большинстве случаев изменяются достаточно резко на относительно коротких расстояниях. Такой характер их смены определяется неравномерным движением блоков земной коры, ограниченных широкой сетью глубинных разломов.

Как установлено исследованиями А. В. Пейве (1945) и А. И. Суворова (1968), эта сеть глубинных разломов очень устойчива, что обуславливает естественные латеральные рубежи смены тектонических режимов. Так, система глубинных широтных разломов разделяет Южный Тянь-Шань на ряд блоков, отличающихся неодновременностью смены тектонических движений. Глубинные разломы ограничивают блок земной коры, в пределах которого располагается Кендырлыкская внутренняя впадина с наиболее поздними орогенными формациями. Широкая сеть глубинных разломов на территории Западной и Центральной Европы определила временную неравномерность заложения и отмирания орогенных структур в созданных ими различных блоках земной коры. Аналогичная картина наблюдается и в других частях герцинид Евразии.

Значительно реже во внутренних зонах областей герцинской складчатости Евразии происходит постепенная латеральная смена орогенных и платформенных структур. На таких участках их разграничение всегда вызывает большие трудности и чаще всего имеет условный характер. Наиболее объективные примеры этого типа пространственных соотношений тектонических структур известны на территории Западной Европы. Здесь эпигеосинклинальный орогенный комплекс юго-западной части Заальского внутреннего прогиба постепенно по простирацию сменяется одновозрастными образованиями, которые составляют уже чехол платформенной структуры Парижского бассейна. Аналогичная картина наблюдается в пределах Саарского внутреннего прогиба и на других участках.

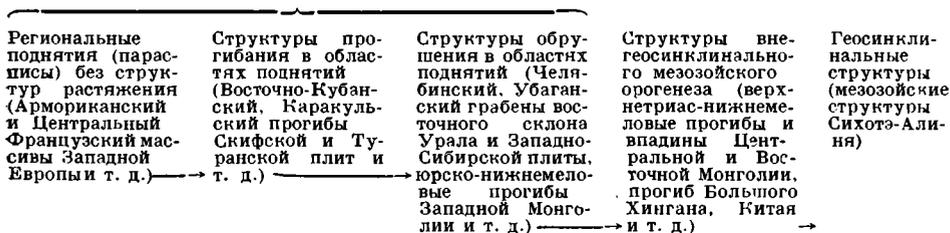
Сравнение раннемезозойских структур областей регионального поднятия герцинид Евразии позволяет наметить следующий латеральный ряд при движении с запада на восток. В Западной и Центральной Европе раннеплатформенные положительные структуры представлены исключи-

тельно щитообразными поднятиями (парасписами), лишенными локальных структур растяжения. Восточнее на территории Скифской и западной части Туранской плит в областях поднятий появляются первые локальные отрицательные платформенные доплитные структуры прогибания. Еще далее к востоку на территории восточной части Туранской плиты, восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты в областях региональных поднятий происходит массовое появление отрицательных платформенных структур растяжения. Среди них преобладают структуры обрушения, хотя вместе с ними, но в меньшем количестве, встречаются и доплитные структуры прогибания. Доплитные мезозойские платформенные структуры в областях герцинской складчатости Евразии доходят на востоке до Западной Монголии. В Центральной Монголии они резко сменяются структурами внегеосинклинального орогенеза. Правда, с последними, но в меньшем количестве, встречаются и доплитные платформенные структуры. На крайнем востоке Азии — в Приморье — складчатый пояс герцинид торцово сочленяется с мезозойскими геосинклинальными структурами. Таким образом, при движении с запада на восток Евразии намечается вполне закономерный латеральный ряд мезозойских структур, большая западная часть которых принадлежит к платформенному классу.

Запад

Восток

Платформенные



ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СМЕНЫ ОРОГЕННЫХ И ВТОРИЧНО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ПЛАТФОРМЕННЫМИ

Структуры орогенного этапа развития в областях герцинской складчатости Евразии закладывались неодновременно и пришли на смену структурам главного геосинклинального этапа разными путями. Во внешних частях герцинид появление орогенных структур происходило достаточно постепенно. Так, на площади Предуральяского краевого прогиба первые признаки накопления орогенного класса формаций намечались еще в среднем карбоне, хотя основная часть разреза последнего свидетельствует о принадлежности его пород к комплексу главного этапа геосинклинального развития. В позднем карбоне орогенные формации образовались в значительно большем объеме, а с начала ранней перми на площади Предуральяского краевого прогиба уже повсеместно существовали типичные условия заключительного этапа геосинклинального развития.

Близкая временная смена этапов наблюдается и в других внешних частях областей герцинской складчатости, также характеризуясь постепенными переходами. Так, в Центральной и Западной Европе на территории субварисийских прогибов эта смена происходила примерно на рубеже визейского и намюрского веков, несколько смещаясь во времени в их различных частях. В Кузнецком краевом прогибе переход главного геосинклинального этапа в заключительный также фиксировался на рубеже визейского и намюрского веков. Таким образом, во внешних зонах областей герцинской складчатости прогибание в течение главного этапа геосинклинального развития без структурной перестройки сменялось по-

гружением заключительного этапа, т. е. имело место непрерывное развитие.

Кордильеры, которые окружали с внутренних сторон внешние геосинклинальные прогибы, со второй половины карбона перерастали в горные сооружения, становясь поставщиками обильного грубого терригенного материала. Последний попадал в продолжавшие испытывать интенсивное погружение прогибы и давал начало образованию орогенного класса формаций. Тем самым произошел постепенный переход внешних геосинклинальных прогибов в краевые, рудиментарные краевые (субварисцийские) и периклинальные, свойственные заключительному этапу геосинклинального развития.

Несколько иная картина наблюдалась во внутренних зонах областей герцинской складчатости. Здесь уже в рифейское или раннепалеозойское время наметились зоны ранней консолидации, сложенные комплексом пород основания. Они не были втянуты в среднепалеозойское геосинклинальное прогибание и на их площади главный геосинклинальный комплекс не формировался. Наиболее крупной из зон ранней консолидации была площадь Среднегерманского поднятия Западной и Центральной Европы, которая разделила Рено-Герцинский и Саксо-Тюрингский среднепалеозойские геосинклинальные прогибы. На территории Туранской плиты такую зону представлял район Северного Устюрта, разделивший Южно-Эмбенский и Центрально-Устюртский среднепалеозойские геосинклинальные трюги. Вероятно, зоны ранней консолидации широко распространены в южной части Туранской плиты. В частности, к ним, по-видимому, относятся Центрально-Каракумский и Карабогазский массивы.

Рассматриваемые зоны стали районами наиболее раннего зарождения орогенных структур. На площади Среднегерманского поднятия на кристаллический комплекс основания в девоне с резким структурным несогласием легли относительно маломощные осадки платформенного типа. Близкие условия осадконакопления здесь сохранились и в раннем карбоне. Первые признаки формаций орогенного класса в Западной и Центральной Европе появились с начала раннего карбона. На территории Чешского, Центрального Французского и Армориканского массивов преимущественно на кристаллическом комплексе основания закладывались в основном небольших размеров внутренние прогибы и впадины, наиболее крупная из которых — Внутрисудетская. Окружающее их обрамление, сложенное преимущественно комплексом пород основания, местами представлявшее горные возвышенности, стало источником сноса при начале формирования орогенного класса формаций, таких, как сероцветная континентальная моласса, сероцветная морская моласса, сероцветная вулканогенная моласса и др. Состав магматических пород последней уже имеет субсеквентный характер. Геофизические материалы по району Северного Устюрта косвенно свидетельствуют о том, что здесь еще в среднем, и, возможно и в раннем палеозое на кристаллическом комплексе основания заложился гигантский наложенный внутренний прогиб.

На территории горных поясов Азии появление орогенных внутренних прогибов и впадин наметилось близ границы раннего и среднего карбона, причем наиболее ранняя из них Токрауская впадина заложилась уже в среднем визе. В отличие от территорий Западной и Центральной Европы и Туранской плиты они образовывались преимущественно на консолидированном главном геосинклинальном комплексе.

Во внутренних зонах областей герцинской складчатости структурные элементы заключительного этапа геосинклинального развития в подавляющем большинстве случаев, как это установлено исследованиями М. В. Муратова (1969), заложилась на уже консолидированных комплексах основания и главного геосинклинального этапа. Им почти всюду предшествовали интенсивные процессы полной складчатости и синорогенного магматизма, приведшие к интенсивному метаморфизму пород и

становлению нижних ярусов кристаллического и складчатого фундамента. Только в единичных случаях на территории внутренних зон областей герцинской складчатости погружение главного геосинклинального этапа без структурной перестройки непосредственно сменялось прогибанием заключительного этапа, т. е., как и для внешних зон, наблюдалось непрерывное развитие. Подобного типа погружение, например, испытывала большая часть площади Северо-Балхашского прогиба. Правда, следует учитывать, что иногда развитие геосинклинального прогиба может завершать накопление нижней молассы, как, например, в пределах Хангай-Хэнтэйского прогиба. Это вызывает трудности в отделении сквозных внутренних орогенных прогибов от геосинклинальных прогибов, венчающихся формациями орогенного класса, так как генетически они очень близки друг к другу. К первым из них следует, по-видимому, отнести те структуры, в пределах которых комплекс орогенных формаций, хотя и связан на значительной части площади постепенным переходом с подстилающими геосинклинальными образованиями, но создает самостоятельную структуру. Типичным представителем внутренних прогибов непрерывного развития оказалась большая часть Северо-Балхашского прогиба. Менее объективный материал имеется по территории Западной Европы. Не исключено, что выделяемые там орогенные прогибы непрерывного развития представляют собой геосинклинальные структуры, венчающиеся орогенными формациями.

Наложённые внутренние прогибы и впадины по отношению к подстилающей доорогенной структуре разделяются на две категории. Первую из них составляют прогибы и впадины, резко наложенные на выступы комплекса основания или зоны главного геосинклинального комплекса, испытавшие консолидацию за счет ранних фаз складчатости (например, бретонской для Западной и Центральной Европы). Они распространены главным образом на территории Западной и Центральной Европы, Скифской и Туранской плит. Наиболее типичные представители этой категории структурных элементов — гигантские Саарский, Заальский и Северо-Устюртский прогибы.

Вторую категорию, распространенную преимущественно на территории горных поясов Азии, составляют внутренние прогибы и впадины, тяготеющие к синклиориям главного геосинклинального комплекса. Эти синклиории возникли за счет процессов складчатости на месте геосинклинальных прогибов. Таким образом, прогибание главного геосинклинального этапа после кратковременных фаз складчатости, приведших к деформации ранее накопившихся пород и превращению их в складчатый фундамент, вновь продолжилось обычно на несколько меньших по размеру площадях в заключительном этапе. Начало погружения орогенных структур иногда компенсировали формации, более свойственные для геосинклинального класса (флиш, аспидная формация и т. д.), которые по периферии прогибов замещались сероцветной морской молассой. Такая же смена классов формаций происходила постепенно и во времени, в процессе их непрерывного погружения. Наиболее типичные представители этой категории внутренних прогибов и впадин — Карачатырский, Сурметашский, Исфайрамский и Восточно-Алайский прогибы Алайско-Кокшаальской геосинклинальной системы и верхнепалеозойский прогиб, расположенный на площади Монголо-Охотского пояса Восточного Забайкалья. Рассматриваемые прогибы занимают промежуточное положение между типичными структурами главного геосинклинального этапа и орогенного. Тектонические движения на начальной стадии их развития более свойственны для собственно геосинклинального этапа развития. Постепенно во времени происходило нарастание контрастности тектонических движений, приводящее к появлению нижних моласс, характерных для орогенного этапа развития. Таким образом, в указанных случаях изменения характера тектонических движений происходят в условиях

непрерывного развития единой структуры, что приводит в начале к образованию формаций, более свойственных геосинклиальному классу, а позднее — орогенному. Это делает до некоторой степени условным определение тектонической природы структур типа Карачатырского, Сурметашского и других подобного типа прогибов и впадин. Структуры, несущие одновременно черты главного и заключительного этапов геосинклиального развития, возникают на участках, где главные фазы складчатости отличаются умеренной интенсивностью. После проявления этих главных фаз складчатости тектонические движения сохраняют некоторое время свойства главного геосинклиального этапа, а затем постепенно сменяются тектоническими движениями, характерными для заключительного этапа.

Дальнейшее развитие структурных элементов орогенного этапа шло по пути их площадного расширения за счет отмирания структурных элементов главного геосинклиального этапа. Для Западной и Центральной Европы особенно большое значение имела судетская фаза складчатости (близ рубежа визейского и намюрского веков), которая привела к замыканию большинства геосинклиальных прогибов, к превращению их в складчатые сооружения и к становлению на площадях этих прогибов фундамента. Лишь на ограниченных участках в намюрском веке продолжалось прогибание, соответствующее главному геосинклиальному этапу, компенсированное накоплением формаций геосинклиального класса. К ним относятся геосинклиальные прогибы Гарца, Восточных Пиренеев и массива Мутумэ, где верхние горизонты формации кульма относятся к намюрскому ярусу. Возможно, еще позднее (до вестфалья А) продолжалось прогибание, соответствующее главному геосинклиальному этапу в зоне Леон южного склона Кантабрийских гор в Северной Испании. Рудногорская фаза складчатости, примерно совпадающая с рубежом намюрского и вестфальского веков (или в начале последнего), привела к полному отмиранию структур главного геосинклиального этапа. С вестфальского века (по крайней мере с вестфалья В) вся территория области герцинской складчатости Западной и Центральной Европы вступила в заключительный этап геосинклиального развития.

На территории горных поясов Азии фазы главной складчатости имели место в основном на рубеже раннего и среднего карбона. В ряде регионов они были приурочены ко второй половине раннего карбона: например, на площади Токрауской впадины Джунгаро-Балхашской геосинклиальной системы к середине визейского века. В других регионах фаза главной складчатости отмечалась в начале среднего карбона. На огромных пространствах Южного Тянь-Шаня она фиксировалась на рубеже ранне- и позднебашкирского времени. В изолированных прогибах погружение главного геосинклиального этапа, правда, продолжалось еще в средне- и позднекаменноугольную эпохи и даже в ранней перми. Так, комплекс пород, выполняющий Яссинский прогиб Южного Тянь-Шаня и состоящий из формаций геосинклиального класса, венчает нижнепермский флиш, а Балхашского антиклинория — алевроитово-песчаниковая формация, также имеющая нижнепермский возраст. Еще позднее (в конце поздней перми или начале триаса) замкнулся Солонкерский прогиб Южной Монголии, поскольку комплекс выполняющих его пород образует формационный ряд, несомненно принадлежащий главному геосинклиальному этапу. Соответственно в этих случаях фазы главной складчатости происходили в послераннепермское и послепозднепермское или даже послераннетриасовое время.

Таким образом, на территории областей герцинской складчатости переход главного геосинклиального этапа в заключительный происходил неодновременно и был растянут на значительный интервал геологического времени (рис. 53). Для Джунгаро-Балхашской геосинклиальной системы это установлено исследованиями Н. А. Афоничева (1967),

М. К. Бахтеева и Н. И. Филатовой (1969). Одновременное развитие на разных площадях собственно геосинклинальных и орогенных структур особенно характерно для каменноугольного периода. В более древние эпохи палеозойской эры орогенные структурные элементы весьма проблематичны и могут быть намечены только на территории Туранской плиты. Однако отнесение ее многих районов (в том числе и Северного Устюрта) к области герцинской складчатости весьма дискуссионно, так как их можно рассматривать и как области каледонской или байкальской складчатостей. В пермском периоде, напротив, произошло почти полное исчезновение структурных элементов главного этапа геосинклинального развития.

Максимальное время сосуществования структур главного геосинклинального и заключительного этапов обнаруживается на востоке Азии. Напротив, на территории Центральной и Западной Европы оно было значительно сокращено. Перед появлением структурных элементов платформенного режима здесь повсеместно существовали орогенные структуры (рис. 54).

Длительность развития отдельных структурных элементов главного этапа, которым, собственно, и заканчивается геосинклинальное развитие, и почти полное редуцирование заключительного этапа в отдельных частях востока Азиатского материка, вероятно, обусловлено особенностями строения и развития Тихоокеанского сегмента Земли.

Неодновременность смены геосинклинальных структур орогенными хорошо увязывается с разновременным становлением различных слоев земной коры, отмеченное А. И. Суворовым (1971) для палеозоя Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

Структурные элементы внутренних зон герцинид, созданные фазами главной складчатости, в орогенный этап развития были частично втянуты в прогибание и перекрыты комплексами пород внутренних прогибов и впадин. Частично они не затрагивались погружением, представляя собой выступы, разделявшие внутренние прогибы и впадины. Развитие структурных элементов заключительного этапа геосинклинального развития шло несколькими путями. Во внешних зонах наблюдается миграция орогенных структурных элементов к областям догерцинской консолидации. Особенно ярко это выражено на площади Предуральского и Кузнецкого краевых прогибов. В меньшей степени миграция обнаруживается в собственно Субвариссийском прогибе и почти отсутствует в периклинальных прогибах, Астурийском субвариссийском прогибе и т. д. Развитие внешних структурных элементов заключительного геосинклинального этапа фиксировалось сменой типичных осадочных формаций орогенного класса.

Замыкание краевых и периклинальных прогибов произошло за счет процессов заключительных фаз складчатости. На площади Субвариссийских прогибов Западной и Центральной Европы они обнаружилились близ рубежа вестфальского и стефанского веков (астурийская фаза складчатости), несколько варьируя во времени в пределах каждого из них. Заключительная складчатость в краевых и периклинальных прогибах Урала имела место на границе артинского и кунгурского веков (Атжаксинский периклинальный прогиб), раннего и среднего триаса (Актюбинский периклинальный и Предуральский краевой прогибы), позднего триаса и юры (Северный периклинальный прогиб Урала). На площади Кузнецкого прогиба она фиксировалась в интервале времени от конца раннего до начала позднего триаса.

В развитии внутренних прогибов и впадин заключительного этапа геосинклинального развития миграция во времени обычно имела незначительную величину и не обнаруживала какой-либо пространственной закономерности. Их прогибание обычно компенсировали формации орогенного класса, в строении которых существенное значение имеют вул-

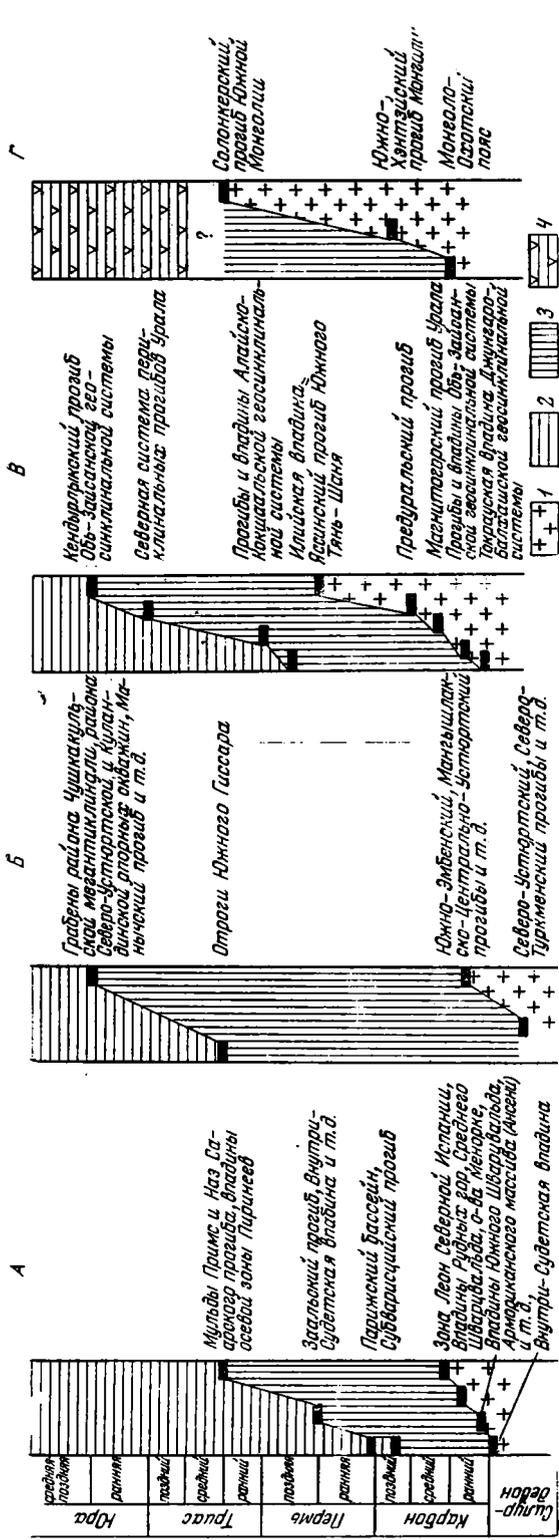


Рис. 53. Сопоставление главного и заключительного этапов геосинклинального режима и становление платформенного в областях горчинской складчатости Евразии

А — Западная и Центральная Европа, Б — Восточная Европа и Западная Азия, В — Центральная Азия, Г — Восточная Азия

1 — геосинклинальный режим (главный этап); 2 — платформенный режим; 3 — геосинклинальный режим (заключительный этап);

4 — платформенный режим и режим внегеосинклинального орогенеза

каногенные породы. Последние имеют субсеквентный характер. Важная особенность субсеквентного магматизма, по данным М. В. Муратова (1969) и А. А. Моссаковского (1970), выражается в том, что в период горообразования и общего подъема вариссийских складчатых сооружений на фоне широкого проявления кислого корового магматизма как в вулканической, так и в интрузивной форме в отдельных крупных внутренних прогибах и впадинах в условиях значительного погружения изливались наряду с кислыми продукты базальтоидных магм щелочно-земельного типа. Субсеквентные вулканы, как установлено исследованиями А. А. Моссаковского, образуют гигантский субширотный пояс,

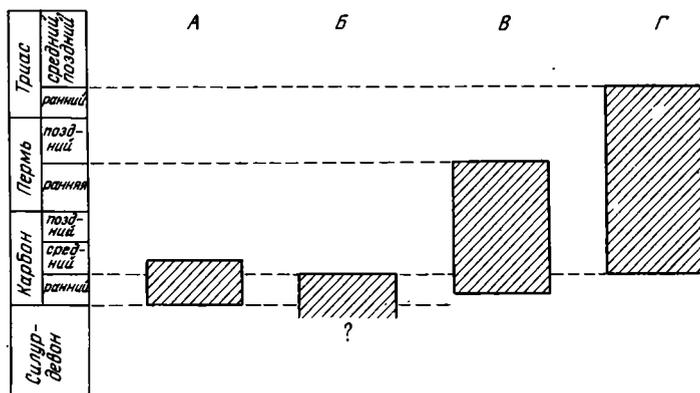


Рис. 54. Временное сосуществование главного и заключительного этапов геосинклинального режима в герцинидах Евразии (показано штриховкой)

Объяснение букв А — Г см. на рис. 53

охватывающий южную часть области герцинской складчатости Евразии. В северных частях этой области они отсутствуют. По его данным (Моссаковский, 1972), в строении пояса принимает участие комплекс известково-щелочных или щелочноземельных орогенных вулканических формаций, а по его северной периферии — комплекс щелочных и субщелочных формаций. Последний всегда приурочен к верхней части разреза вулканогенных серий, в возрастном отношении принадлежат перми и нижнему триасу. А. А. Моссаковский (1970, 1972) полагает, что верхнепалеозойский вулканический пояс возник на южном, охваченном геосинклинальным процессом крае обширного материка как пограничная структура между ним и протяженным морским бассейном Палеотэтиса. Позднепалеозойский вулканический пояс, по-видимому, в основном объясняет появление в эпигеосинклинальных внутренних орогенных структурах многочисленных магматических образований. Во внешних зонах областей герцинской складчатости магматические процессы на орогенном этапе их развития почти полностью затухают. Поэтому эпигеосинклинальные внешние прогибы представляют собой практически амагматичные структурные элементы.

Возрастной интервал развития внутренних прогибов и впадин различен. В Западной и Центральной Европе отмечаются прогибы и впадины, которые замкнулись еще в конце раннего карбона (в намюрский век) при судетской складчатости (прогибы и впадины Южного Шварцвальда, северо-восточной части Центрального Французского массива и Нормандии в пределах Армориканского массива). Чаще их развитие заходило в более поздние отрезки каменноугольного времени и раннюю пермь. На территории Западной и Центральной Европы накопление орогенных формаций происходило до конца ранней перми. Рубеж ранней и позднепермской эпох имел особенно большое значение для Центральной

Типы орогенных структур в герцинидах Евразии

Геосинклинальный режим		ПЛАТФОРМЕННЫЙ РЕЖИМ									
		Складчатость									
Орогенный этап	Эпоха локального горообразования	Эпоха горообразования и верхних моласс	Краевые	Рудиментарные краевые (стубарисийские)	Периклиналиные	Длиительные складчатые	Краткие складчатые	Краткие складчатые	Краткие складчатые	Краткие нескладчатые	Длиительные нескладчатые
Главный геосинклинальный этап			Складчатость		Складчатость		Складчатость		Образования, близкие к платформенным		Складчатость
Этап комплекса основания (байкалиды) или океаническое ложе											

Европы, когда почти повсеместно исчезли последние признаки «геосинклинальности». Однако в Западной Европе в мульдах Примс и Наэ Сарского прогиба и во впадинах осевой зоны Пиренеев верхние горизонты, венчающие формации орогенного класса, принадлежат, по-видимому, нижнему триасу.

На территории Туранской плиты завершение развития большинства внутренних прогибов и впадин падает на конец раннего триаса. Несколько позднее, в конце ранней юры замкнулись орогенные структуры района Чушкакульской мегантиклинали и Маньчский внутренний прогиб Скифской плиты. Верхний возрастной предел внутренних прогибов и впадин горных поясов Азии чаще всего определялся концом раннепермской эпохи. Тем не менее известно большое количество структурных элементов, продолжавших существовать в позднепермскую и раннетриасовую эпохи. Наиболее длительное развитие (до раннеюрской эпохи включительно) имел Кендырлыкский прогиб Обь-Зайсанской геосинклинальной системы.

По характеру замыкания намечаются две генерации внутренних прогибов и впадин (табл. 3). Первую из них составляют структуры, развитие которых завершили заключительные фазы складчатости. Последние превратили рассматриваемые прогибы и впадины в складчатые сооружения и привели к становлению на их площади складчатого фундамента. На территории Западной и Центральной Европы первую генерацию обычно составляют внутренние прогибы и впадины раннего заложения (ранний—средний карбон). Они были затронуты судетской, рудногорской, реже астурийской и еще реже заальской фазами складчатости. Лишь комплекс пород, слагающий внутреннюю впадину и острова Менорки,

возможно, переработан пфальдской фазой складчатости. На территории горных поясов Азии первая категория внутренних прогибов и впадин распространена значительно шире. К ней принадлежат наиболее крупные прогибы и впадины, приуроченные к синклинориям комплекса главного этапа геосинклинального развития. На площади Южного Тянь-Шаня их развитие завершили процессы складчатости, произошедшие близ рубежа ранне- и позднепермской эпох, а на площади Монголо-Охотского пояса в послепермское, но допозднетриасовое время.

В складчатых внутренних прогибах и впадинах получили распространение различного типа дислокации. Их детальный анализ, возможно, позволит наметить несколько структурных категорий складчатых внутренних прогибов и впадин, крайние члены которых будут иметь существенные отличия. Подобный анализ не входил в задачу настоящих исследований и поэтому остался не выполненным. Однако в самом общем виде складчатые внутренние прогибы и впадины могут быть разделены на две структурные категории. Первую из них составляют прогибы и впадины, в которых распространены резкие линейные складки и разрывные нарушения типа надвигов и покровов, аналогичные деформациям, осложняющим внутренние борта краевых и периклинальные прогибы. Особенно они характерны для верхнепалеозойских прогибов Южного Тянь-Шаня. Формирование складчатой структуры в этих случаях обусловлено исключительно горизонтальным стрессом. Вторую большую по количеству категорию складчатых внутренних прогибов и впадин составляют структуры, в которых распространены складчато-глыбовые деформации. Складчатая структура этих внутренних прогибов и впадин связана как с горизонтальным стрессом, так и с блоковыми подвижками подстилающего жесткого субстрата.

Развитие второй генерации внутренних прогибов и впадин не завершается процессами складчатости. Это так называемые посторогенные, по Г. Штилле (1964а), или постгеосинклинальные, по Ж. Обуэну (1967), структуры. Нередко их развитие шло по времени синхронно со складчатыми прогибами и впадинами. Чаще всего им соответствуют внутренние прогибы и впадины, наложенные на комплекс пород ранней консолидации (в большинстве случаев — на комплекс основания). Наиболее яркими представителями этой категории структурных элементов являются гигантские прогибы и впадины типа Заальского, Северо-Устюртского прогибов, Северо-Туркменской зоны прогибов, Внутрисудетской впадины и т. д.

Нескладчатые внутренние прогибы и впадины тяготеют к районам распространения байкальского комплекса основания. Такие участки представляли собой наиболее жесткие стабильные массивы, неблагоприятные для проявления процессов складчатости. Области герцинской складчатости Европы и Западной Азии были районами максимального распространения по площади выступов байкальского основания. Разделяющие их трогги, выполненные главным геосинклинальным комплексом, имеют изолированный характер и занимают меньшие по величине площади. Вследствие этого комплекс пород большинства внутренних прогибов и впадин Европы и Западной Азии не затронут процессами складчатости. Складчатые внутренние прогибы и впадины, напротив, тяготеют к синклинориям главного геосинклинального комплекса. Эти участки имели относительно минимальную жесткость и были благоприятными районами проявления процессов складчатости. Области герцинской складчатости Центральной и Восточной Азии представляли районы максимального распространения по площади трогов, выполненных породами главного геосинклинального комплекса, впоследствии превращенными преимущественно в синклинории. Разделяющие их геоантиклинали и выступы байкальского комплекса основания по площади занимают подчиненное положение. Поэтому на территории Центральной и Восточной Азии комплекс пород

внутренних прогибов и впадин в подавляющем большинстве случаев затронут процессами складчатости.

Наблюдаются случаи, когда нескладчатые внутренние прогибы и впадины закладывались местами в большом количестве после отмирания складчатых раннеорогенных внутренних прогибов и впадин краткого развития. К ним относятся позднеорогенные внутренние прогибы и впадины краткого развития. Они на отдельных участках непосредственно накладывались на складчатые комплексы, сформировавшиеся в первой половине заключительного этапа геосинклинального развития, причем развитие каждого из этих комплексов шло независимо друг от друга. Орогенные структуры краткого развития проникают и во внешние зоны герцинид. Например, они известны на площади Астурийского и Южно-Португальского субварисцидских прогибов.

На территории Западной Европы заложение кратких орогенных прогибов и впадин началось в позднем вестфале, чаще в стефане, но основная волна их формирования пришлась на раннепермскую эпоху (ротлигенд). По сравнению с длительно развивающимися нескладчатыми структурными элементами, впадины и прогибы краткого развития отличались, как правило, значительно меньшими размерами. Широкая волна заложения мелких прогибов и впадин (так называемых красных мульд) имела место в пермское, преимущественно позднепермское время на территории Южного Тянь-Шаня. Синхронно с временем появления вновь образованных прогибов и впадин второй генерации происходило значительное расширение площади прогибания и в крупных структурах раннего заложения. Для территории Западной и Центральной Европы значительное расширение площади, занимаемой внутренними прогибами и впадинами, приходится на раннепермскую эпоху, для Туранской плиты — на позднепермско-раннетриасовые эпохи и т. д.

Таким образом, по длительности существования орогенные внутренние прогибы и впадины могут быть разделены на прогибы и впадины длительного и краткого развития. Причем раннеорогенные прогибы и впадины преимущественно относятся к категории складчатых, а позднеорогенные — к категории нескладчатых структур. Неравномерность развития рассматриваемых структурных элементов позволяет наметить в орогенном этапе, как это показано исследованиями А. А. Моссаковского (1965, 1969), равную эпоху локального горообразования и позднюю эпоху горообразования и накопления верхних моласс. Разделение последней, как это делается А. А. Моссаковским, на две самостоятельные эпохи (горообразования и верхних моласс) мне кажется довольно искусственным и вряд ли может быть произведено с достаточной объективностью.

В процессе формирования нескладчатых внутренних прогибов и впадин отмечается проявление довольно интенсивных блоковых тектонических движений. Они приводили к перерывам в осадконакоплении и угловым несогласиям, но не образовывали складчатой структуры. Замыкание внутренних прогибов и впадин второй генерации и переход занимаемых ими площадей к платформенному режиму развития улавливается значительно сложнее, чем структур первой генерации, главным образом при помощи формационного анализа.

Участки земной коры, не вовлеченные в прогибание орогенного этапа, представляли собой выступы комплекса основания и главного геосинклинального комплекса, разделяющие рассмотренные выше прогибы и впадины. Морфологически они обычно являлись горными возвышенностями, с которых сноился обломочный материал, образующий различного типа формации орогенного класса. Эти выступы были ареной интенсивного образования различных типов, главным образом гранитоидных интрузивных массивов. Исследованиями Н. А. Штрейса (1968; Штрейс, Макарычев, 1969) показана длительность их формирования, в общем синхронная с развитием орогенных прогибов и впадин. М. В. Муратов (1971а)

указывает, что образование орогенных интрузивных массивов связано с вторичными очагами магм, расположенными на небольшой глубине и не давшими существенных внедрений. Состав этих массивов зависит, по его данным, от состава окружающих исходных метаморфических осадочных и магматических пород. Замыкание орогенных структур, по данным М. В. Муратова (1969), вероятно, обусловлено в какой-то степени кристаллизацией гранитоидной вторичной магмы.

Орогенный этап развития привел в областях герцинской складчатости к почти повсеместному становлению континентальной гранито-гнейсовой коры (Суворов, 1971). Правда, в позднем палеозое или раннем мезозое на отдельных изолированных участках областей герцинской складчатости еще длительное время сохранялось или чаще вновь возрождалось геосинклинальное развитие. Эти участки представляли собой вторично-геосинклинальные (киммерийские) прогибы. При развитии структурных элементов орогенного этапа наблюдается последовательное уменьшение их «геосинклинальности» во времени. Обратная картина отмечается при развитии вторично-геосинклинальных прогибов. Их максимальная «геосинклинальность» наступает, как правило, в самом конце формирования. С завершением развития этих прогибов почти всегда связаны интенсивные процессы складчатости. В первой половине своего развития вторично-геосинклинальные прогибы нередко развиваются как структуры орогенного этапа. Режимы их погружения близки, что приводит к накоплению формаций орогенного класса или даже относительно маломощных осадков, близких к платформенным. Правда, имеются, по-видимому, редкие случаи, когда главный геосинклинальный этап сменяется этапом образования вторичных геосинклиналей, минуя орогенный этап (прогиб Горного Крыма).

Значительно чаще отсутствие в основании разреза киммерийских прогибов формаций орогенного класса происходит вследствие их резкой наложенности на главный геосинклинальный комплекс или комплекс основания. В этих случаях начальная эпоха погружения киммерийских прогибов, генетически близкая режиму орогенного этапа, отсутствует (табл. 4). Главная эпоха в киммерийском этапе приходится обычно на начало мезозойской эры, когда темп погружения резко усилился, и прогибы заполнялись преимущественно осадками геосинклинального класса формаций. Развитие киммерийских прогибов продолжалось в течение триасового и юрского периодов и даже иногда заходило в начало мелового периода, когда структуры орогенного этапа в большинстве случаев давно уже замкнулись и занимаемые ими площади стали испытывать платформенный режим.

Появление вторично-геосинклинальных прогибов на юге герцинского пояса Евразии обусловлено, по-видимому, близостью Альпийско-Гималайского геосинклинального пояса, а на востоке — мезозоид Сихотэ-Алиня. В Альпийско-Гималайском поясе и в мезозоидах Сихотэ-Алиня ранне-мезозойское время было эпохой энергичного геосинклинального развития, которое кратковременно захватило изолированные участки в смежном с ними поясе герцинской складчатости.

Комплекс пород, выполняющий киммерийские прогибы, по формационной характеристике, строению и условиям образования близок к одновозрастным породам Альпийско-Гималайского пояса мезозоид Сихотэ-Алиня и Юго-Восточной Азии. В пределах последних эти образования составляют обычно комплекс главного этапа геосинклинального развития. Отсюда совершенно естественно может возникнуть вопрос о рассмотрении киммерийских прогибов в качестве структур, начинающих новый цикл тектогенеза, а не завершающий старый. Такая постановка в общем вполне правомерна. Однако тектоническое районирование, основанное на выделении определенной последовательности циклов тектогенеза, предусматривает, что каждый такой цикл начинается главным

Типы киммерийских прогибов в герцинидах Евразии

Этап		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап	Структуры	Этап
Платформенный режим															
Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Непрерывного развития (Мангышлякский прогиб)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Непрерывного развития (прогиб Горного Крыма)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Наложение (Ейско-Березанский массив)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Ближай к платформенному				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Орогенный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Орогенный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Орогенный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Орогенный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Наложение (Восточно-Забайкальский и Паропамизский прогибы)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Главный	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Наложение (Восточно-Ферганский и Ольдойский прогибы)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	
Комплекс основания	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Комплекс основания	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Комплекс основания	Орогенный	Вторично-геосинклинальный		Комплекс основания	Орогенный	Вторично-геосинклинальный	
		Наложение (прогиб Большого Балкана)				Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость		Складчатость	

геосинклинальным этапом, накладывающимся на развитие предыдущего цикла (комплекс основания), и заканчивается заключительным этапом. В последующем ходе развития земной коры на территории проявления данного цикла тектогенеза может начаться новый цикл, и тогда комплекс пород, образовавшийся за предыдущий цикл, сам представит комплекс основания. Если же новый цикл геосинклинального развития не возобновится, то данный участок земной коры превратится в платформу. С этих позиций киммерийские прогибы правильнее рассматривать как структуры конца старого цикла тектогенеза, а не начала нового. Ведь после завершения формирования киммерийских прогибов юга герцинид Евразии образование новых орогенных структур не началось; повсеместно наступило платформенное развитие.

На территории Монголо-Охотского пояса после замыкания киммерийских прогибов, правда, возникли орогенные структуры, но их появление обусловлено глобальным процессом внегеосинклинального орогенеза востока Азии, а не развитием вторичных геосинклиналей. Кроме того, ряд специфических черт строения и развития не позволяет рассматривать киммерийские прогибы в качестве зародышей областей альпийской или мезозойской складчатости в теле герцинид. Это прежде всего пространственная изолированность киммерийских прогибов, что в общем не свойственно мезозоидам и альпидам.

Территория киммерийских прогибов Монголо-Охотского пояса имела существенно отличное развитие в позднем палеозое и раннем триасе по сравнению с мезозоидами Сихотэ-Алиня. Но главное то, что на площади киммерийских прогибов структуры орогенного этапа (протоорогенные) не возникали. Таким образом, на тектонических картах, в основе которых районирование ведется по главной складчатости (выделение цик-

лов тектогенеза), площади киммерийских прогибов следует включать в области герцинской складчатости, выделяя их специальным знаком. При иных принципах тектонического районирования, в которых будут отсутствовать строгие рамки циклов тектогенеза, киммерийские прогибы следует резко отделить от герцинских геосинклинальных и орогенных структурных элементов и приблизить к разновозрастным геосинклинальным прогибам, расположенным на территории мезозой и альпид.

В частности, если рассматривать Альпийско-Гималайский пояс и области герцинской складчатости как сложные объекты, состоящие из отдельных геосинклинальных трогов и разделяющих их зон более древней консолидации, (а для этого в настоящее время есть все основания), и не проводить между ними границы, то Горный Крым, центральная часть Большого Кавказа (исключая его южный склон), Большой Балхан и другие киммерийские прогибы, конечно, ближе по своему строению и развитию к мезозойским трогам Альпийско-Гималайского пояса, чем к палеозойским трогам областей герцинской складчатости. Тектоническое районирование участков поверхности земной коры с таких позиций требует еще специальных методических исследований. Правда, в настоящее время с близких позиций составлена Карта тектоники докембрия континентов масштаба 1:15 000 000, в основу которой положено выделение определенного возраста структурно-вещественных комплексов (Борукаев и др., 1969, 1970).

Киммерийские прогибы на территории герцинид Евразии явились последними структурами геосинклинального класса. После завершения их развития на всей рассматриваемой территории повсеместно наступил платформенный режим, а для востока Азиатского материка он сочетался с режимом внегеосинклинального орогенеза. Однако отдельные участки земной коры в областях герцинид вступили в платформенный режим задолго до замыкания киммерийских прогибов и ряда структурных элементов орогенного этапа. Первые признаки его проявления отмечались на площадях ранней консолидации еще в среднепалеозойское время, но затем он вновь сменился заключительным геосинклинальным этапом.

На территории внешних зон области герцинской складчатости орогенные структуры повсеместно замкнулись за счет интенсивных процессов складчатости. Платформенное развитие здесь (исключая площадь Кузнецкого прогиба) началось со слабого погружения или поднятия. Раньше всего платформенные структуры наметились на территории Субварисийских прогибов. Там слабое платформенное погружение началось со стефанского века, а иногда и с вестфала D и компенсировалось формациями, более свойственными орогенному классу. Типично платформенные формации здесь появились только с цехштейна. Позднее (по-видимому, с юры) платформенные условия наступили на площади Северного периклинального прогиба Уральской складчатой системы, а накопление маломощного платформенного чехла началось на отдельных участках этого прогиба в основном лишь в поздне меловую эпоху.

В пределах внутренних зон герцинид Центральной и Западной Европы платформенное развитие началось преимущественно с погружения. Лишь значительно меньшие по размерам площади испытывали слабое воздымание. Обычно платформенное развитие здесь наступало с позднепермской эпохи, но иногда несколько раньше — с раннепермской, а в других случаях несколько позже — со среднего триаса. Платформенное прогибание на территории герцинид Центральной и Западной Европы в большинстве мест непосредственно сменило погружение орогенного этапа. Оно характеризовалось несколько меньшей интенсивностью, захватывало большую по размерам площадь и отличалось более плавными и малоамплитудными перепадами по латерали. В некоторых случаях начало платформенного погружения относительно кратковременно ком-

пенсировали формации, более свойственные орогенному классу, которые достаточно постепенно сменились формациями платформенного класса. Иногда при смене орогенных структур платформенными проявлялись структурообразующие блоковые тектонические движения, но часто и они отсутствовали, и переход осуществлялся исключительно за счет изменений характера самого прогибания и поднятия окружающих пространств, что приводило к смене формационных классов.

На значительно меньших по количеству и по площади участках территории Западной и Центральной Европы развитие орогенных структур завершили процессы складчатости. На таких участках структуры платформенного режима обособляются достаточно резко.

Близкие условия перехода геосинклинальных структур в платформенные наблюдаются на территории Скифской и западной половины Туранской плит. Здесь также платформенное развитие началось преимущественно с погружения. Лишь на значительно меньших по размерам участках, тяготеющих к районам современных обрамлений плит, имело место воздымание, приводящее к образованию структур прогибания. Обычно платформенное развитие на территории этих плит наступало с позднетриасовой эпохи, но часто несколько позже, с конца раннеюрской или среднеюрской эпох. Платформенное прогибание территорий на подавляющем большинстве площадей непосредственно сменило погружение орогенного этапа. Оно характеризовалось несколько меньшей интенсивностью, захватило большую по размерам площадь и отличалось небольшими перепадами по латерали. Иногда при смене орогенных структур платформенными проявлялись структурообразующие тектонические блоковые движения, но чаще и они отсутствовали, и переход осуществлялся исключительно за счет изменений характера самого прогибания и поднятия окружающих пространств, что приводило к изменению формационных классов. На значительно меньших по количеству и по площади участках территории Скифской и западной половины Туранской плит развитие орогенных и вторично-геосинклинальных структур завершилось процессами складчатости. В этих случаях платформенные структуры обособились достаточно резко.

На большинстве площадей внутренних зон герцинид горных поясов запада Азии развитие орогенных структур завершили процессы складчатости, вследствие чего нижний рубеж платформенных структур определяется достаточно просто.

Территории восточного склона Урала, Западно-Сибирской плиты, Тургай и в меньшей мере восточной половины Туранской плиты после замыкания орогенных структур вступили в довольно длительное интенсивное региональное поднятие. Оно привело к возникновению растягивающих напряжений, которые обусловили формирование многочисленных структур обрушения (грабенов, грабенообразных прогибов, депрессий и т. д.). Поднятие обычно происходило в триасовое и раннеюрское время, но иногда продолжалось в более поздние отрезки юры или даже раннемеловой эпохи.

Структуры растяжения чаще всего компенсировались катаплатформенными орогенными формациями, в строении которых существенное значение имеют трапповые вулканогенные образования, характерные для финального магматического комплекса. Трапповый магматизм, по данным Б. С. Погорелова (1966), проявился в континентальных условиях на консолидированной к этому времени земной коре и знаменовал собой вступление региона в платформенный этап развития. Учитывая близость возраста, петрохимического состава раннемезозойских магматических образований Западной Сибири, Сибирской платформы, Таймыра, Урала, Кузнецкого бассейна, а также полную независимость его проявления от времени консолидации отдельных складчатых систем, можно думать, что он обусловлен здесь единым глубинным процессом.

Области интенсивных региональных платформенных поднятий стали зонами значительных растяжений земной коры. Здесь возникло множество крупных разломов, глубоко уходящих в земную кору. Они служили каналами проникновения магматических расплавов, образовавших в структурах обрушения мощные серии трапвых пород. При других условиях платформенного развития подобного типа зоны крупных растяжений не возникали. Поэтому на площадях распространения платформенных структур регионального погружения или в областях неинтенсивных региональных поднятий магматические образования в платформенном комплексе пород практически всегда отсутствуют.

Смена регионального подъема погружения совершается разновремено. На территории Западно-Сибирской плиты она обычно приходилась на конец ранней — начало среднеюрской эпохи. Но в ряде районов эта смена происходила в начале раннеюрского или даже в поздне триасовое время, а на других участках задерживалась до начала мелового периода.

Значительно реже в условиях регионального подъема, отличающегося меньшей интенсивностью, возникали структуры прогибания. Помимо указанных районов они образовывались в более западных частях Туранской и Скифской плит. Структуры прогибания приурочены к отдельным блокам, которые на фоне умеренного регионального поднятия начали испытывать погружение, но не как структуры обрушения, а как зародыши последующего значительно более обширного прогибания плитного этапа, т. е. это погружение не было следствием регионального поднятия, а представляло собой процесс, равнозначный этому подъему.

Этап регионального воздымания наступает вслед за орогенным этапом. Образовавшиеся за это время структуры обрушения и прогибания, как правило, резко разграничены по площади распространения и по характеру внутренних деформаций от внутренних прогибов и впадин. Нижняя возрастная граница регионального поднятия по появлению структур обрушения и прогибания фиксируется значительно более резко, чем верхняя, т. е. смена поднятия региональным погружением происходила более плавно. Процессы полной складчатости рассматриваемые структуры не затрагивали. Интенсивные дислокации сосредоточены исключительно в узких зонах вдоль разломов. Следует отметить, что и в западных районах областей герцинской складчатости Евразии, как указывалось выше, существовало значительное число районов, которые после окончания орогенного этапа развития испытывали местами довольно долгий подъем. Правда, он захватывал там отдельные изолированные участки и отличался меньшей величиной, вследствие чего не привел к возникновению структур растяжения.

С этапа регионального поднятия территорий восточного склона Урала, Западно-Сибирской плиты, Тургая и частично Туранской и Скифской плит, несомненно, началось платформенное развитие. Это поднятие представляет начальный доплитный этап платформенного развития, а комплекс пород, образовавшийся за время существования этого этапа, следует относить к нижнему структурному ярусу чехла. Начальный этап регионального поднятия характеризует высокое стояние платформы. Он во времени сменяется последующим этапом регионального погружения, когда происходит собственно формирование плит, т. е. плитным этапом.

В более восточных районах герцинид Азиатского материка формирование орогенных и вторично-геосинклинальных структур сменилось региональным поднятием, которое в большинстве районов имело столь значительную величину, что перешло в режим внегеосинклинального орогенеза. Проявление последнего, видимо, обусловлено воздействием области мезозойской складчатости. Структуры регионального поднятия и внегеосинклинальный орогенез первой половины мезозойской эры вышли далеко за пределы герцинид, захватив обширные пространства областей более древней консолидации. Плитный этап платформенного режима

здесь во времени и пространстве сильно редуцирован. Он обычно отвечает позднемеловому и палеогеновому времени, когда образовался чехол достаточно обширных впадин — Зейско-Буреинской, Сунляо и др.

Значительно сложнее установить переход выступов доорогенного комплекса пород орогенного этапа развития в платформенные положительные структуры (парасписы). Отсутствие в их пределах осадков, синхронных времени перехода этих тектонических элементов, затрудняет объективно наметить их возрастные рубежи, что нашло отражение на схеме распространения основных типов позднегеосинклинальных и раннеплатформенных структур и палеотектонических схемах. Переход положительных орогенных структур в платформенные может намечаться по прекращению орогенного магматизма (главным образом интрузивного) и замыканию смежных с ними орогенных прогибов и впадин. Однако эти критерии не дают возможности точно наметить разграничительный рубеж между рассматриваемыми структурами, и диапазон этого рубежа имеет обычно значительно больший временной интервал (геологический период и более), чем при анализе отрицательных структурных элементов.

Переход во времени геосинклинального развития в платформенное в общем плане приводит к существенному изменению характера тектонических движений, создающих внутренний структурный план позднегеосинклинальных и раннеплатформенных прогибов и впадин. На заключительном этапе геосинклинального развития большое значение играют процессы складчатости, которые представляют быстро протекающие (обычно до одного века) тектонические движения, связанные с горизонтально ориентированными напряжениями. Они создают линейную складчатую структуру, в общем характерную для позднегеосинклинальных прогибов и впадин. При платформенном развитии процессы складчатости проявляются редко, и поэтому линейные складчатые деформации раннеплатформенным прогибам и впадинам не свойственны. Блоковые тектонические движения преимущественно вертикальной ориентировки на заключительном этапе геосинклинального развития отличаются большой интенсивностью. Они приводят к образованию высокоамплитудных (сотни метров и первые километры) локальных структур и крупных разрывных нарушений, особенно характерных для бортовых зон позднегеосинклинальных прогибов и впадин. Блоковые тектонические движения такой же высокой интенсивности отмечаются на раннеплатформенном этапе регионального поднятия. Они формируют в доплитных грабенах, грабенообразных прогибах и впадинах высокоамплитудных (сотни метров и первые километры) локальных структур и крупных разрывных нарушений, особенно характерных для их бортов. Напротив, на раннеплатформенном этапе регионального погружения интенсивность блоковых движений резко ослабевает. Локальные структуры в плитном комплексе пород отличаются меньшей амплитудой, обычно не выходящей за пределы первых сотен метров. Разрывные нарушения в структурах плит играют несравненно меньшую роль, чем в эпигеосинклинальных орогенных или доплитных платформенных структурах. Крупные разрывные нарушения, обнаруженные в орогенном и доплитном комплексах пород, обычно в плитном комплексе передаются в виде пологих флексур, а часто в нем вообще не находят отражения.

Переход во времени геосинклинального развития в платформенное приводит к существенному изменению магматической деятельности. Для заключительного этапа геосинклинального развития в целом характерен контрастный субсеквентный магматизм преимущественно в эффузивных фациях и гранитоидный магматизм в интрузивных. В условиях платформенного режима магматическая деятельность при этапе регионального погружения практически полностью прекращается, а при этапе регионального поднятия сменяется финальным магматизмом траппового типа.

Для заключительного этапа геосинклинального развития в общем свойственны процессы регионального и термального метаморфизма, чаще всего не выходящие за пределы начальной стадии фаций зеленых сланцев. При платформенном режиме развития процессы метаморфизма практически полностью отсутствуют, и основное значение приобретают процессы эпигенеза и диагенеза, приводящие к несравненно меньшему вторичному изменению горных пород по сравнению с вторичным изменением горных пород в условиях геосинклинального режима.

Отмирание орогенных и вторично-геосинклинальных структур и становление платформенных происходило, как показано выше, в различное время. Достаточно длительный срок они развивались одновременно при последовательном сокращении во времени площадей, занятых орогенными и вторично-геосинклинальными структурами и расширением районов с платформенным режимом. Этап этого одновременного развития охватывает конец каменноугольного, пермский, триасовый и юрский периоды. В виде редкого исключения вторично-геосинклинальные структуры существовали даже в начале мелового времени (рис. 55).

В строении пояса герцинской складчатости Евразии на заключительных этапах его развития большое значение получили глубинные разломы. Они разделили его на отдельные блоки, движения которых происходили неодновременно.

В каждом таком блоке глубинные процессы, приводящие к проявлению тектонических движений, протекали, по-видимому, самостоятельно и изменялись разновременно. Это приводило к тому, что в разных блоках пояса герцинской складчатости смена собственно геосинклинальных, орогенных, вторично-геосинклинальных и платформенных структур имела неодинаковые временные рубежи. В общем плане можно отметить, что в блоках земной коры, где прогибание в главный геосинклинальный этап имело максимальную величину, орогенные структуры появлялись, как правило, в наиболее поздние отрезки геологического времени. Напротив, блоки земной коры, представляющие выступы комплекса основания, стали ареной появления наиболее ранних орогенных структур.

Аналогичная картина наблюдается и при анализе смены орогенных структур платформенными. Позже всего платформенные структуры стали появляться в блоках, где происходило развитие вторично-геосинклинальных прогибов.

Анализ характера становления платформенного режима показывает его существенные отличия в разных частях Евразии (рис. 56). На западе, в Западной и Центральной Европе, на Скифской плите и в западной половине Туранской плиты платформенное развитие на большей части территории почти сразу же началось плитным этапом. Этап регионального поднятия здесь как по площади, так и во времени выражен слабо и имел незначительную величину, не приводящую к образованию структур растяжения. Лишь на ограниченных по площади и

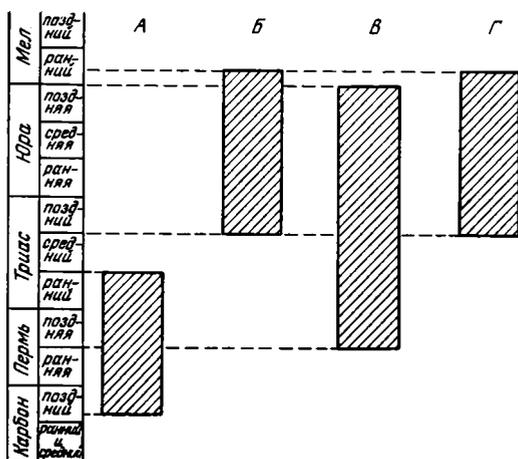


Рис. 55. Временное сосуществование геосинклинального и платформенного режимов в областях герцинской складчатости Евразии (показано штриховкой)

Объяснение букв А — Г см. на рис. 53

количеству участках Туранской и Скифской плит на фоне регионального поднятия образовались структуры прогибания. В центральных районах Евразии очень четко проявился и начальный этап регионального поднятия с образованием структур растяжения и его конечный плитный этап. На востоке Азиатского материка, напротив, очень четко был выражен начальный этап регионального поднятия, сочетающийся с режимом внегеосинклинального орогенеза, а конечный плитный этап оказался сильно редуцированным. Наконец, на крайнем востоке в пределах пояса мезозойских геосинклиналей становление платформенного режима вообще не происходило. Тем самым устанавливается, что и по характеру

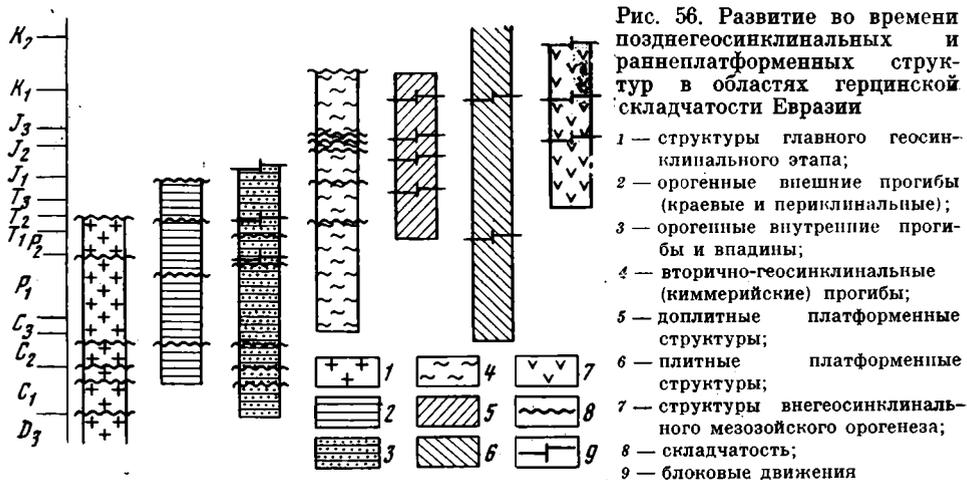


Рис. 56. Развитие во времени позднегеосинклинальных и раннеплатформенных структур в областях герцинской складчатости Евразии

- 1 — структуры главного геосинклинального этапа;
- 2 — орогенные внешние прогибы (краевые и периклинальные);
- 3 — орогенные внутренние прогибы и впадины;
- 4 — вторично-геосинклинальные (киммерийские) прогибы;
- 5 — доплатформенные платформенные структуры;
- 6 — плитные платформенные структуры;
- 7 — структуры внегеосинклинального мезозойского орогенеза;
- 8 — складчатость;
- 9 — блоковые движения

послегеосинклинального развития западная и восточная части пояса герцинской складчатости Евразии имеют существенные различия (табл. 5, рис. 57).

С запада на восток в целом интенсивность раннеплатформенных тектонических движений возрастает. Это приводит, как показано выше, к появлению закономерного латерального платформенного ряда локальных структур в областях региональных поднятий. В этом ряду происходит усложнение платформенных структур с запада на восток, и в Центральной Монголии они сменяются мезозойскими структурами внегеосинклинального орогенеза. Напротив, платформенные структуры регионального погружения при движении с запада на восток сокращаются как по площади своего распространения, так и по времени развития (рис. 58).

Проведенный анализ структурных элементов геосинклинального и платформенного режимов позволяет наметить три типа перехода, которые при разграничении требуют различного методического подхода (табл. 6). При первом типе перехода развитие структур геосинклинального класса завершают процессы складчатости и поднятия, при которых прекращается накопление формаций геосинклинального и орогенного классов. Платформенное развитие начинается обычно с плитного этапа. Региональное поднятие захватывало лишь изолированные площади и имело незначительную величину, не приводящую к образованию структур растяжения. В большинстве случаев чехол состоит из платформенных формаций, но иногда самая нижняя его часть представлена орогенными формациями. Процессы складчатости образовали естественные рубежи, отделяющие геосинклинальные структуры от платформенных. В первом типе разграничительный рубеж структур геосинклинального и платформенного режимов выражен исключительно резко, что приводит практически к однозначной тектонической интерпретации созданных этими режимами структурных элементов.

Типы платформенного развития на территории герцинид Евразии

Западная часть		Центральная часть		Восточная часть	
Режим	Этап	Режим	Этап	Режим	Этап
Платформенный	Плитный	Платформенный	Плитный	Платформенный и вне-геосинклинального орогенеза	Плитный
	Регионально-го поднятия		Регионального поднятия с образованием структур растяжения		Регионального поднятия и внегеосинклинального орогенеза
Геосинклинальный	Заключительный	Геосинклинальный	Заклучительный	Геосинклинальный	Заклучительный

При втором типе перехода развитие орогенных структур не завершило процессы складчатости, но платформенное развитие также началось с плитного этапа. Ранние платформенные поднятия здесь захватили лишь изолированные площади, имели незначительную амплитуду, не приводящую к образованию структур растяжения. В этом случае разделение структур разных тектонических режимов может быть произведено с помощью формационного метода путем установления времени прекращения накопления орогенных формаций и начала образования платформенных формаций. Основной задачей формационного анализа в этом случае является выяснение формационной последовательности геологических тел. Меньшее значение имеет конкретная расшифровка формационной принадлежности того или иного геологического объекта. Именно формационная последовательность в большинстве случаев позволяет достаточно объективно наметить тектонические режимы, тогда как вырванная из этой последовательности отдельная формация далеко не всегда достаточна для их расшифровки. Однако разграничительный рубеж между структурами геосинклинального и платформенного классов при этом типе перехода значительно менее резкий, и для его уверенного установления обычно требуется значительный объем фактического материала, которого в условиях глубоко погруженных плит платформ в настоящее время чаще всего явно недостаточно.

При третьем типе перехода заключительный этап геосинклинального развития сменился относительно длительным этапом регионального поднятия с образованием раннеплатформенных структур обрушения или реге прогибания. Геосинклинальное развитие чаще завершали процессы складчатости, но иногда они отсутствовали. Структуры растяжения выполнены преимущественно катаплатформенными автохтонными формациями орогенного класса. При этом типе перехода для установления хронологического раздела между структурами разных тектонических режимов необходимо выяснить отношение формаций к этапам развития, т. е. определить, завершает ли старый этап развития или начинает новый та или иная группа формаций орогенного класса. Замыкание эпигеосинклинальных орогенных внутренних прогибов и впадин и начало формирования структур растяжения является естественной границей этапов геосинклинального и платформенного развития.

Трудности разделения структур геосинклинального и платформенного режимов на территории герцинид Евразии возникают для второго и третьего типов перехода. Главная причина неоднозначности отделения геосин-

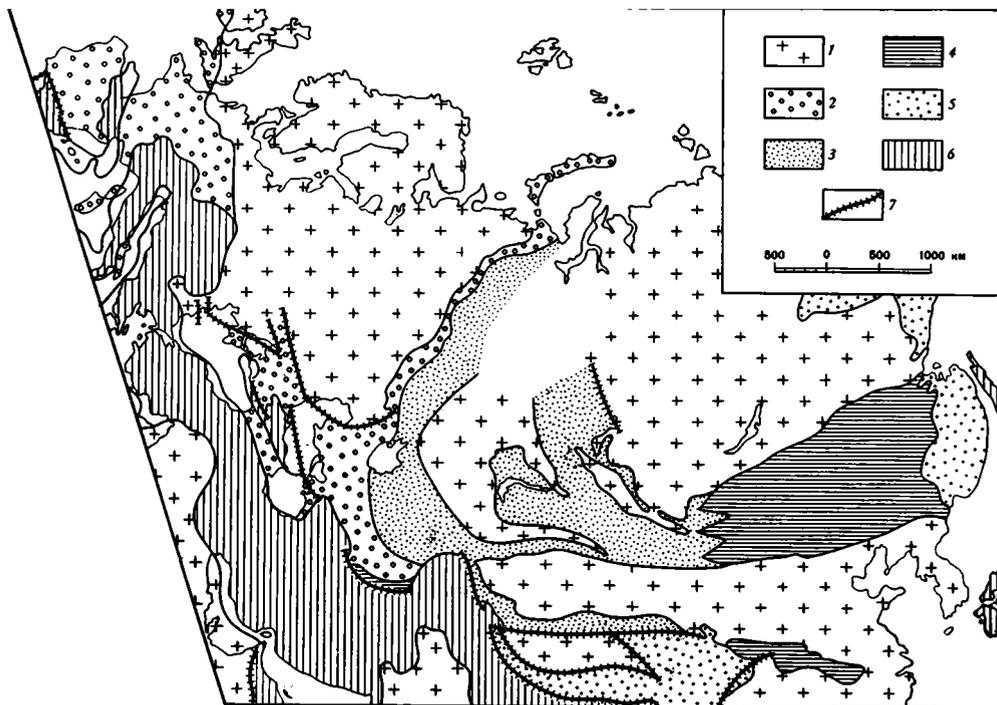


Рис. 57. Площадное распределение типов платформенного развития в областях герцинской складчатости Евразии

1 — области догерцинской консолидации; 2—4 — области герцинской складчатости с типами платформенного режима: 2 — преимущественно плитного, 3 — регионального поднятия (с образованием структур растяжения) и плитного, 4 — регионального поднятия и внегеосинклинальных областей орогенез; 5 — области мезозойской складчатости; 6 — области альпийской и тихоокеанской складчатостей; 7 — основные разломы

клинальных структур от платформенных обычно связана с недостаточностью фактического материала. На участках со сменой тектонических режимов второго типа перехода необходимо хорошо изучить последовательность формаций орогенного и платформенного классов. Однако на глубоко погруженных площадях платформ орогенные формации при бурении вскрываются, как правило, на очень небольшую мощность и о их последовательности можно судить лишь по косвенным геофизическим данным, которые не дают однозначной информации, т. е. не всегда удается установить, участвует ли та или иная орогенная формация в строении орогенной структуры или платформенной. Например, разрез Северо-Устюртского прогиба венчает красноцветная молассоидная формация верхней перми — нижнего триаса или континентальная сероцветная полимиктовая формация верхнего триаса — нижней юры. По геофизическим материалам предполагается, что ее подстилают мощные толщи более низких формаций орогенного класса, покрывающих непосредственно комплекс основания. При такой интерпретации рисуется картина, близкая к строению Заальского внутреннего прогиба Центральной Европы, а следовательно, породы верхней перми — нижней юры включаются в эпигеосинклинальный комплекс. Этот вариант нашел отражение в настоящей работе. Но может быть предложен и другой, по которому пермо-триасовые образования Северного Устюрта подстилаются преимущественно платформенными образованиями. Тогда красноцветная молассоидная формация верхней перми — нижнего триаса не венчает ряд орогенных формаций, а, как и в пределах Прикаспийской впадины

Восточно-Европейской платформы, проникает из смежных площадей области герцинской складчатости, расщепляя формации платформенного класса, т. е. является аллохтонной орогенной формацией. В этом случае палеозойский Северо-Устюртский прогиб следует рассматривать как платформенную структуру. Еще меньше материалов для установления смены геосинклинального режима платформенным имеется для Мургабской впадины Туранской плиты, для большинства районов Западно-Сибирской плиты и т. д.

Определенные трудности в установлении тектонической природы, а следовательно, и в проведении возрастного рубежа тектонических режимов возникают при изучении позднеорогенных нескладчатых внутренних прогибов и впадин краткого развития. В некоторых случаях такие внутренние прогибы и впадины трудно отделить от структур растяжения начального этапа платформенного развития. Например, тектоническое строение внутренних грабенов района Чушкакульской мегантиклинали близко к структурам растяжения Тургая, а доплитные триас-юрские структуры Степного Крыма имеют черты сходства с орогенными внутренними прогибами — впадинами и т. д.

Геосинклинальный и платформенный режимы определяются особенностями проявления тектонических движений и магматизмом, которые запечатлеваются в наборах формаций. Расшифровка последних позволяет подойти к качественной и количественной оценке тектонических движений, а следовательно, и установлению тектонических режимов. Концу геосинклинального и началу платформенного режимов часто свойственны близкие формации, что говорит о постепенности изменения характера тектонических движений. Особенно длителен этот переход в тех случаях, когда на начальном этапе платформенного развития проявились крупные региональные поднятия.

Анализ формационных рядов — главный метод в расшифровке тектонических режимов областей герцинской складчатости Евразии. Он должен проводиться с учетом положения формаций в региональной структуре. Только знание общей геометрической формы структуры и ее вещественного выполнения может определить тектоническую природу рассматриваемых геологических объектов. Даже в случаях сложных постепенных переходов геосинклинальных структур в платформенные при достаточности фактического материала между ними можно наметить объективные разделы.

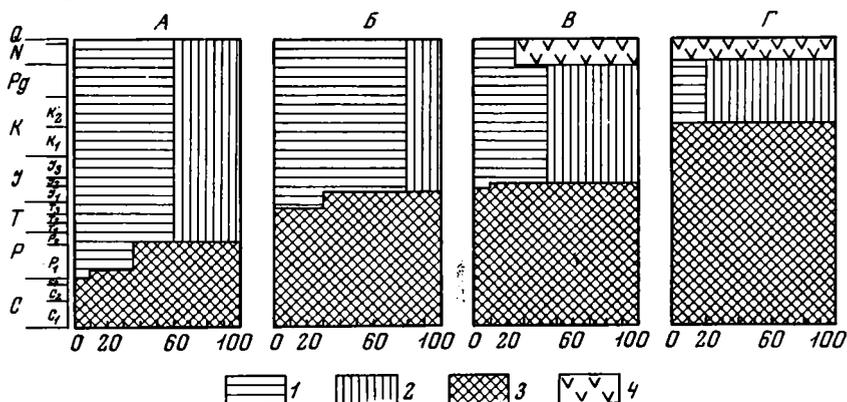


Рис. 58. Принципиальный характер изменения возрастного объема плитных платформенных структур и занятой ими площади в областях герцинской складчатости Евразии при движении с запада на восток

1 — плитные платформенные структуры; 2 — платформенные структуры в областях поднятий; 3 — структуры, предшествующие формированию плитного комплекса пород; 4 — структуры эпиплатформенного орогенеза

Объяснение букв А—Г см. на рис. 53

Типы перехода геосинклинального режима в платформенный на территории герцинид Евразии

I тип				II тип				III тип			
Режим	Этап	Ряды формаций	Пример	Режим	Этап	Ряды формаций	Пример	Режим	Этап	Ряды формаций	Пример
Геосинклинальный	Платформенный	Регионального поднятия (редуцированный)	Плитный	Геосинклинальный	Платформенный	Платформенный	Внутрисудетская впадина, Заальский прогиб, Северо-Туркменская система прогибов и т. д. Сквозной цикл	Геосинклинальный	Платформенный	Платформенный	Магнитогорский внутренний прогиб, Кузнецкий крайний прогиб, Горловский внутрениий прогиб
Геосинклинальный	Складчатость	Аллохтонный, латерально связанный с орогенным соседних герцинид		Орогенный	Складчатость	Орогенный (катаплатформенный)		Орогенный (эпигеосинклинальный)	Складчатость	Платформенный	Челябинский, Купшмурунский грабены; Турусскан, Доронинская впадины и т. д.
Орогенный	Платформенный	Магдылакский, Ейско-Береанский климмерийские прогибы; Предуральский крайовой прогиб; собственно Суварийский прогиб		Орогенный	Платформенный	Платформенный		Орогенный (эпигеосинклинальный)	Складчатость	Платформенный	

Анализ деформаций представляет менее тонкий метод. Процессы складчатости, правда, более свойственны геосинклинальному режиму. Однако, как стало известно после исследований М. В. Муратова и В. Е. Хайна (1968), взаимосвязь геосинклинального прогибания и складчатость не являются столь обязательной и тесной, как это представлялось раньше, и каждый из элементов может встречаться в природе самостоятельно. Существуют области интенсивного геосинклинального прогибания, не затронутые складчатостью. В других случаях процессы складчатости захватывают окраины платформ или оторваны во времени от геосинклинального осадконакопления. В то же время на ряде участков земной коры развитие орогенных структур не завершается процессами складчатости. Последние, по-видимому, практически не влияют на образование формационных рядов. Поэтому анализ деформаций для установления границы геосинклинального и платформенного режимов в условиях герцинид Евразии может служить лишь вспомогательным методом, дополняющим анализ формационных рядов, который должен проводиться в условиях конкретной региональной структуры.

ПРИНЦИПЫ РАЗДЕЛЕНИЯ ФУНДАМЕНТА И ЧЕХЛА

С начала XX в., когда были выработаны современные представления о главных структурных типах земной коры, фундамент и чехол считаются основными тектоническими элементами платформ. Наиболее четкая

характеристика фундамента и платформенного чехла дана в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР и сопредельных территорий (1957). Фундамент по определению, данному в этой работе, сложен осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, охваченными складчатостью, подвергшимися метаморфизму и пронизанными интрузиями. Время формирования пород, слагающих фундамент, отвечает доплатформенному этапу. Чехол образован преимущественно осадочными формациями платформенного типа. Магматические породы в его строении играют весьма подчиненную роль, а если и развиты, то представлены особыми типами пород, отличными от магматических пород геосинклинальных областей. Отложения чехла, как правило, не метаморфизованы и нарушены дислокациями платформенного типа. Чехол обычно отделен от фундамента крупным региональным несогласием.

Этот принцип выделения фундамента и платформенного чехла основан на историко-геологическом подходе; он показывает двухэтапность развития платформы. В геосинклинальное развитие происходит образование фундамента, а в последующее платформенное развитие формируются отложения чехла.

Тектоническое районирование складчатых областей, проведенное на тектонических картах СССР (Тектоническая карта СССР, 1953, 1956), Европы (Международная тектоническая карта Европы, 1964) и Евразии (Тектоническая карта Евразии, 1966), основано на «возрасте главной складчатости». Последняя определяется для байкальских и более молодых складчатых систем времен прекращения образования геосинклинальных формаций (Херасков, 1967; Пуцаровский, 1971), т. е. тектоническое районирование практически ведется по смене главного геосинклинального этапа орогенным. Так, в областях герцинской складчатости замыкание структур главного геосинклинального этапа происходит в большинстве случаев на границе среднего и позднего палеозоя. Поэтому они имеют второе не менее широко употребляемое название как области палеозойской складчатости (палеозойды), хотя образование геосинклинальных и орогенных формаций продолжалось в позднем палеозое и раннем мезозое. Последние выделены на тектонических картах в виде самостоятельного (верхнего) структурного яруса. Формирование пород этого яруса завершает герцинский цикл тектогенеза с последующим превращением областей герцинской складчатости в молодые платформы.

Казалось бы, исходя из общих принципов историко-геологического метода тектонического районирования земной коры, породы верхнего структурного яруса герцинид на территории эпигерцинских платформ должны быть включены в состав фундамента. В ряде случаев такой подход совершенно справедлив, так как породы верхнего структурного яруса герцинид по своим структурным условиям и формационному набору достаточно резко отличаются от отложений, накопившихся в условиях платформенного режима и соответственно относимых к чехлу.

Однако, как было показано выше, нередки случаи, когда комплекс пород, слагающий орогенные структуры в областях герцинской складчатости, очень постепенно сменяется отложениями типичного платформенного чехла. Граница между структурами разных режимов в этих случаях намечается главным образом формационным методом и недостаточно четка, т. е. породы верхнего структурного яруса герцинид не были подвергнуты заключительным фазам складчатости и совместно с вышележащими платформенными отложениями были затронуты лишь блоковыми деформациями. На таких участках породы верхнего структурного яруса герцинид и платформенные отложения не разделены принципиальным структурным несогласием, но зато отделены резкой качественной структурной границей от пород главного геосинклинального комплекса, или комплекса основания. Породы этих комплексов подверглись полной складчатости, региональному метаморфизму или представлены кристалли-

ческими образованиями. Основной качественный рубеж и граница изменения физического состояния горных пород здесь проходят в основании орогенного комплекса, накопившегося на заключительном этапе геосинклинального развития.

Имеются и обратные случаи, когда отложения, накопившиеся в условиях платформенного режима на изолированных участках, обычно примыкающих к смежным геосинклиналям, смяты процессами полной складчатости обычно дисгармонично по отношению к подстилающим складчатым геосинклинальным или кристаллическим комплексам. На других участках земной коры процессы полной складчатости оторваны во времени от окончания геосинклинального режима и произошли после накопления платформенных формаций. Здесь платформенные отложения деформированы согласно с подстилающими орогенными и геосинклинальными формациями.

Кристаллические породы, по своим физическим свойствам ничем не отличающиеся от геосинклинальных образований фундамента, образуются во многих случаях за счет метаморфизма, метасоматоза или внедрения магмы, т. е. процессов, далеко не всегда обусловленных геосинклинальным развитием (Кузнецов, Яншин, 1967).

Фундамент и чехол по своим физическим свойствам должны быть резко качественно противопоставимы друг другу. Только в этом случае они будут легко распознаваемы геофизическими и геологическими объектами. По-видимому, их разделение должно основываться на структурно-магматическом подходе. В ряде случаев такой подход не совпадает с историко-геологическим (формационным). Фундамент и чехол правильнее всего выделять по физическому состоянию горных пород и их структурному соотношению. Первый из них может определяться как «технический» фундамент (О деятельности..., 1971). Поэтому граница фундамента и чехла не всегда отвечает границе между орогенными и платформенными образованиями. В ряде случаев она проходит в основании или внутри орогенного или, реже, внутри платформенного комплекса пород.

Фундамент слагают комплексы пород, образовавшиеся в разных тектонических условиях, но всегда дислоцированных, уплотненных и нередко более или менее метаморфизованных. Фундамент может состоять из полигенных кристаллических образований, складчатых осадочных геосинклинальных пород, складчатых орогенных пород, а в некоторых случаях даже из складчатых пород, образовавшихся уже в платформенных условиях. В чехол могут входить, кроме платформенных образований, также породы, принадлежащие орогенным формациям, участвующим в строении платформенных структур и орогенных структур геосинклинального класса¹.

Чехол

Платформенный
Орогенный
Катаплатформенный
Орогенный, низов разреза
платформенных структур типа
синеклиз
Эпигеосинклинальный

Фундамент

Кристаллический
Складчатый геосинклинальный
Складчатый орогенный
Складчатый платформенный
Дисгармоничный по отношению
к геосинклинальному комплексу
Деформированный согласно с геосинклинальным комплексом

Определение «фундамента» и «чехла», основанное на структурно-магматических критериях, имеет ряд существенных преимуществ. Прежде всего, в этом случае раздел фундамента и чехла будет надежно и

¹ Впервые понятие геосинклинальный чехол было введено И. П. Жабревым (1965), к которому он отнес ниже-среднеюрские породы центральной части северного склона Большого Кавказа.

объективно выделяться при всех видах геологических и геофизических исследований. Следовательно, такой подход диктуется практикой геолого-геофизических изысканий. Особенно при поисках месторождений нефти и газа, когда на первый план выходит структурная граница, отделяющая геосинклинальные деформации и кристаллические и метаморфические породы от платформенных деформаций и слабо измененных осадочных и вулканогенных отложений, так как именно платформенные структуры являются основными поисковыми объектами. При таком подходе поверхность фундамента будет всегда первой структурной границей, отражающей план платформенных деформаций. Практически на территории платформы всегда приходится иметь дело с техническим фундаментом и гетерогенным чехлом. «Классический» фундамент и платформенный чехол с позиций учения о геосинклиналях и платформах являются абстрактными понятиями и пользоваться ими по существу невозможно. Понятия «фундамент» и «чехол» в настоящее время достаточно часто употребляются при описании геосинклинальных областей. М. В. Муратов (1971б) называет комплекс основания фундаментом. Последний, по его данным, достаточно часто перекрывается «чехлом основания срединных массивов», который разделяется на «догеосинклинальный» и «сингеосинклинальный». Догеосинклинальный чехол основания срединных массивов во многих случаях подстилает геосинклинальный или орогенный комплекс смежных прогибов.

А. В. Пейве (1969) рассматривает Альпийско-Гималайский пояс как двухслойную модель, состоящую из базито-гипербазитового фундамента и осадочно-вулканогенного чехла. А. И. Суворов (1971) в палеозоидах Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня выделяет в составе океанической коры гетерогенный базальтовый или гранито-базальтовый фундамент и вулканогенно-осадочный чехол, а в составе континентальной коры — гранито-диоритовый фундамент и надгранитный осадочный чехол.

Приведенный материал показывает, что фундамент и чехол не являются соответственно синонимами геосинклинальных и платформенных структур. Первый из них должен выделяться исключительно со структурно-магматических позиций (Шлезингер, 1971б). В то же время расшифровка геосинклинальных и платформенных структур и отделение их друг от друга во времени и в пространстве представляет часто значительно более трудную задачу и, как показано выше, базируется исключительно на историкогеологическом подходе, главным элементом которого является формационный анализ.

ПРОЯВЛЕНИЕ УСТАНОВЛЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ В ОБЛАСТЯХ ДОГЕРЦИНСКИХ И ПОСЛЕГЕРЦИНСКИХ СКЛАДЧАТОСТЕЙ

Закономерности перехода геосинклинальных структур в платформенные, выявленные нами на примере герцинид Евразии, в общем характерны и для областей других складчатостей. Сказанное особенно правомерно для тезиса о сосуществовании геосинклинальных, орогенных и платформенных структур. Ниже кратко проанализируем с этих позиций территории, находящиеся за пределами герцинид, начиная с областей добайкальской консолидации.

Области добайкальских складчатостей

В областях добайкальской консолидации И. П. Палеем (1965; Тектоника Евразии, 1966) выделяется несколько геосинклинальных комплексов: саамиды (2800—2200 млн. лет), беломориды (2200—1900 млн. лет), карелиды (2000—1500 млн. лет) и сатпуриды (1500—900 млн. лет). Верхний возрастной предел последних определяется по прорывающим этот комплекс пород магматитовым жилам. Однако, по данным М. В. Му-

ратова (1970), сатпуриды местами перекрываются платформенными отложениями виндийской и кудапахской серий, возраст которых не моложе 1400—1500 млн. лет. Об этом же свидетельствуют данные А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевич (1970), указывающие на вероятные вариации возраста слагающих сатпуриды пород, определенные по свинцу микроклина около 1500 млн. лет. Наряду с этими комплексами, играющими основную роль в строении фундамента платформ, существовали изолированные геосинклинальные трюги с более поздним временным интервалом развития. В. Е. Хаин (1970а) выделяет их под названием интракратонных геосинклиналей. К последним он относит кибариды и ирумиды Экваториальной Африки с возрастом порядка 1 млрд. лет и сатпуриды Индостана. Более молодую возрастную генерацию интракратонных геосинклиналей с возрастом около 600 млн. лет составляют катангиды Экваториальной Африки, мозамбиды Восточной Африки и их эквиваленты в Западной Африке, Центральной и Восточной Бразилии. В пределах Канадского щита известен Лабрадорский геосинклинальный трюг. В нем, по данным А. А. Богданова и В. Е. Хаина (1968), с некоторым несогласием на аналогах гуронской серии залегает толща глинистых сланцев, граувакк и основных лав, подвергшихся складчатости умеренной интенсивности и местами довольно значительному метаморфизму и магматизации, а также прорванных интрузиями среднего, основного и ультраосновного состава, датируемых 1350 млн. лет. Кроме Лабрадорского, здесь известно еще несколько протерозойских геосинклинальных трюгов. В пределах Алданского щита В. С. Федоровским и А. М. Лейтесом (1968) намечено несколько изолированных раннепротерозойских геосинклинальных трюгов. На территории Балтийского щита наиболее молодыми геосинклинальными образованиями, по данным А. А. Богданова (1967), являются породы дальсландского комплекса. По составу — это серии кварцитов и кварцитовых сланцев, граувакковых песчаников и сланцев, спилитов, реже кварцевых порфиров. С дальсландской серий связаны граниты Бохус и их аналоги, абсолютный возраст которых определяется величиной 1000—950 млн. лет. На территории Южно-Американской платформы в строении Уругвайско-Бразильской системы принимают участие верхнедокембрийские геосинклинальные комплексы, верхний возрастной предел которых — 800—700 млн. лет (Берзин, 1970).

В областях добайкальской консолидации Северной Австралии большие площади, по данным Ч. Б. Борукаева (1970), занимают выходы складчатых геосинклинальных комплексов наладжайния, венчающихся мощной толщей риолито-дацитов, генетически связанных с интрузивными телами гранитов. Возраст последних составляет 1,8—1,7 млрд. лет. Более молодой складчатый геосинклинальный комплекс карпентария здесь слагает зону Маунт-Айса. Он повсеместно прорван интрузиями с изотопным возрастом 1,5—1,4 млрд. лет.

Первые геологически доказуемые структуры платформенного режима — протоплатформы, — по данным Е. В. Павловского, М. С. Маркова (1963; Павловский, 1964) и М. В. Муратова (1970), появились в конце архея и в раннем протерозое. К протоплатформенным образованиям на территории Канадского щита отнесен гуронский комплекс пород, который рвется диабазы, имеющими абсолютный возраст 2155 ± 80 млн. лет и 2162 ± 27 млн. лет, а сами породы комплекса по валовой пробе — 2288 ± 87 млн. лет (Fairbairn a. o., 1969). Гуронский комплекс представляет собой чехол протоплатформы, довольно широко распространенный в южной части Канадского щита. Обычно он не деформирован или деформирован слабо, за исключением районов разломов. По периферии протоплатформы, находящейся на территории Канадского щита, располагались изолированные геосинклинальные трюги (Павловский, Марков, 1963), выполненные комплексами пород, по возрасту синхронными или моложе гуронского протоплатформенного чехла.

К протоплатформенным образованиям на территории Балтийского щита относятся породы ятулия (Павловский, 1964; Палей, 1971; Павловский, Марков, 1963), абсолютный возраст которых измеряется 1870—1670 млн. лет (Соколов, 1970). Детальные исследования В. А. Соколова (1970) показали, что породы ятулия, выполняющие отдельные впадины, слабо дислоцированы и образуют пологие конседиментационные складки и только вдоль разломов деформированы достаточно резко. В строении ятулия принимают участие преимущественно платформенные и катаплатформенные орогенные образования (Палей, 1971). К протоплатформенным образованиям И. П. Палей, кроме того, относит готский комплекс Дала Швеции.

Е. В. Павловским (1964) протоплатформенные образования намечаются и в пределах других щитов древних платформ. На площади Украинского щита к ним отнесены овручские кварциты. Правда, В. С. Журавлев (1969 г.) рассматривает их и кварцевые порфиры зброньской свиты, принадлежащие к среднему рифею (1200—1190 млн. лет), в качестве нормального платформенного чехла. На площади Алданского щита в протоплатформенный чехол включена пестроцветная терригенная формация удоканской серии. Ее возраст в настоящее время В. С. Федоровским (1968) определяется в 2,1—1,9 млрд. лет.

Фундаментом протоплатформ, по данным Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1963), служат либо в той или иной степени гранитизированные «зеленокаменные ядра» континентов, созданные при нуклеарном режиме развития земной коры, либо складчатый комплекс протогесинклиналей. Протоплатформенный чехол сохранился в относительно не крупных синеклизах и в зонах перикратонных опусканий, где он имеет значительную мощность, спокойные условия залегания и обычно не метаморфизован. В его составе ведущую роль играют терригенные формации, подчиненное значение имеют вулканогенные, хемогенные и карбонатные формации.

Типичные платформенные структуры в областях добайкальской консолидации возникли на рубеже раннего и позднего докембрия (Павловский, Марков, 1963). Наиболее древние горизонты нормального платформенного чехла известны на территории Сибирской платформы. Их характеристика приведена в работе Б. М. Келлера, М. А. Семихатова, Н. М. Чумакова (1967). По данным этих исследователей, на площади Оленёкского поднятия основание чехла составляют кварцевые конгломераты, гравелиты и песчаники сыгынахтинской свиты, абсолютный возраст которых по глаукониту определяется 1480 млн. лет. Вышележащая катигдинская свита связана с подстилающей сыгынахтинской свитой постепенными переходами и представлена серыми строматолитовыми доломитами. Она содержит комплекс строматолитов и онколитов нижнего рифея, а абсолютный возраст пород по глаукониту составляет 1370—1395 млн. лет.

На западном и восточном склонах Анабарского массива возрастными аналогами рассмотренных пород Оленёкского поднятия являются терригенные отложения мукунской серии. Абсолютный возраст верхних горизонтов мукунских песчаников по глаукониту составляет 1540 млн. лет. В Учуро-Майском районе наиболее древние доучурские толщи выполняют сравнительно узкие, связанные с разломами прогибы. Абсолютный их возраст, определенный свинцовым методом по циркону, — 1840 млн. лет, а по валовой пробе эффузивов (калий-аргоновый метод) — 1615 млн. лет. Они перекрываются со структурным несогласием и имеющими более широкое площадное распространение отложениями учурской серии, базальные горизонты которой по глаукониту датированы 1500 млн. лет.

На территории Балтийского щита платформенный чехол, по данным А. А. Богданова (1967), начинается серия Дала — песчаников верхней

части готского комплекса (иотний Швеции), иотнийские фации песчаников Финляндии, юга Карелии и других мест. Возраст готского комплекса в настоящее время определяется 1700—1200 млн. лет. Породы серии Дала — песчаники — залегают очень полого, практически горизонтально, выполняя центр совершенно плоской мульды. На территории Русской плиты наиболее низкие горизонты платформенного чехла, выполняющие отдельные изолированные авлакогены и перикратонный прогиб ее восточной погруженной части, принадлежат к аналогам бурзянской серии и колтасинской и орланской свитам и имеют абсолютный возраст порядка 1600—1500 млн. лет.

На площади Северо-Американской платформы нормальный платформенный чехол, по данным А. А. Богданова и В. Е. Хаина (1968), начинается серия Кивино. Она образована двумя формациями — красноцветной континентальной обломочной и плато-базальтовой (трапповой). Эта серия выполняет грабенообразный прогиб, возможно, структуру типа авлакогена. Формационными и, вероятно, возрастными аналогами серии Кивино является серия Коппермайн-Ривер, распространенная вдоль северо-западного склона Канадского щита, и серия Туле Северной Гренландии. Формирование всех этих серий завершилось в интервале 1100—880 млн. лет.

В пределах Гвианского щита Южно-Американской платформы, по данным А. А. Богданова, В. Е. Хаина (1968) и Н. А. Берзина (1970), развит очень древний чехол. Его составляют почти горизонтально лежащие континентальные песчаники и кварциты, а также конгломераты и в подчиненном количестве глинистые сланцы, местами кремнистые породы, кислые туфы и траппы (серия Рораима). С ними связаны межпластовые интрузивные тела долеритов, абсолютный возраст которых колеблется от 2170 до 1540 млн. лет, с максимальными значениями 1700—1600 млн. лет. Абсолютный возраст туфов составляет 1610 ± 60 млн. лет. Платформенный чехол, представленный терригенно-карбонатными толщами, имеет возраст на Индостанской платформе 1,5—1,4 млрд. лет, на Северо-Китайской — 1,4 млрд. лет и на Южно-Китайской — 1 млрд. лет (Парфенов, 1970).

На территории западной части Африканской платформы Ю. З. Елизаров и В. Е. Забродин (1970) выделяют несколько комплексов, состоящих из нескладчатых относительно маломощных толщ терригенных и терригенно-карбонатных пород. Эти комплексы выполняют пологие синеклизы Таудени, Вольта, Мали-Нигерскую, Конго (Жад и др., 1970). По возрасту они принадлежат к нижнему (2,6—1,9 млрд. лет), среднему (1,9—1,6 млрд. лет), верхнему (1,6—0,65 млрд. лет) протерозою и более молодым образованиям.

В областях добайкальской консолидации Австралии платформенный чехол начинается, по данным Ч. Б. Борукаева (1970), комплекс наладжайиния, состоящий из практически горизонтально залегающих пластов алевролитов, силицитов и доломитов, абсолютный возраст образования которых определяется 2,3—1,75 млрд. лет. Вышележащую часть платформенного чехла составляет здесь комплекс карпентария, имеющий верхний возрастной предел 1,5—1,4 млрд. лет.

Приведенные материалы показывают, что в областях добайкальской консолидации период сосуществования геосинклинальных и платформенных структур составляет около 500 млн. лет, а с учетом появления протоплатформенного чехла увеличивается до 1 млрд. лет. Это по крайней мере в 10 раз превышает время сосуществования геосинклинальных и платформенных структур в областях герцинской складчатости, поскольку оно там измеряется 100 млн. лет.

Н. А. Штрейс (1964) отмечает пространственную неодновременность становления платформенного режима. Он отмечает, что, если окончательно образование древних платформ Северного ряда приходится преимуще-

ественно на дорифейское время, то формирование фундамента древних платформ Южного ряда завершилось в рифее.

Работа над картой тектоники докембрия континентов привела геологов Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР к установлению во многих местах нескладчатых геосинклинальных комплексов (Башарин, Шульдинер, 1970; Борукаев, 1970; Борукаев и др., 1970; Парфенов, 1970).

А. А. Богданов (1967) считает, что дальсландский комплекс, распространенный в крайней западной части Восточно-Европейской платформы, следует выделять в виде геосинклинальных образований, возникших в процессе тектонического обновления (активизация вплоть до геосинклинального состояния) ранее консолидированного кристаллического массива. Близкую тектоническую природу, по-видимому, имеют и интракратонные миеосинклинальные прогибы, выделяемые В. Е. Хаиным (1970а) на территории Африканской и Южно-Американской платформ. Они обладают небольшой шириной, располагаясь среди ранее консолидированных глыб архейско-нижнепротерозойского фундамента. В. Е. Хаин рассматривает их как реликты раннепротерозойских трогов, возобновивших свое развитие уже в пределах консолидированной континентальной коры. Дальсландский комплекс и интракратонные миеосинклиналы областей добайкальской консолидации во времени значительно оторваны от предыдущих геосинклинальных структур, что сближает их с киммерийскими прогибами областей герцинской складчатости и позволяет, по-видимому, считать тектоническими гомологами.

Нижнюю часть готского комплекса Швеции (субиотний или серия дала-порфиров) А. А. Богданов (1967) рассматривает как достаточно типичную вулканогенную молассу. Верхняя же часть этого комплекса представляет платформенную формацию континентальных, частично красноцветных песчаников (типа орпанской свиты и ряда частей разреза бавлинской свиты Русской плиты). Следовательно, если эти данные справедливы, то на территории областей добайкальской консолидации существуют случаи постепенного перехода орогенного этапа геосинклинального развития в платформенное, что в общем достаточно широко распространено в герцинидах Евразии.

В становлении платформенного режима областей добайкальской консолидации достаточно определенно намечаются его существенные различия. На территории Восточно-Европейской платформы он начался с этапа регионального поднятия, обнимающего большую часть рифейской эры. На фоне этого подъема образовались специфические линейные участки локального прогибания, впервые выделенные Н. С. Шатским (1964) под названием авлакогенов, строению и развитию которых посвящены специальные исследования А. С. Новиковой (1968а,б). Авлакогены по тектонической природе, по-видимому, являются гомологами структур обрушения областей герцинской складчатости. Этап подъема сменялся региональным погружением в разных частях Восточно-Европейской платформы неодновременно. Восточные ее районы в плитный этап были вовлечены с начала рифейской эры, на западе — с вендского времени, а южная окраина — с позднего девона. Несколько по иному пути шло развитие Сибирской платформы. В качестве платформы она наметилась уже в раннем протерозое (Карта докембрийской тектоники..., 1962; Келлер и др., 1968). На большей части ее территории при раннеплатформенном развитии поднятия имели незначительную интенсивность и структур типа авлакогенов здесь не возникало. Уже с раннего рифея на крупных по площади участках платформ шло накопление нормального платформенного чехла. Таким образом, на большей части ее территории платформенное развитие практически почти сразу началось элитным этапом.

Области байкальской складчатости

В байкалидах юга Сибири орогенные формации принадлежат, по данным К. А. Клитина и Т. Г. Павловой (1970), К. А. Клитина, Т. Г. Павловой и Е. С. Постельникова (1970), к верхам рифея (венду). В их строении основную роль играют молассы. Последние в Прибайкальском прогибе сложены в нижней части грубозернистыми зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами с мощными линзами конгломератов (ушаровская свита). Вверх по разрезу конгломераты постепенно исчезают, и в составе формации основную роль играют зеленовато-серые полимиктовые песчаники. Верхнюю часть формации (мотская свита) составляют пестроцветные, красноцветные песчаники, сланцы, доломитовые мергели с прослоями ангидритов и псевдоморфозами по каменной соли. Во внутренних зонах байкалид вендские молассы слагают отдельные прогибы и впадины, в которых резко наложены на складчатый геосинклинальный комплекс. Структурное несогласие между комплексами главного и заключительного этапов геосинклинального развития от внутренних зон области байкальской складчатости к внешним уменьшается. В зоне их сочленения с Сибирской платформой, например в Прибайкальском прогибе, распространены сквозные орогенные структуры, и несогласие в их основании полностью исчезает. В комплексе пород, выполняющем внутренние прогибы и впадины байкалид, распространены германотипные дислокации. При приближении к внешним зонам деформированность слоев увеличивается и в пределах внешних прогибов и впадин развиты сложные системы линейных складок. Таким образом, в области байкальской складчатости юга Сибири имеются два типа орогенных прогибов и впадин: складчатые, тяготеющие к ее внешним частям, и нескладчатые — к внутренним.

Платформенные образования области байкальской складчатости начинается карбонатная формация нижнего кембрия. Она в общем согласно сменяет молассу венда. Только в краевых частях внутренних прогибов и впадин между ними наблюдаются угловые несогласия. Платформенные образования нижнего кембрия во внутренних зонах байкалид затронуты германотипными деформациями. Во внешних частях вдоль границы с Сибирской платформой они совместно с подстилающим орогенным комплексом пород образуют сложную систему складчатых дислокаций.

Развитие орогенных структур в разных частях байкалид юга Сибири имело неодинаковый возрастной объем. Данные абсолютного возраста свидетельствуют о том, что на севере Енисейского кряжа они начали формироваться 800 млн. лет назад и продолжали свое развитие в течение 150—200 млн. лет. В то же время на севере Байкальской области длительность орогенного этапа составляла всего несколько десятков миллионов лет. Нижняя граница орогенных образований, по данным К. А. Клитина и Е. С. Постельникова (1966), по возрасту может колебаться в широких пределах. Это хорошо видно на примере их распространения в Ангаро-Ленском прогибе. Так, если в наиболее опущенной юго-западной части прогиба орогенные формации начинаются с ушаровской свиты, то в его северо-восточной части, вдоль окраин Патомского нагорья к ним можно отнести только жербинскую свиту глауконитовых песчаников и конгломератов. Аналоги же ушаровской свиты здесь входят в состав геосинклинального комплекса. На юге Енисейского кряжа этот комплекс венчает дашкинская свита венда, а на севере ее аналоги и более древние довендские образования чивидинской и лопатинской свит слагают орогенный комплекс пород (Клитин, Постельников, 1966; Журавлев и др., 1969).

Смена орогенного этапа платформенным достаточно постепенна и намечается исключительно при помощи формационного анализа. Процессы складчатости здесь во времени значительно оторваны от замыкания геосинклинальных структур и произошли при платформенном развитии.

Становление платформенного развития на территории байкалид юга Сибири началось плитным этапом. Этап сводового подъема выражен слабо и имел незначительную величину, не приводящую к образованию структур растяжения.

Области каледонской складчатости

В областях каледонской консолидации возрастные объемы главного и заключительного комплексов геосинклинального режима существенно изменяются по площади, что привело к разделению их на ранние и поздние¹. В ранних каледонидах геосинклинальный комплекс составляют породы рифея, нижнего и частично среднего кембрия. Орогенный комплекс ложится на геосинклинальные формации с перерывом и местами отчетливо выраженным угловым несогласием. Он состоит из относительно грубых конгломерато-песчаниковых пород молассового или молассоидного типа, принадлежащих к верхнему кембрию, и лишь местами, преимущественно в северо-западной части Кузнецкого Алатау, к нему относятся породы нижнего ордовика, а в пределах Джебашского антиклинория — среднего кембрия. Орогенные формации ранних каледонид распространены на очень ограниченных площадях — на северном склоне Джебашского антиклинория, в северо-западной части Мартайгинского тектонического блока Кузнецкого Алатау и в Бийском блоке Горного Алтая, где они слагают отдельные изолированные прогибы. Составляющие их породы образуют достаточно интенсивно деформированную складчато-блоковую структуру.

В поздних каледонидах в геосинклинальный комплекс входят значительно более молодые горизонты нижнего и среднего палеозоя (вплоть до силура), хотя их верхний возрастной предел в разных складчатых системах сильно варьирует. Во внешних зонах каледонид Центрального Казахстана геосинклинальный комплекс венчают породы ордовика, а во внутренней зоне — силура. Во внешних зонах с резким структурным несогласием на породы ордовика ложатся преимущественно континентальные образования силура, состоящие из сложно сочетающихся между собой эффузивов андезито-базальтового, реже кислого состава и пестроцветных терригенных пород. Они приурочены здесь к отдельным изолированным остаточным прогибам. Во внутренних зонах каледонид Центрального Казахстана близкую формационную характеристику и структурное положение занимают породы нижнего и среднего девона. Рассматриваемые породы силура и девона, по-видимому, как и верхнекембрийские образования ранних каледонид, составляют начальные структуры орогенного этапа. Значительно более определенно к орогенному комплексу во внешних зонах Центрального Казахстана принадлежат породы нижнего девона, а во внутренних и фаменского яруса верхнего девона. Они и вышележащие породы палеозоя, а местами и нижнего триаса образуют многочисленные внутренние, чаще всего наложенные прогибы и впадины.

В Северо-Тяньшаньской складчатой системе геосинклинальный комплекс составляет флишиодная серия среднего и, частично, верхнего ордовика. Орогенный комплекс здесь начинается пестроцветная осадочно-эффузивная серия верхней части верхнего ордовика, но основную роль в его составе играют молассы девона, нижнего карбона и более высоких горизонтов палеозоя, выполняющих внутренние прогибы и впадины. В Алтае-Саянской складчатой системе геосинклинальный комплекс включает образования от среднего ордовика до силура, причем хронологические рамки его непостоянны. Так, в центральной, наиболее прогнутой части Западно-Саянского синклиниория в состав геосинклинального комплекса

¹ Характеристика данного раздела приводится по монографии «Тектоника Евразии» (1966).

входит шигнетская серия преимущественно песчано-алевролитового состава, имеющая средне-верхнеордовикский возраст, а также отугсугская серия, охватывающая оба отдела силура. В краевых частях синклинория верхний силур представлен уже сероцветной и красноцветной молассой, начинающей орогенный комплекс. Следовательно, в Алтае-Саянской складчатой системе смена геосинклинального комплекса орогенным происходит неодновременно. В ядрах антиклинориев и на крыльях синклинориев орогенные формации появляются в силуре, тогда как в центральных частях синклинориев — только в девоне.

Разновозрастность верхов геосинклинального и низов орогенного комплексов наблюдается и в других складчатых системах поздних каледонид Евразии, что нашло отражение в работе А. А. Моссаковского (1969).

Орогенный комплекс каледонид обычно начинается наземная эффузивно-терригенная красноцветная формация, которая иногда описывается как порфировая. Более высокое положение занимает очень широко распространенная формация «древнего красного песчаника» (красноцветная молассоидная формация). Среди вышележащих каменноугольных и пермских отложений развиты карбонатная терригенно-туфогенная или кремнисто-терригенная и терригенно-угленосная, реже базальтовая формации.

Орогенные структуры каледонид распадаются на два типа: унаследованные (сквозные) и наложенные. Последние явно преобладают. В унаследованных прогибах типа Тувинского Алтае-Саянской области и Карагандинского Центрального Казахстана выполняющий комплекс пород совместно с геосинклинальными формациями интенсивно деформированы и образуют сложную складчато-блоковую структуру. Они, несомненно, должны быть включены в состав фундамента. Аналогичную сложную складчато-блоковую структуру имеет ряд ранних наложенных внутренних прогибов и впадин. В большинстве же наложенные внутренние впадины каледонид обладают простой структурой, в которой распространены германотипные формы. Выполняющий их комплекс пород в этих случаях представляет собой орогенный чехол.

Платформенный чехол на территории областей каледонской консолидации, как правило, развит на изолированных и имеющих небольшую площадь участках. Его обычно начинают отложения верхнего триаса и юры. Только на территории Северной Англии платформенные образования (чехол эпикаледонской платформы) начинается, по-видимому, красноцветная молассоидная формация верхнего девона, которую сменяет базальтовая наземно-вулканогенная формация нижнего карбона и терригенно-карбонатная формация среднего и верхнего карбона (Международная тектоническая карта Европы, 1964).

Области послегерцинских складчатостей

На территории областей послегерцинских складчатостей платформенные образования почти повсеместно отсутствуют, и поэтому они мало пригодны как объекты для выяснения временных закономерностей перехода геосинклинальных структур в платформенные. Возрастные соотношения геосинклинального и орогенного комплексов пород здесь также подвержены сильным колебаниям в пределах каждого цикла тектогенеза, что нашло отражение в монографии «Тектоника Евразии» (1966) и ряде статей. Например, Е. Е. Милановский (1969) указывает, что орогенные структуры в Альпийско-Гималайском поясе начали формироваться с позднего эоцена, олигоцена или миоцена.

Проведенные исследования позволили установить основные закономерности перехода геосинклинального режима в платформенный в пределах областей герцинской складчатости Евразии и наметить объективные принципы разграничения структур геосинклинального и платформенного классов. Последовательный систематический анализ материалов по областям герцинской складчатости Евразии свидетельствует об отсутствии тех промежуточных (переходных) структур, которые в настоящее время широко фигурируют в геологической литературе и рассматриваются в одном ранге со структурами геосинклинального и платформенного классов. Орогенные и вторично-геосинклинальные структуры, если их включать в состав структур геосинклинального класса, непосредственно сменяются во времени платформенными структурами. Этот вывод не следует распространять на области развития структур мезозойского внегеосинклинального и кайнозойского эпиплатформенного орогенезов. Процессы, создающие эти структуры, обусловлены особыми тектоническими режимами земной коры, имеющими свои качественные и количественные особенности, отличающие их как от геосинклинального, так и от платформенного режимов.

Комплексы пород геосинклинального и платформенного классов структур, с одной стороны, и фундамент и чехол, с другой, не являются тождественными тектоническими категориями. Поэтому выделение первых из них должно быть основано на историко-геологическом методе, в то время как выделение вторых — на структурно-магматическом. Раздел фундамента и чехла не всегда отвечает границе между орогенными и платформенными образованиями. В ряде случаев этот раздел проходит в основании или внутри орогенного или реже внутри платформенного комплекса пород. Фундамент подразделяется на кристаллический, складчатый геосинклинальный, складчатый орогенный и складчатый платформенный (дисгармоничный по отношению к геосинклинальному комплексу и деформированный согласно с геосинклинальным комплексом). В чехол, в свою очередь, могут входить, кроме платформенных образований, также породы, принадлежащие орогенным формациям. Поверхность фундамента и соответственно подошва чехла в областях герцинской складчатости Евразии не имеют единого возрастного уровня. В разных блоках в состав фундамента и чехла соответственно входят различные по возрасту геологические тела.

Орогенные структуры герцинид Евразии отчетливо разделяются на два типа: со складчатыми и нескладчатыми комплексами пород. Помимо орогенных структур, в герцинидах Евразии выделены вторично-геосинклинальные (киммерийские) прогибы. Развитие последних отвечает этапу кратковременного возрождения геосинклинальных условий в пределах отдельных изолированных участков перед последующим общим для областей герцинской складчатости становлением платформенного режима. Орогенные, вторично-геосинклинальные и платформенные структуры достаточно длительно (до одного-двух геологических периодов) существовали одновременно. Смена орогенных структур платформенными местами совершалась очень постепенно.

Платформенное развитие могло начинаться с плитного этапа, когда обширные участки вовлекались в региональное погружение. В других случаях платформенное развитие началось с этапа регионального поднятия, которое приводило к образованию структур растяжения. Этот этап во времени сменялся плитным этапом, но местами (на востоке Азиатского континента) структуры плитного этапа не образовывались или были по площади и времени сильно редуцированными.

По характеру постгеосинклинального развития в герцинидах Евразии намечается пространственная асимметрия. На западе преобладает плитный этап, в центральной части материка хорошо выражены оба этапа, а на востоке преобладает региональное платформенное поднятие и внегеосинклинальный мезозойский орогенез.

В областях герцинской складчатости Евразии установлено три типа смены геосинклинального класса структур платформенным. В первом типе развитие структур геосинклинального класса завершают процессы складчатости и поднятия. Развитие платформенного класса структур началось с этапа регионального погружения. Процессы складчатости стали резким естественным рубежом, отделяющим структуры геосинклинального класса от платформенного. При втором типе перехода развитие орогенных структур не завершили процессы складчатости, но платформенное развитие также началось с этапа регионального погружения. В этом случае отделение структур геосинклинального класса от платформенного может быть произведено формационным методом — путем установления времени прекращения накопления формаций орогенного класса и начала образования формаций платформенного класса. При третьем типе перехода, охватывающем участки земной коры, заключительный этап геосинклинального развития сменился длительным этапом регионального поднятия с образованием раннеплатформенных структур растяжения. Замыкание эпигеосинклинальных орогенных внутренних прогибов и впадин и начало формирования раннеплатформенных структур растяжения было в этом случае естественной границей этапов геосинклинального и платформенного развития.

При расшифровке тектонической природы различных геологических объектов, как это было уже неоднократно подчеркнуто при составлении мелкомасштабных тектонических карт, главным методом является формационный. Анализ деформаций представляет более грубый метод и дает хорошие результаты только в сочетании с формационным анализом.

Анализ формаций и структурных форм позволил установить тектоническую природу отложений, расположенных между поверхностью фундамента и породами, составляющими плитный комплекс пород. Эти отложения, слагающие нескладчатые орогенные структуры геосинклинального класса и доплитные структуры платформенного класса, широко распространены и нередко отличаются огромными мощностями. Они весьма перспективны на поиски месторождений нефти и газа. Этот вывод в настоящее время особенно актуален, поскольку в разрезе плитного комплекса молодых платформ не разведанных структур, благоприятных для поисков нефти и газа, остается с каждым годом все меньше и меньше. Поэтому выделение нового крупного перспективного объекта, каким является комплекс пород нескладчатых орогенных и доплитных платформенных структур, открывает большие возможности для обнаружения нефтяных и газовых месторождений. Определение геосинклинальной или платформенной природы геологических объектов и отделение фундамента от чехла имеет большое значение для объективного прогнозирования направления поисков и других полезных ископаемых.

Проведенные исследования имеют методическое значение. Установление нескольких типов смены структур разных тектонических режимов для каждого конкретного геологического объекта позволяет подойти к его надежной тектонической интерпретации и при достаточном факти-

ческом материале определить, к какому классу структур относится объект и каково его положение по отношению к фундаменту и чехлу.

Наконец, проведенные исследования достаточно ясно показали, что даже в пределах областей, относимых к одной эпохе складчатости, окончание собственно геосинклинального, начало и конец орогенного и начало платформенного этапов далеко неодновременны. Это имеет существенное значение для выработки правильных представлений об основных хронологических закономерностях тектонического развития земной коры.

- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич В. А., Горьковой О. П., Калабина М. Г., Малахов А. А., Мацонина Т. М., Мирходжаев И. М., Раджабов Ф. Ш.* 1958. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Аванесян М. Т., Бараш Б. И.* 1967. Новые данные о глубинном строении Каракульского прогиба (Западный Узбекистан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 6.
- Аевров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е.* 1965. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраин Прикаспийской впадины по подсоловым отложениям.— Геотектоника, № 1.
- Аевров В. П., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Шлезингер А. Е.* 1969. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., «Недра».
- Аевров П. Я., Космачева Л. Г.* 1963. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актобинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Азизов Т. М., Власов В. И., Жаймин М. И., Дралов В. М., Нестеренко А. Д., Сакулина Г. В.* 1970. Средне- и верхнетриасовые отложения в Юго-Восточном Казахстане.— Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 4.
- Акрамходжаев А. М., Валиев А. А.* 1969. О мезозойских формациях Устюрта.— Узб. геол. ж., № 6.
- Алиев М. М., Генкина Р. З.* 1970. Новые данные к палеоботанической характеристике континентальных нижнемезозойских отложений хр. Кавак-Тау в Тянь-Шане.— В кн.: Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии. М., «Наука».
- Амантов В. А.* 1966. Тектоническое районирование Забайкалья и сопредельных территорий в свете новых данных.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР.
- Амурский Г. И., Варенцов М. И., Васильев В. Г.* 1970. О нефтегазоносности палеозоя Средней Азии.— Геол. нефти и газа, № 8.
- Амурский Г. И., Тиунов К. В., Хариков Б. С., Шлезингер А. Е.* 1968. Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М., «Наука».
- Арган Э.* 1935. Тектоника Азии. (Доклады на XII сессии Международного геологического конгресса в Брюсселе, 1922). М.— Л., ОНТИ.
- Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М.* 1958. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР.
- Архангельский Н. И., Валухин Г. И., Умова Л. А., Шагров В. П.* 1968. Тектоника мезозоя Восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. М., «Наука».
- Архипов В. С., Полканова Л. П.* 1966. О дислоцированности пермтриасовых отложений Устюрта.— Геотектоника, № 2.
- Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П., Муратов М. В., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Успенская Е. А.* 1970. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований.— Бюлл. МОИП отд. геол., т. 45, вып. 2.
- Афоничев Н. А.* 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балахашской геосинклинальной системы.— Сов. геол., № 3.
- Азмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А.* 1967. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Т. I. Западный Узбекистан. Ташкент, Изд-во «ФАН».
- Багдасарян Г. П., Лебединский В. И.* 1967. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 173, № 1.
- Багинская Е. Н., Брюсов Б. А., Бройтман А. Г., Гребнева И. Л.* 1967. Некоторые результаты сопоставления материалов геофизических исследований на западном и восточном берегах Каспийского моря.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Барабашев Е. В., Трущева Н. А.* 1966. Новые данные о мезозойских отложениях Агинского палеозойского поля.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР.
- Бахтеев М. К., Филагова Н. И.* 1969. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балахашской геосинклинальной системы.— Геотектоника, № 3.

- Башарин А. К., Шульдинер В. И.* 1970. Основные черты тектоники докембрия Северо-Американского континента.— Геол. и геофиз., № 8.
- Белицкий А. А., Пах Э. М.* 1960. Закономерности тектонического строения Кузнецкого бассейна.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Белкин В. И.* 1970. Юра, мел и палеоген Печорского угольного бассейна и прилегающих районов.— Автореф. канд. дисс. Пермск. гос. ун-та.
- Белоконь В. Г.* 1958. О закономерностях изменения мощности каменноугольных отложений юго-западной части Донбасса и их взаимосвязь с современной тектоникой.— Изв. Днепропетр. гор. ин-та, т. 35.
- Белоконь В. Г.* 1967. Взаимосвязь осадконакопления со складчатыми структурами Донецкого бассейна.— Геотектоника, № 1.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Москаковский А. А., Пожарский И. Ф., Херасков Н. Н.* 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 6.
- Белоусов В. В.* 1948. Общая геотектоника. М.— Л., Гостгеоиздат.
- Белоусов В. В.* 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Гостгеолтехиздат.
- Белоусов В. В.* 1962. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2, перер. М., Гостгеолтехиздат.
- Берзин Н. А.* 1970. Тектоника докембрия Южной Америки.— Геол. и геофиз., № 8.
- Берсенева С. В., Коробкин Л. М., Кукин Н. Я.* 1967. Глубинная структура западной части Южного Мангышлака по данным сейсморазведки.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Билалов Р. С., Камалетдинов М. А., Тагиров И. А., Шихмуратов В. К.* 1968. К оценке перспектив нефтегазоносности Магнитогорского синклинория на Южном Урале.— Геол. нефти и газа, № 7.
- Богданов А. А.* 1947а. Некоторые особенности тектоники палеозойских отложений Донецкого бассейна в связи с изучением строения его южных окраин.— В кн.: Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. М., Изд-ие МОИП.
- Богданов А. А.* 1947б. О герпинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы.— В кн.: Вопросы теоретической и практической геологии, сб. 4. М., Изд-ие МГРИ.
- Богданов А. А.* 1955. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. МГУ, серия физ.-мат. и естеств. наук, № 8.
- Богданов А. А.* 1958. О геологии Лангедока и Восточных Пиренеев.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 8.
- Богданов А. А.* 1965. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 2-я. Вариссийские складчатые системы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 6.
- Богданов А. А.* 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. МГУ, серия геол., № 1.
- Богданов А. А., Хаин В. Е.* 1968. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории земли в свете новых данных.— В кн.: Штилле Г. «Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли». М., «Мир».
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е.* 1963. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 3.
- Боголепов К. В.* 1967. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука».
- Боголепов К. В.* 1968. О двух типах орогенеза.— Геол. и геоф., № 8.
- Боголепов К. В.* 1969. Области повторного горообразования (дейтерогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геол. и геоф., № 12.
- Борзакровский Ю. А., Суетенко О. Д.* 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, № 5.
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Семенович В. В.* 1960. Очерки геологического строения и нефтегазоносность Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Борукаев Ч. Б.* 1970. Тектоника докембрия Австралии.— Геол. и геофиз., № 8.
- Борукаев Ч. Б.* 1971. К вопросу об орогенных формациях и «третьем типе структур».— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука».
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М.* 1969. Принципы тектонического районирования докембрия.— Геол. и геофиз., № 1.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М.* 1970. Общие принципы составления карты тектоники докембрия континентов в масштабе 1 : 15 000 000.— Геол. и геофиз., № 8.
- Бочкарев В. С.* 1964. О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий Восточного склона Урала и Зауралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Бочкарев В. С.* 1965. О верхнем палеозое Восточного склона Урала и Зауралья.— Сов. геол., № 1.

- Бочкарев В. С.* 1967а. Триасовые отложения Западно-Сибирской плиты.— Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 5. Тюмень.
- Бочкарев В. С.* 1967б. Юрские отложения Южного Зауралья.— Там же.
- Бочкарев В. С., Иванов К. П., Носаль В. И.* 1968а. К стратиграфии нижнемезозойских образований Восточного склона Урала и Зауралья.— В кн.: Триас межгорных впадин Урала. Сборник по вопросам стратиграфии, № 10. Свердловск.
- Бочкарев В. С., Куликов П. К., Погорелов Б. С.* 1968б. Стратиграфия досреднеюрских отложений.— Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 11. Тюмень.
- Бочкарев В. С., Тимофеев А. А.* 1970. Особенности строения и геологического развития некоторых впадин Азиатского материка.— Труды Тюменск. индустр. ин-та, вып. 11, геол., ч. 1.
- Боякова В. Д., Южневский В. В.* 1967. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Челябинского бурогоугольного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* 1966. Новые данные по геологии и нефтегазоносности юго-восточного обрамления Туранской плиты.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука».
- Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И.* 1970. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана.— Труды ВНИГНИ, вып. 80.
- Брежнев В. Д., Довжиков А. Е., Иванов Г. В.* 1970. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала.— Труды ВСЕГЕИ, т. 168.
- Брик М. И.* 1941. Мезозойская флора Камыш-Баши. Ташкент, Узгиз.
- Бубнов С. Н.* 1935. Геология Европы, т. 2. Внеальпийская Западная Европа, ч. 1. Каледониды и варисциды. Л.— М., Госгеолтехиздат.
- Будай Т. И., Кодым О., Магель М., Машка М., Магейка А., Свобода И., Зоубек В.* 1963. Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ.
- Булекбаев З. Е., Гарейский Р. Г., Дальян И. Б., Тасыбаев Б. С., Шлезингер А. Е.* 1969. Некоторые черты глубинного строения северо-западной окраины Туранской плиты.— В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, «Наука».
- Бунина М. В.* 1960. Итоги изучения бурогоугольных месторождений Тургайского прогиба и оценка их перспективы.— Труды КазИМС, вып. 2. Алма-Ата.
- Бунина М. В.* 1961. Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба.— Труды КазИМС, вып. 6, Алма-Ата.
- Бунина М. В.* 1969. Литология и фации нижнемезозойских угленосных отложений Тургайского прогиба.— Литол. и полез. ископ., № 3.
- Бунина М. В., Кузнецов Н. И.* 1961. К вопросу о липаритах туринской серии Тургайского прогиба.— Труды КазИМС, вып. 6. Алма-Ата.
- Бурк Х. Д. М., Ван-Эрде Л. А., Харсвелдт Х. М., Ван дер-Хейде С., Де Йонг Я. Д., Паннекук А. Й., Ван-Вортгейзен И. Х., Тер-Ве М. В., Загвийн В. Х., Зонневелд Ч. И. С.* 1959. Геология Нидерландов. М., ИЛ.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л.* 1971. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане.— Геотектоника, № 1.
- Буриштар М. С., Волонина Е. С., Гурова А. Д., Чернобров Б. С.* 1968. Тектоника и вулканический магматизм Прикумского района Восточного Предкавказья.— Сб. материалов науч.-техн. совета по глубокому бурению, вып. 11. М., «Недра».
- Буриштар М. С., Милешина А. Г.* 1970. Нефти триасовых отложений Восточного Предкавказья.— Геол. нефти и газа, № 10.
- Буриштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н.* 1969. Срединно-Предкавказский тафроген и его роль в формировании эпигерцинской платформы Предкавказья.— Сов. геол., № 4.
- Буриштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н.* 1971. Основные черты тектонического развития Предкавказья на заключительной стадии геосинклиального этапа.— Докл. АН СССР, т. 196, № 4.
- Бутурулинов Н. В., Скаржинский В. И.* 1970. О комплексах магматических пород и магматических формаций Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР, т. 193, № 2.
- Бутурулинов Н. В., Паюнов Б. С., Кобелев М. В., Карпов Г. Ф.* 1968. Девонские вулканогенные образования юго-западной окраины Донецкого бассейна.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разв., № 8.
- Буш В. А., Вонгаз Л. Б., Кравченко К. Н., Сардонников Н. М., Силицын Ф. Е.* 1970. Внутренние и внешние впадины Тянь-Шаня.— Геотектоника, № 6.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г.* 1971. О положении субсквентных эффузивов верхнего палеозоя Средней Европы.— Сов. геол., № 3.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г., Силицын Ф. Е.* 1971. О структурных взаимоотношениях орогенного и платформенного комплексов палеозойских платформ Средней Азии.— Докл. АН СССР, т. 197, № 3.
- Варенцов М. И., Ван Цин-Бо, Рябузин Г. Е., Левченко А. И.* 1962. О геологическом строении мезо-кайнозойских впадин Китая.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Василенко В. П., Миклаузо-Маклай А. Д.* 1964. Новые данные о верхнемеловых отложениях Усинско-Роговского междуречья.— В кн.: Геология нефти и газа Северо-Востока Европейской части СССР, вып. 1. М., «Недра».
- Васильев В. Г.* 1958. О методике определения возраста платформы.— Геол. нефти, № 3.

- Васильковский Н. П.* 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН Узб.ССР.
- Винюков В. Н.* 1963. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды ВНИГРИ, вып. 218.
- Войновский-Кригер К. Г.* 1963. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 2.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.* 1966а. Основные черты строения и развития Туранской плиты.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука».
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И.* 1966б. Тектоника Туранской плиты.— Труды ГИН АН СССР, вып. 165.
- Гарецкий Р. Г.* 1962. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар.— Труды ГИН АН СССР, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г.* 1972. Тектоника молодых платформ Евразии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 226.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Щербович С. Ф.* 1963. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения южного периклинального прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* 1971. Проблемы фундамента молодых платформ.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3.
- Гаркаленко И. А., Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Смелянская Т. В.* 1970а. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск — Константиновка — Саватово (западная часть Донбасса).— Геофиз. сб., № 37. Киев, «Наукова думка».
- Гаркаленко И. А., Никифорок Б. С., Бондаренко В. Г.* 1970б. К вопросу о стратификации горизонтов в Равнинном Крыму.— Геофиз. сб. № 34. Киев. «Наукова думка».
- Гафаров Р. А.* 1966. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, № 4.
- Геологический атлас Польши. Масштаб 1 : 2.000.000. 1968. Науч. ред. Е. Зноско. Варшава.
- Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника. 1968. М., «Недра».
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. Угольные бассейны и месторождения юга Европейской части СССР. 1963. М., Гостеолтехиздат.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 7. Кузнецкий, Горловский бассейны и другие угольные месторождения Западной Сибири. 1969. М., «Недра».
- Геология СССР, т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, ч. 1. Геологическое описание. 1963. М., Гостеолтехиздат.
- Геология СССР, т. VIII. Крым, ч. 1. Геологическое описание. 1969. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание. 1964. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область, ч. 1. Геологическое описание. 1966. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. 1970. М., «Недра».
- Геология СССР, т. XXXVI. Читинская область, ч. 1. Геологическое описание. 1961. М., Гостеолтехиздат.
- Геология СССР, т. XLIV. Западно-Сибирская низменность, ч. 1. Геологическое описание. 1964. М., «Недра».
- Голмонко Г. Б.* 1969. Геологическое строение юго-восточной части Мургабской впадины (по материалам сейсморазведки).— Сов. геол., 10.
- Головинский В. И.* 1967. Тектоника северного обрамления Черноморской мегавпадины в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. канд. дисс. М., ВНИГРИ.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бугуралинов Н. В., Стремковский А. М., Юрченко В. Ф.* 1968. Проявление щелочноультраосновного — щелочного базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Горский В. П.* 1960а. О возрасте складчатости западного склона Приполярного Урала и Печорской депрессии.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 39.
- Горский В. П.* 1960б. Триасовые отложения северной части Предуралья прогиба.— Труды ВНИГРИ, вып. 21.
- Горский В. П.* 1962. Закономерности размещения палеозойских геологических формаций в Предуральском прогибе.— Труды ВСЕГЕИ, т. 86.
- Горский И. И.* 1963. Нижнемезозойские тектонические движения Казахстана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 20.
- Горский И. И., Леоненко Н. И.* 1958. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского пролива.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 8.
- Грецкая Т. А., Моссаковский А. А.* 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

- Дедеев В. А. 1970. Сравнительный анализ тектоники фундамента молодых платформ (на примере Европейской части СССР, Западной Сибири и Средней Азии). Автореф. докт. дисс. МГУ.
- Дедеев В. А., Султанаев А. А. 1971. Особенности геотектонического развития Предуральского краевого прогиба.— Геотектоника, № 3.
- Дерзунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. 1971. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса.— В кн.: Проблема геотектонической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Димаков А. И. 1968. Строение земной коры в районе Мангышлака.— Сов. геол., № 11.
- Добровольская Т. И. 1967. Мезозойские конгломераты восточной и центральной частей Горного Крыма и их значение для палеогеографии.— Автореф. канд. дисс. Львов. ун-т.
- Добрускина И. А. 1965. О возрасте континентальных отложений нижнего течения рек Шилки и Аргунь.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 6.
- Добрускина И. А. 1970. Возраст мадыгенской свиты в связи с границей перми и триаса в Средней Азии.— Сов. геол., № 12.
- Доленко Г. И., Копач И. П., Павлюк М. И., Парылюк А. И. 1970. О переходном (парагеосинклинальном) этапе развития крымской части Скифской плиты.— Геол. ж. АН УССР, № 4.
- Доржиев В. С. 1970. О соотношении юрских и меловых впадин Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 192, № 4.
- Дубинский А. Я. 1956. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 14.
- Дубинский А. Я. 1959. Об унаследованных структурах восточного Донбасса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Егунов С. В. 1966. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. М., «Наука».
- Елизаров Ю. З., Забродин В. Е. 1970. Основные структурные элементы и формации докембрия Западной Африки.— Геол. и геофиз., № 8.
- Жабров И. П. 1965. Заключительные стадии развития геосинклиналей и переход к платформенному этапу.— В кн.: Особенности геологического строения и нефтегазоносности Предкавказья и сопредельных районов. М., «Наука».
- Жаймин М. И., Синицын Ф. Е., Сардонников Н. М., Соколова Е. А., Радюшкина Т. Т., Сакулина Г. В. 1968. Триасовые и юрские отложения Южного Казахстана и прилегающих районов.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана. Алма-Ата, «Казахстан».
- Жинько М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
- Журавлев В. С. 1969. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Журавлева З. А., Крылов И. Н., Постельников Е. С. 1969. О стратиграфии и органических остатках дашкинской свиты осланской серии (верхний докембрий Енисейского края).— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо О., Лхасурен Б. 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.
- Заузолков В. Ф. 1970. История Кузнецкой впадины в триасовом периоде.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разв., № 12.
- Зоненшайн Л. П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Автореф. докт. дисс. МГУ.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, № 4.
- Зорин Ю. А., Барабашев Е. В., Менакер Г. И., Чабан Н. Н. 1967. О мезозойской тектонике Забайкалья.— В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья, вып. 3. Чита, Изд-во Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР.
- Иванов К. П. 1966. Триасовая трашповая формация Урала.— В кн.: Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, ч. III. Свердловск.
- История верхнемезозойского угленакопления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. 1963.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 18.
- История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане, ч. I. 1961.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 12.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. 1969. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 2.
- Камалетдинов М. А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, № 1.
- Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. 1970. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 4.
- Карта докембрийской тектоники Сибири. Под ред. Ю. А. Косыгина. М-6 1 : 5 000 000. 1962. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР.
- Кац Я. Г., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А. 1970. Общие черты развития осадочного

- чехла Индостанской и Африкано-Аравийской платформ.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разв., № 10.
- Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н.* 1968. Палеотектоника докембрия СССР.— В кн.: Международной геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4. Геология докембрия. Л., «Наука».
- Келлер Б. М., Семизатов М. А., Чумаков Н. М.* 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Красноярское книжное изд-во.
- Кинг Ф. Б.* 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ.
- Кириченко Л. П.* 1970. К вопросу о комагматичности основных эффузивов и пироксенитов Юго-Западного Донбасса.— Докл. АН СССР, т. 190, № 4.
- Клейман Г. П.* 1960. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хребта Саур.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 38.
- Клейман Г. П.* 1964. Основные черты тектоники хребтов Саур, Манрак и Восточный Тарбагатай.— Труды ВСЕГЕИ, т. 111.
- Климов П. И.* 1935. Дизъюнктивные мулды восточной части междуречья Урала и Илека.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 13, вып. 2.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г.* 1970. Формационный анализ при определении времени завершения байкальской складчатости на юге Сибири.— Геотектоника, № 4.
- Клигин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* 1970. Байкалиды юго-востока Сибири.— Труды ГИН АН СССР, вып. 249.
- Клигин К. А., Постельников Е. С.* 1966. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири.— Геотектоника, № 6.
- Кнауф В. И.* 1966. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы.— В кн.: Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во «Илим».
- Князев В. С.* 1969. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития). В связи с проблемой нефтегазоносности.— Автореф. докт. дисс. М., МИНХ и ГП.
- Князев В. С., Кононова И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А.* 1963. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермотриаса.— В кн.: Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия. М., Гостоптехиздат.
- Князев В. С., Мавыев Н. Ч., Флоренский П. В.* 1971а. Пермская вулканогенно-молассальная формация Туркмении.— Докл. АН СССР, т. 196, № 1.
- Князев В. С., Мавыев Н. Ч., Флоренский П. В.* 1971б. Плотности пермотриасовых пород Туранской плиты как один из критериев ее тектонического районирования.— Докл. АН СССР, т. 196, № 4.
- Князев В. С., Соловьева М. Н., Флоренский П. В., Чарыгин А. М.* 1969. Верхнепалеозойские неметаморфизованные отложения Северо-Восточной Туркмении.— Труды МИНХ и ГП, вып. 83.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А., Мавыев Н. Ч., Искандеров Д. Б.* 1971. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3.
- Князев В. С., Чарыгин А. М.* 1970. Промежуточный этап в истории развития рельефа складчатого фундамента Туранской плиты.— Геол. нефти и газа, № 2.
- Князев В. С., Шнип О. А.* 1970. Магматические породы фундамента Туранской плиты.— Сов. геол., № 5.
- Ковалевский С. А.* 1964. Срединный глубинный разлом Крымского полуострова.— Докл. АН СССР, т. 162, № 4.
- Козеренко В. Н.* 1969. Главнейшие черты геологического строения и особенности эндогенной металлогении активизированных областей земной коры.— Геол. сборник, № 12. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Колчанов В. П.* 1969. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
- Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я.* 1970. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша (Афганистан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 6.
- Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я., Пашков Б. Р.* 1971. Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша.— Сов. геол., № 3.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М.* 1964. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».
- Коптева В. В.* 1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан).— Труды Лабор. палеовулканол. КазИМС, вып. 8, Алма-Ата.
- Копытова Э. А.* 1963. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы триасовых отложений бассейна р. Илек (Актюбинское Приуралье). Труды ВНИГНИ, вып. 37.
- Коробкин Л. М.* 1971. Геологическое строение Южного Мангышлака и Южного Устюрта по результатам сейсмических исследований КМПВ в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности.— Автореф. канд. дисс. М., ИГИРГИ.

- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.* 1960. О принципах выделения древних платформ и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 1.
- Кошкин В. Я.* 1964. Стрoение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье.— Труды Лабор. палеовулканол. КазИМС, вып. 3. Алма-Ата.
- Крылов Н. А.* 1968. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ.— Автореф. докт. дисс. М., ИГИРГИ.
- Крылов Н. А.* 1970. Формационные ряды чехлы молодых платформ.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ (Предкавказье, Средняя Азия и другие районы). М., «Наука».
- Крылов Н. А.* 1971. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука».
- Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И.* 1964. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Крылов С. В., Крылова А. Л., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р.* 1968. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., № 4.
- Крылов Н. А., Летавин А. И.* 1966а. К вопросу об орогенном этапе развития палеозой (по поводу статьи А. А. Моссаковского).— Геотектоника, № 2.
- Крылов Н. А., Летавин А. И.* 1966б. Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинских платформ юга СССР. М., «Наука».
- Ксенжкевич М., Самсонович Ян., Рюле Э.* 1968. Очерк геологии Польши. М., «Недра».
- Кузнецов И. И., Кочуров Н. А.* 1970. О роли разломов в образовании и размещении верхнепалеозойских конгломератов Мугоджар.— Геотектоника, № 3.
- Кузнецов Ю. А.* 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10.
- Кулаков В. В.* 1968. Тектоника и история развития Западного Афганистана и прилегающих территорий.— Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.
- Кулаков В. В.* 1970. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий.— Геотектоника, № 1.
- Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я.* 1969а. Геологическое строение бассейна р. Рудикарх в Афганистане.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разв., № 9.
- Кулаков В. В., Колчанов В. П., Михайлов К. Я.* 1969б. О стратиграфии триасовых отложений Северо-Западного Афганистана.— Изв. высших учебных завед., геол. и разв., № 7.
- Куликов П. К.* 1969. Фундамент Приуральской окраины Западно-Сибирского бассейна.— Сов. геол., № 2.
- Кумпан А. С.* 1966. Верхний палеозой Восточного Казахстана (Центральный и Южный Казахстан, Калба, Алтай). Л., «Недра».
- Кунин Н. Я.* 1968. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессии по геофизическим данным. М., «Недра».
- Кунин Н. Я.* 1969. Новые данные о строении северо-востока Туранской плиты.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., «Недра».
- Кунин Н. Я.* 1971. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследовании нефтегазоносных территорий.— Автореф. докт. дисс. М., ВНИГНИ.
- Кунин Н. Я., Сапожников Р. Б.* 1969. Строение поверхности фундамента Северо-Западного Приаралья.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 9.
- Кутиков М. М.* 1969. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, Изд-во «Донши».
- Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Б.* 1964. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Лапкин И. Ю.* 1970. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне.— Докл. АН СССР, т. 193, № 3.
- Лебединский В. И., Шалимов А. И.* 1967. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма.— Сов. геол., № 2.
- Левенко А. И.* 1966. Об открытии нижнепермской флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба.— Докл. АН СССР, т. 169, № 2.
- Левенштейн М. Л.* 1959. К вопросу о структуре юго-западной окраины Донецкого бассейна (анализ изменения мощности каменноугольных отложений).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Леонов Ю. Г.* 1970. Соотношение Памиро-Каракурумских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 4.
- Летавин А. И., Крылов Н. А.* 1959. О переходном комплексе Предкавказья.— Докл. АН СССР, т. 125, № 4.

- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С. 1961. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов.— Труды ВСЕГЕИ, т. 46, вып. 2.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С., Макарова З. А., Синчугова Т. А. 1963. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов.— Труды ВСЕГЕИ, т. 105, вып. 15.
- Любалин В. Д., Симонов Ю. И., Хомич В. Г., Чеслов С. В. 1970. Основные черты геологического строения БалеЙского грабена.— Сов. геол., № 5.
- Маврин К. А., Горяинов В. А. 1970. Характеристика структурных планов допалеозойских, палеозойских и мезозойско-кайнозойских образований Оренбургского Приуралья.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 7, ч. 1: Палеозой и мезозой. Саратов, Изд-во СГУ.
- Мавыев Н. 1970. Пермские и триасовые отложения Туркмении (петрография, формационный анализ, условия образования в связи с проблемой нефтегазоносности).— Автореф. канд. дисс. М., МИНХ и ГП.
- Мавыев Н., Кубасов И. М. 1970. Пермо-триасовые отложения Джамала.— Изв. АН Туркм.ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
- Мазина Е. А., Райхлин А. И. 1965. Нижнемезозойский вулканогенный комплекс Тургайского прогиба.— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука».
- Макарычев Г. И. 1970. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы.— Геотектоника, № 4.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. 1971. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Матвеев А. К. 1966. Угольные месторождения зарубежных стран. М., «Недра».
- Матвеевская А. Л. 1969. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 53. Новосибирск.
- Международная тектоническая карта Европы. М-б 1 : 2 500 000. 1964. М., «Наука» — «Недра».
- Мелкановицкий И. М., Орловский А. С., Синельников В. Я., Киришин А. В. 1969. Особенности глубинного геологического строения Ферганской впадины и ее горного обрамления.— Геотектоника, № 5.
- Милановский Е. Е. 1969. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе юго-западной Евразии.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Милигеева А. И. 1969. Петрохимия и особенности дифференциации интрузивных траппов Тюменского района.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Милигеева А. И. 1971. Об эффузивных траппах Тюменского района.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Мирзад С. Х., Колчанов В. П., Манучарянц О. А. 1968. Афганистан (краткие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых).— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 1.
- Мирчинк Г. Ф. 1940. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 18, вып. 3—4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1962. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю.— Докл. АН СССР, т. 146, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1963. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат.
- Мирчинк М. Ф., Амурский Г. И., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1970. О возрасте платформ и содержании понятия «молодые платформы».— Докл. АН СССР, т. 191, № 6.
- Мобус Г. 1966. Обзор геолого-тектонических особенностей строения Центральной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Моисеев А. С. 1937. О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 66, вып. 1.
- Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.
- Моссаковский А. А. 1969. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Моссаковский А. А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, № 4.
- Моссаковский А. А. 1972. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, № 1.
- Мстиславский М. М., Муравьев В. И., Свешиников А. С. 1966. О верхнетриасовых туфах Горного Мангышлака.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Муратов М. В. 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолгиздат.

- Мурагов М. В.* 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Мурагов М. В.* 1967. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 10.
- Мурагов М. В.* 1969. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Мурагов М. В.* 1971а. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Мурагов М. В.* 1971б. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Мурагов М. В., Хаин В. Е.* 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».
- Мурзагалиев Д., Туремуратов Ж.* 1969. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Устюртского прогиба на примере Арстановской структуры.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 7.
- Мушников А. Ф.* 1968. О тектонике Восточного Забайкалья.— Труды Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы, т. 39, вып. 2.
- Нагибина М. С.* 1963а. Впадины и прогибы Восточно-Азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Нагибина М. С.* 1963б. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 79.
- Нагибина М. С.* 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и рививацией.— Геотектоника, № 4.
- Нагибина М. С.* 1969. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., ВИНТИ.
- Нагибина М. С.* 1970. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5.
- Накаярков В. Д.* 1961. Строение домезозойского фундамента Приенисейской полосы Западно-Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 3.
- Наливкин В. Д.* 1949. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылевской депрессии.— Труды ВНИГРИ, вып. 46.
- Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В.* 1965. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит.— Труды ВНИГРИ, вып. 236.
- Нестеренко Л. П.* 1961. Пермские отложения Донецкого бассейна.— Автореф. докт. дисс. Л., ВНИГРИ.
- Нестеренко Л. П., Левенштейн М. Л.* 1953. О верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна в связи с вопросом о времени проявления основной фазы донецкого горообразования.— Докл. АН СССР, т. 93, № 6.
- Новикова А. С.* 1961. Особенности тектоники Большого Донбасса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 4.
- Новикова А. С.* 1968а. К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2. Вулканизм и тектоника. М., «Наука».
- Новикова А. С.* 1968б. Тектоника магматогенных структур Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- О деятельности геологических секций Московского общества испытателей природы. Геологическая секция. Хроника. 1971.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 3.
- Обуэн Ж.* 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир».
- Одеков О. А., Мурадов Ч., Юшанов А.* 1971. Распределение магнитоактивных тел и их геологическая интерпретация для территории юга Туркмении.— Изв. АН Туркм.ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
- Окунева Т. М.* 1966. О корреляции триасовых морских отложений Забайкалья и сопоставлении их с другими регионами Монголо-Охотского складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, Изд-во Забайкальск. фил. Геогр. об-ва СССР.
- Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этапах и ярусах. 1968. М., «Наука».
- Очилов Ц. О.* 1969. Основные особенности и типы мезозойских структур Бурятии и сопредельных территорий.— Геотектоника, № 1.
- Павловский Е. В.* 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В.* 1960. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Павловский Е. В.* 1964. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука».

- Павловский Е. В.* 1965. Новое о тектонике Пиренеев.— *Геотектоника*, № 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о обратимости развития земной коры).— *Труды ГИН АН СССР*, вып. 93.
- Палей И. П.* 1965. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— *Геотектоника*, № 4.
- Палей И. П.* 1971. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита.— В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М., «Наука».
- Папрот Е., Тайхмюллер Р.* 1959. Развитие Субварисийского краевого прогиба Северо-Западной Германии.— *Сов. геол.*, № 11.
- Парфенов Л. М.* 1970. Тектоника докембрия Евразии.— *Геол. и геофиз.*, № 8.
- Пейве А. В.* 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— *Изв. АН СССР*, серия геол., № 5.
- Пейве А. В.* 1967. Разломы и тектонические движения.— *Геотектоника*, № 5.
- Пейве А. В.* 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, № 4.
- Пейве А. В., Синицын В. М.* 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— *Изв. АН СССР*, серия геол., № 4.
- Перфильев А. С.* 1968. Особенности тектоники Севера Урала.— *Труды ГИН АН СССР*, вып. 182.
- Петрушевский Б. А.* 1955. Урало-Сибирская платформа и Тянь-Шань. (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., Изд-во АН СССР.
- Позорелов Б. С.* 1966. О возрасте кайнотипных эффузивов Западной Сибири.— *Докл. АН СССР*, т. 169, № 4.
- Полетаев Б. Д., Роненберг В. Н., Яцук В. И.* 1968. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба.— *Геотектоника*, № 5.
- Попов В. С.* 1964. Закономерности формирования унаследованных структур Большого Донбасса.— В кн.: *Строение и развитие земной коры*. М., «Наука».
- Портнягин Э. А.* 1963. Стратиграфия и тектоника юрских отложений западной части Верхнего Приамурья (низовья р.р. Шилки, Аргуня и истоки Амура).— Автореф. канд. дисс. Львов, Львовск. Госуд. Ун-т.
- Поршняков Г. С.* 1960. Типы разрывов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта.— В кн.: *Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня*. М., Госгеолтехиздат.
- Пучков В. Н.* 1970. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Пуцаровский Ю. М.* 1947. Девонские отложения южной окраины Донецкого бассейна.— В кн.: *Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна*. М., Изд-во МОИП.
- Пуцаровский Ю. М.* 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— *Труды ГИН АН СССР*, вып. 28.
- Пуцаровский Ю. М.* 1969. Резонансно-тектонические структуры.— *Геотектоника*, № 1.
- Пуцаровский Ю. М.* 1971. Тектонические карты: обобщения опыта составления.— В кн.: *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М., «Наука».
- Пятков К. К., Пяновская И. А.* 1961. О проявлении раннемезозойской складчатости в Центральных Кызылкумах.— *Труды Главгеол. Узб.ССР*, сб. 1. Ташкент.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К.* 1963. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов.— *Труды Главн. упр. геол. и охраны недр при СМ УзбССР*, вып. 1. Ташкент.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К.* 1967. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, «Фан».
- Резвой Д. П.* 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Роджерс Дж.* 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей.— *Геотектоника*, № 3.
- Розанов Н. М.* 1969. Верхнепермские, триасовые и юрские отложения Ферганы.— *Труды ВНИГНИ*, вып. 66.
- Розанов Н. М., Буш В. А., Васильчиков М. В., Дидура В. И., Егоров В. Л., Шмелев И. А., Широков В. Я.* 1970. Вопросы геологического строения Таджикистана, вып. 6. Геология нефтегазоносных бассейнов Таджикистана и смежных территорий, кн. 2. Геология и нефтегазоносность Ферганской впадины. Душанбе, Изд-во «Дониш».
- Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Максимов Е. М., Тимофеев А. А.* 1970. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты.— *Труды Зап. Сиб. НИГНИ*, вып. 28, Тюмень.
- Рухин Л. Б.* 1953. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат.
- Самодуров В. И.* 1957. Тектоника северо-восточного Приаралья.— *Бюлл. МОИП*, отд. геол., т. 32, вып. 4.
- Сапожников Р. Б.* 1970. Тектоника юго-восточного склона Русской плиты, Северо-Западного Приаралья и Северного Устья по результатам геофизических исслед-

- дований и направление поисково-разведочных работ на нефть и газ.— Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Семеркин В. И. 1971. Тектоническое строение Кузнецкого прогиба по геолого-геофизическим данным.— Геотектоника, № 3.
- Сенченко Г. С., Барыкин М. В. 1966. Соотношение складчатых и разрывных нарушений в Башкирской части Предуральяского краевого прогиба.— В кн.: Сопещение по проблеме «Прогибы». Л., «Недра».
- Сигов А. П. 1969. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра».
- Сикстель Т. А. 1958. О триасовых отложениях Южной Ферганы (Камыш-Баши).— Труды Средаз. ун-та, вып. 125. Ташкент.
- Сикстель Т. А. 1960а. К характеристике верхнетриасовых континентальных отложений Средней Азии.— Труды Узб. геол. упр., сб. 1.
- Сикстель Т. А. 1960б. О наличии континентальных отложений верхней перми в Южной Фергане.— Там же.
- Сикстель Т. А. 1960в. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии.— Труды Таш. ун-та, нов. серия, вып. 176, геол. науки, кн. 13.
- Сикстель Т. А., Яснович Б. В. 1960. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта.— Труды Узб. геол. упр., сб. 1.
- Сикстель Т. А., Яснович Б. В. 1962. О мезозойском вулканизме в Средней Азии.— Труды Главгеол. Узб.ССР, сб. 2.
- Силина Е. Н., Курбежкова А. Н. 1962. Пермские отложения на восточном склоне Урала.— Докл. АН СССР, т. 146, № 4.
- Синицын Н. М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во ЛГУ.
- Славин В. И. 1968. Ранний мезозойский этап развития альпийской геосинклинали юга СССР.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».
- Славин В. И. 1970. Триасовые отложения Северного Афганистана.— Изв. высших учебных завед., геол. и разв., № 10.
- Славин В. И., Мирзэд С. Х. 1969. Тектоническое районирование Афганистана.— Сов. геол., № 4.
- Снегирева О. В. 1967. Стратиграфия, литология, фации среднеюрских отложений Крыма и перспективы их нефтегазоносности.— Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.
- Соболевская В. Н. 1962. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— В кн.: Тезисы докладов Сопещения по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР.
- Соболевская В. Н. 1963. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Соболевская В. Н. 1965. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука».
- Соколов В. А. 1970. Ятулий Карелии и смежных районов (геология, литология, палеогеография).— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Соловьев В. А. 1968. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука».
- Соловьева М. Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии.— Труды ГИН АН СССР, вып. 76.
- Соловьева М. Н., Разаалев А. В., Прогасевич Л. Т. 1965. К истории заключительных этапов развития Тянь-Шаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Софроницкий П. А., Шершнев К. С., Грайфер Б. И., Никулин А. В., Шаронов Л. В., Хурсик В. З., Зуева Р. А. 1966. История формирования верхнепалеозойского Предуральяского прогиба в Среднем Прикамье.— В кн.: Сопещение по проблеме «Прогибы». Л., «Недра».
- Стратиграфия СССР. Пермская система. 1966. М., «Недра».
- Суворов А. И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 179.
- Суворов А. И. 1971. К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. 1967. Строение доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.— Труды СНИИГГиМС, серия нефт. геол., вып. 65. Новосибирск.
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. 1968. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5). М., «Наука».
- Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. 1969. Строение промежуточного структурного яруса Западно-Сибирской плиты.— Сов. геол., № 5.
- Тальвирский Д. Б. 1957. Сейсмогеологическая характеристика пород II структурного этажа в западной части Западно-Сибирской низменности.— Разв. и промысл. геофиз., вып. 19.
- Тальвирский Д. Б. 1959. Сейсморазведка фундамента в южной части Тобольской зоны Западно-Сибирской низменности.— Прикл. геофиз., вып. 22.

- Тарбаев Б. И., Туманов В. В. 1971. Новые данные по тектонике гряды Чернышева.— Геотектоника, № 3.
- Твердохлебов В. П. 1967. Стратиграфия среднего и верхнего триаса Приуралья.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья, вып. 4, ч. 1. Саратов, Изд-во СГУ.
- Твердохлебов В. П. 1971. О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на Южном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М-б 1: 5 000 000. 1966. М., «Наука».
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1: 2 500 000. 1964. М., «Наука» — «Недра».
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1: 5 000 000. 1966. М., Изд-во ГУГК.
- Тектоническая карта СССР. Для высших учебных заведений. Масштаб 1: 4 000 000. Сост. под ред. Н. С. Шатского. 1953. М., Изд-во ГУГК.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1: 5 000 000. Под общ. ред. Н. С. Шатского. 1956. М., Госгеолтехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1: 5 000 000. Объяснительная записка. 1957. М., Госгеолтехиздат.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земли. Масштаб 1: 10 000 000. 1970. М., Изд-во ГУГК.
- Тимонин Н. И. 1971. Тектоника гряды Чернышева. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Тимофеев А. А. 1970. О понятии «платформа» и переходном этапе в развитии платформенных областей.— Труды Тюменск. индустр. ин-та, вып. 11, геол., (ч. 1).
- Тихонов В. И. 1948. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейне рек Кара-Кульджи, Ясы и Кугарта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 23, вып. 6.
- Трифонов В. Г. 1967. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 175.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. 1970. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра».
- Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Тузев И. К. 1966. Переходные этапы древних платформ на территории СССР.— Сов. геол., № 1.
- Тузев И. К., Ковалевский Г. Л. 1961. Строение второго структурного этажа Ишим-Иртышского междуречья в свете геофизических данных.— Геол. и геофиз., № 4.
- Тузев И. К., Ковалевский Г. Л., Фролов В. Х. 1967. Строение второго структурного этажа Среднего Прииртышья.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, «Наука».
- Тужикова В. И. 1967. Новые данные о времени и характере проявления молодого вулканизма в Полярном Предуралье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, вып. 2.
- Туманов П. А. 1969. Тектоника и нефтегазоносность северной части Предуральского прогиба. М., «Наука».
- Угольные бассейны Великобритании. 1960. М., ИЛ.
- Успенская Е. А. 1967. Стратиграфия верхней юры Горного Крыма.— Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.
- Устрицкий В. И. 1958. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое.— Труды НИИГА, вып. 80.
- Федоровский В. С. 1968. Объем и границы меденосной удоканской серии докембрия Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. 1968. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, № 4.
- Федотова Г. А. 1970а. Глубинное геологическое строение Северного Устюрта по геофизическим данным.— Автореф. канд. дисс. М., МИНХ и ГП.
- Федотова Г. А. 1970б. О структуре и перспективах нефтегазоносности пермо-триасовых отложений Северного Устюрта.— Геол. нефти и газа, № 2.
- Филатов О. М. 1961. Морфология и условия развития структурных форм в юго-восточном Крыму.— Сов. геол., № 2.
- Филиппова И. Б. 1969а. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое (Центральная Монголия).— Сов. геол., № 6.
- Филиппова И. Б. 1969б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия).— Геотектоника, № 5.
- Флоренский П. В. 1964. О верхнетриасовых туфах Мангышлака.— Докл. АН СССР, т. 124, № 1.
- Флоренсов Н. А. 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Фотинян Э. 1967. Новые данные о строении промежуточного (II структурного) яруса Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, т. 174, № 4.
- Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. 1970. М., «Недра».

- Хаин В. Е. 1954. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Хаин В. Е. 1965. Возрожденные (эпиπλαформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геол., № 7.
- Хаин В. Е. 1970а. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершённой складчатости.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, вып. 2.
- Хаин В. Е. 1970б. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, № 3.
- Хасанов Ф. Ш. 1969. Разрывные нарушения в краевых прогибах.— В кн.: Жизнь земли. М., Изд-во МГУ.
- Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 37.
- Херасков Н. П. 1948. Принципы составления тектонических карт на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Херасков Н. П. 1965. Тектоника и формации. Обобщающий доклад по опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., ГИН АН СССР.
- Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формации.— Избранные труды. М., «Наука».
- Хоментовский А. С. 1950. Схема развития краевых прогибов (предгорных впадин) и особенности структуры Южно-Уральского бурогоугольного бассейна.— В кн.: Геолого-исследовательские работы. М., Углетехиздат.
- Черняк Н. И. 1965. Причерноморская впадина в меловое, палеогеновое и неогеновое время.— В кн.: Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений, т. 2. Киев.
- Чернышевский А. Г. 1966. Элювий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия).— Труды ГИН АН СССР, вып. 145.
- Чехов А. Д. 1969. Сравнительная характеристика Ольдойского и Иньяли-Дебинского прогибов.— В кн.: Мезозойский тектогенез. (Тезисы докладов VII сессии научно-го совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магада.
- Чочиа Н. Г. 1955. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Труды ВНИГНИ, вып. 91.
- Шаблинская Н. В. 1959а. Второй структурно-тектонический этаж в районе Березовского газового месторождения на р. Оби.— Труды ВНИГРИ, вып. 131, № 4.
- Шаблинская Н. В. 1959б. Тектоническое строение второго структурного этажа Вагай-Ишимского междуречья по сейсмическим данным.— Труды ВНИГРИ, вып. 131, № 4.
- Шалабаев С. А., Мухамедиев И. 1968. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Илийской впадины.— В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности впадин Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во «Казахстан».
- Шатский Н. С. 1924. О тектонике северной части Донецкого бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 2, вып. 3.
- Шатский Н. С. 1945. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во МОИП.
- Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 1955. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Шатский Н. С. 1964. О прогибах донецкого типа.— Избранные труды, т. 2. М., «Наука».
- Шатский Н. С. 1965. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избранные труды, т. 3. М., «Наука».
- Шахов Р. А., Жаймин М. И. 1969. Новые данные о киммерийских эффузивах Алокольского района.— Изв. АН КазССР, серия геол., 4.
- Широков А. З. 1955. О происхождении Донбасса.— Изв. Днепронетр. горн. ин-та, т. 23.
- Широков А. З. 1958. Формы складчатых и разрывных дислокаций Донбасса.— Изв. Днепронетр. горн. ин-та, т. 35.
- Шлезингер А. Е. 1965. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды ГИН АН СССР, вып. 132.
- Шлезингер А. Е. 1968. Структура Добруджи и Придобруджского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 2.
- Шлезингер А. Е. 1969. Возрожденные верхнепалеозойские, триасовые и юрские геосинклинальные прогибы области герцинской складчатости Западного Предкавказья.

- казья и центральной части Большого Кавказа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, вып. 5.
- Шлезингер А. Е.* 1970. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Шлезингер А. Е.* 1971а. Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Шлезингер А. Е.* 1971б. Общие принципы выделения фундамента и чехла и соотношение с ними «переходных» структурных ярусов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 46, вып. 2.
- Шлезингер А. Е.* 1971в. Сравнительно-тектонический анализ Восточно-Ферганского прогиба и грабена Большого Каратау.— Геотектоника, № 1.
- Шлезингер А. Е.* 1972. Положение Горного Крыма в общей структуре Европейской части СССР.— В кн.: Методика и результаты геолого-геофизических исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука».
- Штилле Г.* 1964а. Варисцидское складчатое основание Центральной Европы на общеевропейском фоне структур фундамента. Избранные труды. М., «Мир».
- Штилле Г.* 1964б. К экологии киммерийской складчатости. Избранные труды. М., «Мир».
- Штрейс Н. А.* 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 9. Гондвана. М., «Наука».
- Штрейс Н. А.* 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука».
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Шувалов В. Ф.* 1970. Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Шульц С. С.* 1964. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука».
- Юфрев Ю. К., Гаврилов В. П., Дмитриев Л. П., Рабинович А. А., Петросян А. С.* 1969. Новые данные о геологии и нефтегазоносности триасовых отложений Южного Мангышлака.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 11.
- Янов Э. Н.* 1969. О некоторых тектонических структурах подвижных поясов.— Геотектоника, № 8.
- Яншин А. Л.* 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л.* 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноамбенского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5.
- Яншин А. Л.* 1962а. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления. М., Гостоптехиздат.
- Яншин А. Л.* 1962б. Основные черты тектонического строения и развития Евразии.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л.* 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.
- Ярошенко Н. В.* 1965. Перерыв в осадконакоплении в намюрском веке на территории Западного Донбасса.— Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 46.
- Язминович В. Л.* 1957. О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 1. Уфа.
- Augustyniak K.* 1970. Atlas Geologiczny dolnosląskiego zagłebia węgłowego, Cześć II. Warszawa.
- Augustyniak K., Grocholski A.* 1968. Geological structure and outline of the development of the intra-sudetic depression.— Biul. Inst. geol., N 227. Warszawa.
- Basement map of North America. Scale 1 : 5.000.000. Washington, 1967.
- Basement rock map of the United States. Scale 1 : 2.500.000, Washington, 1968.
- Becker H., Kneuper G., Schall A.* 1968. Zur Paläomorphologie im Jungvariszikum des Saarlandes.— Geol. Rundschau, Bd. 58, N 1.
- Brower A., Ginkel A. C.* 1964. La succession carbonifère dans la partie méridionale des montagnes cantabriques (Espagne du Nord-Ouest).— In: Comptes rendus 5-e Congrès International de stratigraphie et géologie du carbonifère, t. 1. Paris.
- Bukowy S.* 1964. Nome poglady na budowe polnocno-wschadniego obrzeznia Gornoslaskiego zagłebia Węglowego.— Biul. Inst. geol., N 184, Warszawa.

- Carle W.* 1955. Bau und Entwicklung der Südwestdeutschen Gro scholle.— Geol. Jahrb., Beiheft 16.
- Carte Geologique de la France* 4-me edition. Echelle: 1a 10000000. 1955. Paris.
- Costa J. C.* 1952. Tectonique de Portugal.— In: Report of the eighteenth session Great Britain, Part 13. London, 1948.
- Crustal structure im Western Germany.— Z. Geophys. Bd. 30, H. 5. 1964.
- Daber D.* 1963. Palaobotanische Hinweise auf eine paralisch beeinflu te Oberkarbon-Senke im tieferen Untergrund Nordostdeutschlands.— Geologie, Jg. 18.
- Deubel F.* 1959—1960. Das Untere Perm in Thüringen und angrenzende n Gebiete.— Wiss. Z. Friedrich — Schiller Univ., Math.— naturwiss. Reihe, Bd. 9, H. 3, Jena.
- Deitrich M.* 1965. Fazies und Palaogeographie des unterperms und der unteren Glieder der Werra-Serie im Werra-Fulda-Becken.— Geologie, Jg. 14, H. 4.
- Fabian H. J.* 1963. Das Jungpaläozoikum zwischen Diepholz und Twistingen (Konzession Riddenrade) und seine Erdgasföhrung.— Erdöl. Z., Bd. 79.
- Fairbairn H. W., Hurby P. M., Card K. D., Knight C. J.* 1969. Correlation of radiometric ages of Wipissing diabase and Huronian metasediments with Proterozoic orogenic events in Ontario.— Canad. Journ. Earth Sci., vol. 6, N 3.
- Falke H.* 1959. Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar — Nahe — Rotliegenden.— Geol. Rundschau, Bd. 48.
- Falke H.* 1964. Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar Nahegebiet.— Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol., Bd. 46.
- Falke H.* 1965. Zur Frage Ausdehnung und faziellen Entwicklung des Saarkarbon nach Nordosten.— Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. 117, Teil 1.
- Geological map of Great Britain, Sc. 1 : 630 000. Sheet 281, 1965, London.
- Geologische Karte des Deutschen Reiches, M. 1 : 25000, N 5262, 3072. 1940. Berlin.
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland, M. 1 : 2000.000, N 132. Berlin, 1935.
- Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 1. Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. Berlin, Akademie-Verlag, 1968.
- Hedebaut Cl.* 1967. Deconverte d'un Westphalien a plantes dans les Pyrénées basques francaises.— Compt. rend. Soc. géol. France, N 3.
- Hoyningen-Huene E.* von 1960. Das Permokarbon im ostlichen Harzvorland.— Freiburger Forschungsh., C., N 93.
- Jubitz K.-B., Albin S., Bein E., Schwab G., Wagenbreth O.* 1964. Flechtinger Höhenzug und östliches Subherzyn.— In: Exkursionsführer zur 11 Jahrestagung 1964 in Leipzig. Berlin.
- Julivert M.* 1967. La Ventana tectonica del Rio Color y la prolongacion septentrional del Manto dell (Cordillera cantabrica, España).— Rev. Fac. Cienc. Univ. Oviedo, t. 8.
- Kahlert E.* 1967. Schiferton des oberkarbons in einer Braukohlenbohrung bei Roitzsch.— Zs. angew. Geol., Bd. 13, N 105.
- Kanis J.* 1956. Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain).— Leidse Geol. meded., Deel 21, aflg 2.
- Katzung G.* 1968. Rotligendes Grundris der Geologie der DDR, Bd. 1. Berlin, Akademie-Verlag.
- Kimpe W. F. M.* 1956. Dolerite and gabbroic intrusives in the Autunian (Lower Permian) of the boring Wanneperveen 1, Eastern Netherlands.— Geol. en mijnbouw., N. S., vol. 15.
- King P. B., Hadley J. B., Dietrich R. V., Cloos E., Rodgers J., Cooper B. N.* 1964. Tectonics of the Southern Appalachians. VPJ Department of Geol. Sci. Mem., N 1.
- Kneuper G.* 1960. Zur Großtektonik im Saarbrückener Hauptsattel.— N. J. Geol. u. Paläontol., Monatsh., Bd. 27, N 1.
- Kneuper G.* 1961. Schollen und Schollenränder im Saarkarbon.— Geol. Rundschau, Bd. 50.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E.* 1965. Zarys geologii Polski. Warszawa. Wyd. Geologiczne.
- Lionhardt M.* 1961. Étude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle antépermien du Bassin de Paris.— Ann. Soc. géol. Nord, t. 81, N 3.
- Löffler J.* 1962. Die Kali und Steinsalzgestätten des Zechsteins in der Deutschen Demokratischen Republik, Bd. 3. Sachsen-Anhalt. Berlin.
- Lütznher H.* 1961. Saalische Bewegungen im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes.— Geol. Rundschau, Bd. 51.
- Lütznher H.* 1964. Die saalische Phase im Gebiet von Ilmenau (Thüringer Wald).— Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., N 2.
- Malzahn E.* 1968. Die Ergebnisse der Erdöl und Erdgasaufschlussbohrstätigkeit in der Bundesrepublik Deutschland im Jahre 1967.— Erdöl — Erdgas — Z., Bd. 84.
- Martinez Alvarez J. A.* 1966a. Rasgos geologicos de la zona oriental de Asturias.— Rev., Fac. Cienc., Univ. Oviedo, t. 7, N 1.
- Martinez Alvarez J. A.* 1966b. Sobre el caracter de las astructuras cabalgantes del Oriente de Asturias.— Netas y comuns Inst. geol. y minero España, N 92.
- Melendez B.* 1952. Le permien des Asturias Orientales.— In: Compte rendu 3-e congrès pour l'avancement des études de stratigraphie et de géologie du carbonifère. Heerlen, 1951, t. 2, Maestricht.

- Milewicz J.* 1968. The Geological structure of the north — sudetic depression.— *Biul. Inst. Geol.*, N 227, T. XVII, Warszawa.
- Müller E. M. von* 1965. Überblick über Geologie des Saarlandes.— *Z. Dtsch. geol. Ges.*, Bd. 117, Teil 1.
- Neurohr F.* 1960. Zur stratigrafie und tektonik des Saarkarbons.— *Mitt. Markscheidewesen*, Bd. 67, N 5.
- Patijn R.* 1964. Die Entstehung von Erdgas infolge Nachinkolung im Nordosten der Niederlande.— *Erdöl und Kohle*, Bd. 17, N 1.
- Regional Geology of Czechoslovakia. Part I. 1966. Prague, Publ. House of the Czechoslovak. Acad. of sci.
- Schonenberg R., Kneuper G.* 1964. Das stefan (otweiler schichten) im Saarbecken.— In: *Comptes rendus 5-e Congrès International de stratigraphic et géologie du carbonifere*, t. 2, Paris.
- Schönenberg L., Müller E. M., Renkopf G., Schall A.* 1965. Exkursion C: Die Geologie des Saarlandes.— *Z. Dtsch. geol. Ges.*, Bd. 117, Teil 1.
- Schröder E.* 1952. Vulkanismus und Rotliegendingung im Saar — Nahe — Bergland.— *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, Bd. 103.
- Schuchert C.* 1923. Sites and natures of the North — American geosynclines.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 34.
- Seidel G.* 1965. Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens.— *Geologie*, Bd. 14, N 50.
- Sitter L. U.* 1964, 1962. The structure of the southern slope of the Cantabrian mountains: explanation of a geological map with sections (scale 1 : 100.000).— *Leidse Geol. meded.*, Deel. 26.
- Sitter L. U.* 1965—1967. The Hercynian Cantabrian orogene.— *Mem. geopaleontol. Univ. «Ferrara»*, vol. 1, N 3.
- Sjerp N.* 1967. The geology of the San Isidro — Porma area (Cantabrian Mountains, Spain).— *Leidse Geol. meded.*, Deel. 39.
- Steiner W.* 1966. Das Rotliegende des Meisdorfer Beckens (Hart).— *Freiberger Forschungsh.*, C., N 198.
- Svoboda V., Zeman J.* 1967. Zagadnienie związku pomiedzy rozwojem osadow weglonowych a ruchami tektonicznymi w karbonie Zaglebia Jornoslaskiego.— *Roczn. Polsk. towarz. geol.*, t. 37, zeszyt 1.
- Tectonic map of Great Britain and Northern Ireland. Scale 1 : 1.584.000. London, 1966.
- Tectonic map of the United States. Scale 1 : 2.500.000. Washington, 1962.
- Teichmüller R.* 1962. Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach derzeitigen Stand unserer Kenntniss.— *Fortschr. Geol. Rhinld. u. Westf.*, Bd. 3.
- Teixeira C.* 1951. Le permo-carbonifère cantinental Portugais.— In: Report of the eighteenth session Great Britain, 1948. Part 11. London.
- Teixeira C.* 1968. Quelques problèmes de la géologie du Portugal.— In: Report of the twenty-third session Czechoslovakia. Proceeding of section 13, Other subjects. Prague.
- Trusheim F.* 1964. Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960.— *Geol. bavarica*, N 54.
- Unrug R.* 1966. L'evolution sedimentaire et tectonique du bassin hercynien de Moravie — Haute Silésie.— *Bull. Soc. géol. France*, N 4.
- Veen I. V.* 1966. The tectonic and stratigraphic history of the Cardano Area. Cantabrian mountains, North-Western Spain.— *Leidse geol. meded.*, Deel. 35.
- Virgili C.* 1966. Corradel occidente de Asturias.— *Acta geol. Hisp*, t. 1, N 4.
- Virgili C., Corrales I.* 1966. Las series molasicas estefanienses del occidente de Asturias.— *Rev. Fac. Cienc., Univ. Oviedo*, t. 7, N 2.
- Wagner R. H.* 1959. Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique «léonienne» d'age westphalien dans le nordouest de l'Espagne.— *Compt. Rend. Soc. géol. France*, N 249.
- Wagner R. H.* 1966. Palaeobotanical Dating of Upper Carboniferous Folding Phases in N. W. Spain.— *Mem. Inst. geol. y minero Espana*, t. 66.

Шлезингер А. Е.

**Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры
в герцинидах Евразии**

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства *Л. В. Миракова.*

Художественный редактор *Т. П. Поленова*

Технический редактор *О. Г. Ульянова*

Сдано в набор 18/IX 1973 г. Подписано к печати 28/IX-1973.

Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 2. Усл. печ. л. 21.

Уч.-изд. л. 21,9. Тираж 800 экз. Т-14263 Тип. зак. 2738.

Цена 2 р. 19 к.

Издательство «Наука»

103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·