А.А.Моссаковский

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМ ПАЛЕОЗОИД ЕВРАЗИИ

A. A. Mossakovsky

THE OROGENIC STRUCTURES AND VOLCANISM OF EURASIAN PALEOZOIDES

AND THEIR PLACE IN THE PROCESS OF DEVELOPMENT OF THE CONTINENTAL EARTH'S CRUST

Transactions, vol. 268

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW
1975

А. А. Моссаковский

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ВУЛКАНИЗМ ПАЛЕОЗОИД ЕВРАЗИИ

И ИХ МЕСТО В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Труды, вып. 268

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1975

УДК. 551.240+551.21 : 551.73/75(-924)-925)

Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Моссаковский А. А. М., «Наука», 1975 г.

Монография посвящена сравнительному анализу орогенных структур и вулканизма различных варисцийских и каледонских складчатых областей Евразии (Монголия, Алтае-Саянская область, Центральный и Восточный Казахстан, Кавказ, Центральная и Западная Европа), на основе которого сделаны выводы о главных типах орогенных структур и стадийности орогенного развития варисцид и каледонид, с одной стороны, и историко-хронологических, структурных и пространственных закономерностях локализации продуктов палеозойского орогенного вулканизма, с другой. В заключительном разделе монографии поставлен на обсуждение ряд теоретических вопросов, затрагивающих проблему формирования континентальной земной коры, что является главным содержанием геосинклинального процесса в его широком понимании. Обращается внимание на неравномерность этого процесса, что находит свое выражение в неравномерности и стадийности орогенного развития геосинклинальных областей и в разном характере ранне- и позднеорогенного вулканизма. Монография рассчитана на широкий круг геологов, специализирующихся в области геотектоники, магматизма и металлогении, а также на преподавателей и студентов высших учебных заведений. Схем 9. Илл. 89. Библ. 629 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

Н. А. Штрейс

Editorial board:

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

Responsible editor

N. A. Shtreis

М $\frac{20805-084}{055(02)-75}$ 00—75

© Издательство «Наука», 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

Учение о геосинклиналях — важнейшая тектоническая теория, которая господствует в геологии на протяжении последних 100 лет и не потеряла своего значения до настоящего момента.

За прошедшее время было предложено много различных вариантов и разработок теории геосинклиналей. Рассмотрение всех их не входит в задачу данной работы. Важно подчеркнуть лишь то обстоятельство, что теория геосинклиналей, в каком бы варианте мы ее не рассматривали, всегда предполагает возникновение и развитие в земной коре (и в верхней мантии) определенного тектонического процесса. Такой процесс характеризуется исключительно высокой энергетикой (тепловой, механической) и обусловливает возникновение на земной поверхности протяженных зон, в которых происходят сильные контрастные тектонические движения. Это находит свое выражение в перемежаемости глубоких прогибов и впадин, с одной стороны, и горных поднятий, с другой, в резких градиентах мощностей геологических формаций и, особенно, в интенсивных деформациях последних. Этим зонам свойственны высокая активность различных магматических проявлений и другие геологические явления, считающиеся типичными для геосинклинальных областей. Конечным результатом геосинклинального процесса, как это до сих пор признается большинством исследователей, является формирование складчатых сооружений, образующих консолидированный цоколь древних и молодых платформ с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем земной коры.

Одним из важнейших результатов прошедшего с момента возникновения учения о геосинклиналях почти 100-летнего периода геологических исследований является вывод о том, что геосинклинальный процесс периодически возникал и локализовался в различных частях земного шара, где он протекал в разные отрезки геологического времени. Альпиды, мезозоиды, варисциды, каледониды, байкалиды — все они представляют собой складчатые сооружения, строго ограниченные в пространстве. Они сформировались в результате геосинклинального процесса, охватившего отдельные участки поверхности земного шара в различные, но тоже ограниченные периоды времени в кайнозое, мезозое, палеозое и докембрии. Следовательно, геосинклинальный процесс, как и всякий другой, имеет свое начало и конец, и как всякий другой процесс, в своем развитии должен подчиняться определенным, присущим ему закономерностям. Сказанное прекрасно иллюстрируется созданными к настоящему моменту тектоническими картами СССР ряда изданий, Европы, Евразии и другими, на которых показаны не только пространственные, но и хронологические закономерности проявления геосинклинального процесса, неоднократно повторявшиеся в различные геологические периоды истории Земли. Это позволяет строго индивидуализировать этот процесс и отличать его от других тектонических процессов в земной оболочке.

К числу закономерностей, проявленных в разновозрастных складчатых геосинклинальных областях, относится стадийность геосинклинального развития, выражающаяся в последовательной смене начального общего погружения дифференцированным геосинклинальным прогибанием, а затем инверсией и эпохой деформаций отложившихся осадков, прогрессивного метаморфизма горных пород и становления гранитоидных массивов, которые, в свою очередь, сменяются эпохой общего поднятия и горообразования, после чего в ряде случаев наступает платформенный режим. Хотя указанная стадийность в самом общем виде была подмечена уже на заре развития геологии такими выдающимися исследователями, как Дж. Холл и М. Бертран, тем не менее из-за очень сложных форм ее проявления во времени и пространстве принципы выделения и характер основных стадий геосинклинального развития до сего времени служат предметом острой дискуссии.

Особенно большие споры идут вокруг вопроса о тектонической природе орогенных зон и поясов (особенно палеозойских), т. е. считать ли эпохи горообразования и наземного вулканизма, накладывающиеся на кайнозойские, мезозойские и палеозойские складчатые зоны и даже на прилежащие части древних платформ, заключительным орогенным этапом геосинклинального развития соответственно альпийских, мезозойских, варисцийских или каледонских геосинклинальных областей или это совершенно особый внегеосинклинальный процесс активизации платформ и складчатых областей?

В последнее время (конец 60-х — начало 70-х годов) в развитии теории геосинклиналей произошел качественный скачок, который был вызван крупными достижениями в изучении геологического и геофизического строения дна и земной коры океанов, но был подготовлен всем ходом интенсивных и глубоких исследований формационного состава и магматизма эвгеосинклинальных складчатых зон континентов. Опираясь на результаты этих исследований, многие геологи и геофизики как в СССР, так и за рубежом признают большое сходство или даже тождество в строении разрезов и состава пород земной коры современных океанов, островных дуг и краевых морей, с одной стороны, и нижних частей разреза эвгеосинклинальных складчатых зон континентов, с другой. Прямым следствием этого явился вывод о том, что эвгеосинклинали геологического прошлого закладывались и развивались на коре океанического типа.

Эти новые идеи заставили пересмотреть некоторые фундаментальные положения учения о геосинклиналях и прежде всего — главный вопрос о геологической сущности геосинклинального (эвгеосинклинального) развития и его роли в процессе формирования оболочек земной коры. Ныне (независимо от принятых тектонических гипотез, например таких, как ультрамобилистская тектоника плит или гипотеза строго фиксированного положения материков и геосинклинальных поясов) геосинклинальный процесс рассматривается многими исследователями в совершенно новой плоскости — не как стадия формирования складчатого фундамента древних или молодых платформ, а как главный механизм преобразования безгранитной океанической коры в континентальную кору материков. Такой строго генетический подход к расшифровке природы и развития геосинклинальных складчатых зон континентов заставляет пересмотреть в совершенно новом аспекте существующие классификации геосинклинальных структур и схемы стадийности их развития.

Совершенно ясно, что новые представления о природе эвгеосинклинальных зон и их роли в формировании коры континентов имеют большое значение и для выяснения сущности орогенного этапа развития складчатых областей и его связи с их геосинклинальным развитием. Это позволяет решать проблему орогенного этапа, опираясь на общие закономерности становления и окончательного формирования континенталь-

ной земной коры, а не исходить, как это делалось до сих пор, из отдельных, вырванных из общего процесса развития и поэтому формальных структурных и хронологических признаков.

Именно в указанной проблеме автор видит главное направление своего исследования, посвященного сравнительно-историческому анализу палеозойских орогенных тектонических структур и связанных с ними магматических проявлений в варисцийских и каледонских геосинклинальных складчатых областях Северной Евразии.

Другая задача, стоявшая перед автором предлагаемой работы, заключалась в исследовании характера и форм связей, существующих в природе между орогенными структурами и орогенным магматизмом (прежде всего вулканизмом).

В основе работы лежат результаты исследований автора, проводившихся им на протяжении многих лет в различных районах каледонид Южной Сибири (1952—1963 гг.), варисцид и каледонид Монголии (1964—1971 гг.) в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Для сравнительного анализа был привлечен обширный опубликованный материал по позднепалеозойским орогенным структурам и магматизму варисцийских складчатых областей Центрального и Восточного Казахстана, Средней Азии, Урала, Кавказа, Юго-Восточной, Центральной и Западной Европы и по средне-позднепалеозойским орогенным структурам и магматизму каледонских складчатых областей Центрального Казахстана и Шотландии.

Работа выполнена в Лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР, возглавляемой Н. А. Штрейсом, многие идеи которого, особенно о тектонических условиях образования гранитно-метаморфического слоя земной коры, сыграли большую роль в формировании взглядов автора на стоявшие перед ним проблемы.

Большое влияние на мировоззрение автора в области современной тектоники оказали последние работы А. В. Пейве, посвященные покровной структуре Альпийского складчатого пояса и вопросам изучения океанической коры геологического прошлого, которые позволили по-новому пересмотреть некоторые традиционные представления о формировании тектонической структуры Центральной Азии.

Выполнению проведенного исследования способствовала возможность постоянного обсуждения возникавших перед автором проблем со своими товарищами по работе и прежде всего с М. С. Марковым, А. С. Перфильевым, Л. П. Зоненшайном, А. Л. Книппером, А. С. Новиковой, Г. И. Макарычевым, А. М. Лейтесом, А. Б. Дергуновым, А. А. Беловым и И. А. Соловьевой, которые были не только его единомышленниками по отдельным вопросам, но и критическими оппонентами. Всем перечисленным лицам, а также М. С. Нагибиной, И. В. Лучицкому, В. Е. Хаину и Е. Е. Милановскому, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью настоящей работы и сделавшим ряд важных замечаний, автор выражает глубокую благодарность.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ
(главные аспекты и исторические корни)

Орогенный этап, его сущность и место в истории формирования главных структур континентов является одной из самых сложных и запутанных проблем геотектоники. Существуют несколько аспектов этой проблемы. Первый из них связан с названием и определением этого весьма примечательного и своеобразного, неоднократно повторявшегося в геологической истории этапа развития (или режима) структуры земной коры. Достаточно напомнить далеко не полный перечень названий, предложенных для него только в отечественной литературе — орогенный, орогенический, заключительный геосинклинальный, инверсионный и постинверсионный, переходный, промежуточный, полуплатформенный, квазиплатформенный, квазикратонный, сводово-глыбовый, геоантиклинальный, мульдовый, ревивации, автономной, или отраженной активизации, и т. д., чтобы стало ясно, какой разнобой представлений по этому вопросу царит в настоящее время. Такое обилие названий очень часто (хотя и не всегда) вызвано различными методическими подходами отдельных исследователей к выделению и раскрытию сущности рассматриваемого явления.

В одних из перечисленных названий отражена его качественная характеристика через морфологию свойственного ему рельефа (орогенный, горообразующий), или структуру (сводово-глыбовый), или через то и другое (орогенический в широком смысле, когда имеют в виду и складчатость и горообразование). В других заложена авторская трактовка отношения рассматриваемого этапа к развитию главных структур континентов (заключительный геосинклинальный, инверсионный и постинверсионный, полуплатформенный, квазиплатформенный). В третьих авторы терминов хотят отразить положение орогенных структурно-формационных комплексов и в вертикальном разрезе, и в истории развития платформ — между складчатым фундаментом и чехлом (переходный, промежуточный, предчехольный). Наконец, еще одна группа названий — активизация, автономная, или отраженная, и ревивация — свидетельствует о стремлении исследователей подчеркнуть оторванность во времени, независимость данного периода орогенного развития от более древнего складчатого субстрата, на котором оно протекает.

Совершенно очевидно, что авторы многих из перечисленных названий, предлагая их, исходят из какой-то одной стороны такого сложного геологического явления как орогенный этап, наиболее ярко проявленной в лично знакомых им геологических объектах и поэтому кажущейся наиболее важной. Например, такие термины, как ревивация (Нагибина, 1963, 1967, 1968), или автономная активизация (Щеглов, 1968; Фогельман, 1966) первоначально были применены для характеристики мезозойского развития Монголо-Охотского пояса, включая Забайкалье и Становой хребет, где мезозойские орогенные комплексы формировались на варисцийском, раннекаледонском или докембрийском складчатом фундаменте и пространственно были значительно удалены от мезозой-

ских геосинклинальных зон. И лишь позднее эти термины стали распространять (Нагибина, 1969; Кузнецов, Яншин, 1967) на другие области, например, на этап развития ранних каледонид Алтае-Саянской области в среднем и позднем палеозое.

Названия переходный (Борисов и др., 1960), промежуточный (Крылов и др., 1964) или предчехольный (Соболевская, 1965) были использованы для обозначения своеобразного пермо-триасового периода развития Скифской, Северо-Германской и особенно Туранской эпиварисцийских плит, который предшествовал образованию платформенного чехла и во время которого на варисцийском складчатом фундаменте, а также на внутренних массивах более ранней (каледонской, докембрийской) консолидации накапливались красноцветные молассы, включающие местами и вулканиты. Однако всякая попытка распространить эти названия за пределы платформенных плит с самого начала была обречена на неудачу, так как выделение переходного (промежуточного, предчехольного) этапа развития в областях, где платформенный чехол отсутствует или вообще не формировался в связи с перманентным орогенным режимом, не имеет никакого смысла.

Полуплатформенный этап развития (Сапожников, 1948), или сходный с ним квазиплатформенный (Зайцев, Кабанов, 1966; Зайцев, 1972),— термины, возникшие для обозначения средне-позднепалеозойского этапа развития каледонид Центрального Казахстана. Специфика этого этапа здесь заключалась в том, что накопление девонских красноцветных вулканогенно-молассовых комплексов довольно быстро (уже в фаменском веке) сменилось терригенно-карбонатной седиментацией, напоминающей платформенную, а затем (в позднем визе, намюре, в среднем — позднем карбоне и в перми) снова происходило формирование красноцветных и сероцветных в значительной степени аллохтонных моласс. Квазиплатформенный этап развития казахстанских каледонид, как трактуют его Ю. А. Зайцев и Ю. Ф. Кабанов (1966), «...является промежуточным между геосинклинальным состоянием и типичной молодой платформой, представляя собой первую фазу в становлении эпипалеозойских платформ» (стр. 26). Такое определение по существу идентично характеристике промежуточного этапа эпиварисцийских плит, данной Н. И. Крыловым, В. И. Дитмаром и А. И. Летавиным (1964). Любопытно, что Ю. А. Зайцев и Ю. Ф. Кабанов не распространяют свой термин на орогенное развитие варисцид того же Центрального Казахстана, ограничивая сферу его применения только каледонскими зонами и невольно подчеркивая тем самым сугубо региональное значение предложенного ими определения.

Таким образом, выясняется, что в одних случаях некоторые из перечисленных названий применяются для обозначения сходных или идентичных крупных этапов развития разновозрастных складчатых областей, в других они могут обозначать различные периоды орогенного развития одной и той же области (например, орогенный — средне-позднекаменноугольный этап развития варисцид Центральной Европы и Турана; переходный, квазикратонный, сводово-глыбовый, предчехольный — пермотриасовый этап развития тех же областей). Наконец, часто один и тот же этап развития одной и той же области обозначается с помощью разных названий. Это можно хорошо проиллюстрировать на примере девонских моласс и вулканогенно-молассовых комплексов в каледонидах Центрального Казахстана, тектонический режим образования которых обозначается А. А. Богдановым (1959) как орогенный, М. В. Муратовым (1963) как заключительный геосинклинальный, В. А. Николаевым (1953) как геоантиклинальный, Е. Д. Карповой (1968) как сводово-глыбовый, Д. Г. Сапожниковым (1948) как полуплатформенный, Ю. А. Кузнецовым (1970) как квазикратонный, О. А. Мазаровичем (1972) как посткаледонской активизации, Н. И. Крыловым, В. И. Дитмаром, А. И. Летавиным (1964) как переходный.

Следовательно, все эти названия подчеркивают различные стороны одного и того же геологического явления, в данном случае орогенного этапа развития структуры земной коры, проявленные в одном и том же геологическом объекте. Поэтому методически совершенно недопустимо сложившееся положение, при котором в классификациях тектонических режимов и структур орогенного типа сплошь и рядом орогенный этап противопоставляют переходному (квазиплатформенному) этапу или этапу активизации, орогенные структуры — структурам активизации или ревивации и т. д. Приложение таких классификаций к конкретным геологическим областям приводит, прямо скажем, к абсурдным результатам, как это получилось у А. Н. Булгатова и Б. Н. Красильникова (1968), когда одни и те же структурно-формационные комплексы, не отличающиеся даже в деталях строения и возраста, а местами вообще сливающиеся в единое формационное тело (например, девонские красноцветные молассы Тувинского прогиба, грабенов Западного Саяна и Минусинских впадин в каледонидах Алтае-Саянской области), в одних своих частях оказались образованиями эпигеосинклинального орогенного этапа, а в других — внегеосинклинальными повторно-орогенными, обусловленными процессами герцинской активизации раннекаледонского фундамента.

Очевидна необходимость ограничить обозначение рассматриваемого этапа развития земной коры каким-то одним термином. Здесь несомненное преимущество должны получить те из предложенных названий, которые отражают его качественную характеристику. Этому требованию лучше всего отвечают два из них: орогенный, предложенный А. А. Богдановым (1959) и С. С. Шульцем (1958), и сводово-глыбовый, введенный в геологическую литературу Е. Д. Карповой (1968), но по сути своей вытекающий из работ Г. Ф. Мирчинка (1940) и В. А. Николаева (1953).

Определения двух рассматриваемых терминов близки и включают следующие главные признаки: существование горного расчлененного рельефа, формирующегося на фоне дифференцированного сводово-глыбового поднятия; континентальная либо прибрежно-морская обстановка седиментации и грубообломочный молассовый тип отложений (включающий образования пролювиальных шлейфов, конусов выноса, аллювиальные различных типов, в том числе дельтовые и т. д.), которые заполняют межгорные впадины и краевые прогибы, мульды и грабены, наложенные на складчатый фундамент; проявления наземного вулканизма основного, среднего и кислого состава и внедрение гранитоидных интрузий; германотипный (складчато-блоковый) стиль тектонических дислокаций. Разница между этими терминами заключается лишь в том, что в одном случае на первое место ставится тип тектонических движений, определяемый по особенностям тектонических дислокаций, а в другом — характер рельефа, зафиксированный в осадочных геологических формациях орогенного класса.

На первый взгляд, из этих двух названий — орогенный и сводово-глыбовый — предпочтение следует отдать второму, как более тектоническому по своей сути. Однако это не так, поскольку глыбовые деформации происходят на самых разных этапах развития земной коры, включая геосинклинальный, и, следовательно, сами по себе еще не могут характеризовать особый этап или режим развития. Сводовые же поднятия в геологическом прошлом, если они были достаточно мощными и длительными, устанавливаются исключительно по молассам или моласоподобным грубообломочным отложениям, накапливавшимся у их подножия, т. е. по продуктам разрушения созданного ими горного рельефа, что оказывается наиболее специфической и устойчивой чертой рассматриваемого этапа.

Преимущество термина «орогенный» особенно подчеркивал Н. П. Херасков. Он писал, что «...этимология термина ясно указывает на связь этого типа структур с горным рельефом, что неизменно обнаруживается

при литологическом анализе формаций... Тем самым название имеет объективную основу» (Херасков, 1963, стр. 30). Добавим, что, как мы постараемся показать ниже, название «орогенный» ближе всего соответствует смыслу и духу тех представлений о существе этого этапа, которые возникали еще у истоков учения о геосинклиналях, особенно при выработке таких фундаментальных понятий как каледонский, герцинский (варисцийский) и альпийский орогенические циклы.

Второй аспект проблемы орогенного этапа заключается в существовании противоречивых представлений о его отношении к геосинклинальному процессу. Все исследователи так или иначе распадаются на два больших лагеря, отражающие различные направления во взглядах на природу и происхождение орогенных зон земной коры..

Исследователи первого направления орогенное состояние земной коры прямо связывают с развитием геосинклинальных систем, придерживаясь в этом вопросе классической концепции Дж. Дэна, М. Бертрана, Э. Ога, Л. Кобера, Е. Крауса, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, А. Н. Мазаровича, согласно которой развитие каждой геосинклинали (геосинклинальной системы, области) завершается ее превращением в складчатую горную область. Наиболее яркий современный представитель этого направления — М. В. Муратов, который на протяжении многих лет последовательно отстаивает точку зрения на орогенный этап, как на заключительный этап геосинклинального развития (Муратов, 1949, 1963, 1964, 1969 и др.), характеризующийся складчатостью, горообразованием и наземным вулканизмом. По существу, тех же представлений придерживался и Ю. М. Шейнманн (1955, 1968), когда писал о длительно существующих областях завершенной складчатости, испытавших горообразование, как о структурных образованиях второй стадии геосинклинального процесса. По образному выражению Ю. М. Шейнманна, «Превращение геосинклинали в горную складчатую область неизбежно (подобно превращению гусеницы в бабочку) и должно рассматриваться как важнейшая характеристика геосинклинали» (Шейнманн, 1955, стр. 24).

Классическую концепцию поддерживают в своих трудах В. Е. Хаин (1964), Е. Е. Милановский (1968) и Ж. Обуэн (1967), опирающиеся главным образом на данные по геологическому строению и истории развития альпийских геосинклинальных областей Средиземноморского пояса. А. А. Богданов (1959), автор (Моссаковский, 1964, 1965, 1969) и многие другие развивали те же представления на материалах по каледонским и варисцийским складчатым областям Евразии.

При этом подчеркивается длительность, сложность и неравномерность процесса превращения геосинклинальных областей в складчатые и образования на их месте горных сооружений. Этот процесс постепенно охватывает все более обширные площади геосинклинальных областей и поясов, последовательно вовлекая в складчатость новые их участки и обусловливая горообразование и структурную перестройку в более ранних складчатых зонах. Многие рассматривают это как отражение определенной стадийности в процессе формирования складчатых горных сооружений в геосинклинальных областях, например, раннеорогенная и позднеорогенная стадии В. Е. Хаина (1964) и Е. Е. Милановского (1968); стадии нижних моласс, горообразовательная и верхних моласс А. А. Моссаковского (1965) и т. д., хотя, как видно, по вопросу о количестве стадий, их объему и границах существуют различные точки зрения.

Общее для всех исследователей рассматриваемого первого направления следующее. Признавая факт перестройки структурного плана геосинклинальных складчатых областей и систем в процессе горообразования, которое к тому же нередко захватывает и прилежащие части более ранних складчатых зон и областей и даже края древних плат-

форм, они главное значение при решении вопроса о геосинклинальной или негеосинклинальной природе орогенных зон придают постоянно отмечаемой парагенетической связи между собственно геосинклинальным режимом развития складчатых областей и сменяющим его во времени и пространстве орогенным, т. е. связи, которая всегда существует в самых разных по возрасту и пространственному положению геосинклинальных складчатых областях земного шара.

Исследователи второго направления, берущего свое начало от Дж. Холла, В. А. Обручева, Г. Штилле, Э. Аргана, Г. Ф. Мирчинка, исходят из предпосылки о независимости горообразовательных движений от развития геосинклинальных складчатых областей, рассматривая процесс горообразования (в отличие от складчатости) в качестве совершенно особой внегеосинклинальной формы глыбовых движений земной коры, охватывающих в определенные периоды как геосинклинальные, так и платформенные области и формирующих самостоятельные структурные элементы земной коры, противопоставляемые геосинклинальным областям, с одной стороны, и платформам, с другой. Наиболее решительно такую точку зрения среди советских геологов сейчас отстаивают С. С. Шульц (1958), Н. И. Николаев (1962), Е. Д. Карпова (1968), А. А. Щеглов (1964, 1968), Ю. А. Кузнецов (1970), а за рубежом А. Паннекук (Pannekoek, 1960).

Так, Ю. А. Кузнецов (1970) утверждает, что орогенный этап по особенностям тектоники и магматизма «...настолько сильно отличается от предшествующей стадии замыкания геосинклиналей..., что его вообще следует исключить из ряда последовательных этапов или стадий геосинклинального процесса» (стр. 15). Н. И. Николаев, основываясь на очень широком развитии третичного и четвертичного горообразования, охватившего в Азии, Африке и Европе крупные части различных по возрасту складчатых зон и даже участки древних платформ, пришел к выводу, что «...горообразование знаменует наступление самостоятельного неотектонического этапа, который необходимо отделять от альпийской тектоники, так как результатом его проявлений является новый план структуры земной коры» (Николаев, 1962, стр. 16).

Для многих исследователей, придерживающихся этого направления, главным аргументом для отрицания связи между горообразованием и предшествующим геосинклинальным развитием служит отмечаемый в ряде мест значительный разрыв во времени между моментом превращения геосинклинальных систем в складчатые и последующими горообразовательными движениями, нарушающими первоначальный структурный план и формирующими сводово-глыбовую структуру орогенных зон. На это обстоятельство, в первую очередь, обращает внимание А. Л. Яншин (1965), когда обосновывает внегеосинклинальную природу средне-позднепалеозойских межгорных впадин в каледонидах Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Шотландии. На то же указывают К. В. Боголепов (1968, 1969, 1971), выделяя дейтероорогенные палеозойские и мезозойские структуры Азии, и М. С. Нагибина (1967) — при аргументации внегеосинклинальных впадин мезозойской ревивации на востоке Азии.

Если признать достоверными фактическую аргументацию и доводы, приводимые в защиту взглядов, присущих каждому из этих направлений, то вполне логичным будет вывод о том, что речь идет о принципиально различных процессах развития структуры земной коры, которые в силу конвергенции признаков приводят к возникновению внешне сходных, но генетически совершенно различных зон горного рельефа. Подобный подход стал популярным в последние 10—15 лет.

Именно так рассматривал проблему горного рельефа земной коры Н. П. Херасков (1963), когда в составе класса многообразных орогенных формаций он обособлял эпигеосинклинальные, метаплатформенные, ка-

таплатформенные и геоантиклинальные орогенные формации, подчеркивая тем самым полигенный характер орогенных отложений и разнообразие тектонических обстановок, в условиях которых может происходить горообразование. В дальнейшем подобный подход нашел законченное выражение в трудах А. Л. Яншина (1965). Аналогичные высказывания можно найти в коллективных терминологических статьях А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1963), А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова и др. (1972), М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968) и в некоторых других работах. Однако такой подход в значительной мере является формальным, так как при этом лишь подчеркиваются наблюдаемые в природе случаи различных взаимоотношений между горообразованием, с одной стороны, и главными типами тектонических структур континентов — геосинклинальными складчатыми областями и платформами, с другой, и не предпринимается попытка выяснить генетические причины возникновения на земной поверхности орогенных зон.

Если внимательно проанализировать и сравнить основные положения, характер их фактического обоснования и те геологические объекты, которые фигурируют в системе аргументации сторонников геосинклинальной и негеосинклинальной природы палеозойских орогенных зон земной коры, то выяснится, что расхождения между ними в значительной мере определяются не различными геологическими фактами, происходящими из разных тектонических областей, а неодинаковой трактовкой и пониманием одних и тех же фактов. Выше было показано, что одни исследователи на первый план выдвигают структурную перестройку складчатых зон в процессе горообразования, наступающую спустя более или менее крупный интервал времени, и не придают никакого значения постоянной пространственно-хронологической связи между геосинклинальными складчатыми и орогенными зонами земной коры. Другие поступают наоборот, отводя главную роль при решении данного вопроса пространственно-хронологическим связям.

Такое дискуссионное положение проблемы природы орогенных зон земной коры не является специфической особенностью современного состояния геотектоники. Своими корнями оно уходит в середину XIX в.— к моменту возникновения учения о геосинклиналях.

Возникновение понятия «геосинклиналь» связывают с именем Дж. Холла, который в 1859 г. сформулировал четкое представление о глубоких протяженных прогибах, выполненных мощными толщами разнообразных отложений, смятых в складки и противопоставляемых стабильным плоским участкам континентов, в пределах которых осадочный покров практически не дислоцирован. Однако возникновение горных систем Дж. Холл генетически и пространственно не связывал с геосинклинальными прогибами и считал, что горы образуются в результате поднятия, охватывающего в виде протяженных поясов как области геосинклинальных прогибов, так и прилежащие части стабильных континентов. Это поднятие наступает уже после складчатости в геосинклиналях. Таким образом, здесь мы находим первый случай отрицания прямой связи между геосинклинальной складчатостью и горообразованием.

Однако в 1873 г. Дж. Дэна, развивший идеи Дж. Холла и четко определивший понятия «геосинклиналь» и «геоантиклиналь», «антиклинорий» и «синклинорий», в вопросе о соотношении складчатости и горообразования отошел от представлений Дж. Холла и впервые выдвинул тезис о единстве геосинклинали, складчатости и горообразования. Он считал, во-первых, что складчатость и горообразование суть единый процесс, обусловленный горизонтальным сжатием геосинклиналей и геоантиклиналей, во-вторых, горы образуются на месте геосинклиналей и геоантиклиналей, что является одной из характерных особенностей тех и других. При этом горные системы могут формироваться в течение одного геосинклинального цикла (моногенные горные системы) или в

форм, они главное значение при решении вопроса о геосинклинальной или негеосинклинальной природе орогенных зон придают постоянно отмечаемой парагенетической связи между собственно геосинклинальным режимом развития складчатых областей и сменяющим его во времени и пространстве орогенным, т. е. связи, которая всегда существует в самых разных по возрасту и пространственному положению геосинклинальных складчатых областях земного шара.

Исследователи второго направления, берущего свое начало от Дж. Холла, В. А. Обручева, Г. Штилле, Э. Аргана, Г. Ф. Мирчинка, исходят из предпосылки о независимости горообразовательных движений от развития геосинклинальных складчатых областей, рассматривая процесс горообразования (в отличие от складчатости) в качестве совершенно особой внегеосинклинальной формы глыбовых движений земной коры, охватывающих в определенные периоды как геосинклинальные, так и платформенные области и формирующих самостоятельные структурные элементы земной коры, противопоставляемые геосинклинальным областям, с одной стороны, и платформам, с другой. Наиболее решительно такую точку зрения среди советских геологов сейчас отстаивают С. С. Шульц (1958), Н. И. Николаев (1962), Е. Д. Карпова (1968), А. А. Щеглов (1964, 1968), Ю. А. Кузнецов (1970), а за рубежом А. Паннекук (Pannekoek, 1960).

Так, Ю. А. Кузнецов (1970) утверждает, что орогенный этап по особенностям тектоники и магматизма «...настолько сильно отличается от предшествующей стадии замыкания геосинклиналей..., что его вообще следует исключить из ряда последовательных этапов или стадий геосинклинального процесса» (стр. 15). Н. И. Николаев, основываясь на очень широком развитии третичного и четвертичного горообразования, охватившего в Азии, Африке и Европе крупные части различных по возрасту складчатых зон и даже участки древних платформ, пришел к выводу, что «...горообразование знаменует наступление самостоятельного неотектонического этапа, который необходимо отделять от альпийской тектоники, так как результатом его проявлений является новый план структуры земной коры» (Николаев, 1962, стр. 16).

Для многих исследователей, придерживающихся этого направления, главным аргументом для отрицания связи между горообразованием и предшествующим геосинклинальным развитием служит отмечаемый в ряде мест значительный разрыв во времени между моментом превращения геосинклинальных систем в складчатые и последующими горообразовательными движениями, нарушающими первоначальный структурный план и формирующими сводово-глыбовую структуру орогенных зон. На это обстоятельство, в первую очередь, обращает внимание А. Л. Яншин (1965), когда обосновывает внегеосинклинальную природу средне-позднепалеозойских межгорных впадин в каледонидах Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Шотландии. На то же указывают К. В. Боголепов (1968, 1969, 1971), выделяя дейтероорогенные палеозойские и мезозойские структуры Азии, и М. С. Нагибина (1967) — при аргументации внегеосинклинальных впадин мезозойской ревивации на востоке Азии.

Если признать достоверными фактическую аргументацию и доводы, приводимые в защиту взглядов, присущих каждому из этих направлений, то вполне логичным будет вывод о том, что речь идет о принципиально различных процессах развития структуры земной коры, которые в силу конвергенции признаков приводят к возникновению внешне сходных, но генетически совершенно различных зон горного рельефа. Подобный подход стал популярным в последние 10—15 лет.

Именно так рассматривал проблему горного рельефа земной коры Н. П. Херасков (1963), когда в составе класса многообразных орогенных формаций он обособлял эпигеосинклинальные, метаплатформенные, ка-

таплатформенные и геоантиклинальные орогенные формации, подчеркивая тем самым полигенный характер орогенных отложений и разнообразие тектонических обстановок, в условиях которых может происходить горообразование. В дальнейшем подобный подход нашел законченное выражение в трудах А. Л. Яншина (1965). Аналогичные высказывания можно найти в коллективных терминологических статьях А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1963), А. А. Богданова, Л. П. Зоненшайна, М. В. Муратова и др. (1972), М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968) и в некоторых других работах. Однако такой подход в значительной мере является формальным, так как при этом лишь подчеркиваются наблюдаемые в природе случаи различных взаимоотношений между горообразованием, с одной стороны, и главными типами тектонических структур континентов — геосинклинальными складчатыми областями и платформами, с другой, и не предпринимается попытка выяснить генетические причины возникновения на земной поверхности орогенных зон.

Если внимательно проанализировать и сравнить основные положения, характер их фактического обоснования и те геологические объекты, которые фигурируют в системе аргументации сторонников геосинклинальной и негеосинклинальной природы палеозойских орогенных зон земной коры, то выяснится, что расхождения между ними в значительной мере определяются не различными геологическими фактами, происходящими из разных тектонических областей, а неодинаковой трактовкой и пониманием одних и тех же фактов. Выше было показано, что одни исследователи на первый план выдвигают структурную перестройку складчатых зон в процессе горообразования, наступающую спустя более или менее крупный интервал времени, и не придают никакого значения постоянной пространственно-хронологической связи между геосинклинальными складчатыми и орогенными зонами земной коры. Другие поступают наоборот, отводя главную роль при решении данного вопроса пространственно-хронологическим связям.

Такое дискуссионное положение проблемы природы орогенных зон земной коры не является специфической особенностью современного состояния геотектоники. Своими корнями оно уходит в середину XIX в.— к моменту возникновения учения о геосинклиналях.

Возникновение понятия «геосинклиналь» связывают с именем Дж. Холла, который в 1859 г. сформулировал четкое представление о глубоких протяженных прогибах, выполненных мощными толщами разнообразных отложений, смятых в складки и противопоставляемых стабильным плоским участкам континентов, в пределах которых осадочный покров практически не дислоцирован. Однако возникновение горных систем Дж. Холл генетически и пространственно не связывал с геосинклинальными прогибами и считал, что горы образуются в результате поднятия, охватывающего в виде протяженных поясов как области геосинклинальных прогибов, так и прилежащие части стабильных континентов. Это поднятие наступает уже после складчатости в геосинклиналях. Таким образом, здесь мы находим первый случай отрицания прямой связи между геосинклинальной складчатостью и горообразованием.

Однако в 1873 г. Дж. Дэна, развивший идеи Дж. Холла и четко определивший понятия «геосинклиналь» и «геоантиклиналь», «антиклинорий» и «синклинорий», в вопросе о соотношении складчатости и горообразования отошел от представлений Дж. Холла и впервые выдвинул тезис о единстве геосинклинали, складчатости и горообразования. Он считал, во-первых, что складчатость и горообразование суть единый процесс, обусловленный горизонтальным сжатием геосинклиналей и геоантиклиналей, во-вторых, горы образуются на месте геосинклиналей и геоантиклиналей, что является одной из характерных особенностей тех и других. При этом горные системы могут формироваться в течение одного геосинклинального цикла (моногенные горные системы) или в

результате нескольких последовательных во времени и пространстве циклов (полигенные горные системы). К последним он относил Аппалачи, в которых выделял досилурийскую горную складчатую систему (хр. Хайленд, Голубой хребет, горы Адирондак), силурийскую горную складчатую систему (Зеленые горы) и посткаменноугольную горную складчатую систему (Аллеганские горы).

В 1875 г. Э. Зюсс в книге «Происхождение Альп», а затем в трехтомном труде «Лик Земли» (Suess, 1883—1909) с позиций теории контракции Земли рассмотрел строение основных горных систем различных частей земного шара и пришел к выводу о том, что горные складчатые системы образуются в результате тангенциального сжатия мощных осадочных формаций, отложившихся, как правило, в геосинклиналях. Этот вывод Э. Зюсса весьма близок к выводу Дж. Дэна. В Европе, например, Э. Зюсс выделил четыре разновозрастные горные складчатые системы: 1) Каледонские горы, 2) Арморикапские горы, 3) Варисцийские горы и 4) Альпийскую горную систему. В целом, горообразование, по мысли Э. Зюсса, представляет процесс затвердевания земной коры, а форма и ориентировка горных складчатых систем обусловлены распределением более древних первичных глыб.

Наконец, в 1887 г. выходит в свет статья М. Бертрана «Альпийская цепь и формирование Европейского континента», в которой впервые была четко сформулирована идея о существовании в Европе каледонской, герцинской и альпийской горных складчатых систем, имеющих разный возраст, но весьма сходных по морфологическим и структурным признакам. В результате постепенного обрастания этими системами гор древнего северного материка сформировалась современная Европа.

Несколькими годами позже в статье «Структура Французских Альп и повторяемость некоторых осадочных фаций» М. Бертран ввел понятие об орогенических циклах. Он писал: «Таким образом, гнейсы, блестящие сланцы, флиш и молассовые „пуддинги" слагают полный цикл, объемлющий всю серию отложений в виде определенного количества фаций, непосредственно связанных с движениями, которые сформировали цепь. Это то, что, собственно говоря, является фациями или формациями гор» (Bertrand, 1897, стр. 932). При этом особенно большое значение при выделении циклов М. Бертран придавал молассам и их более древним аналогам — пермским красным песчаникам (красный лежень), красным песчаникам девона (нижний древний красный песчаник) и древним докембрийским меденосным красным песчаникам Верхнего озера. Он подчеркивал, что «Все красные песчаники, как и молассы, образовались вдоль края цепей, которые к этому времени уже были выражены в рельефе» и далее «...все эти отложения местами охвачены последними спазмами складчатости той цепи, с которой они связаны, и... их соотношения с более древними сериями всюду выглядят одинаково и выражены эрозионными несогласиями. Каждая цепь со своими красными песчаниками похожа на другие цепи... Это явление вне всяких гипотез, это факт, повторяемость которого вполне отчетлива и неоспорима» (Bertrand, 1897, стр. 933). Читая эти слова М. Бертрана и особенно те из них, в которых говорится о девонских молассах древнего красного песчаника, как об одном из главных критериев при установлении самого понятия о каледонском тектоническом цикле, невольно сравниваешь их с некоторыми высказываниями и утверждениями А. Л. Яншина, Ю. Г. Леонова и О. А. Мазаровича о внегеосинклинальной природе девонских красноцветных моласс каледонид Евразии и о неповторяемости условий их образования на протяжении всей последующей палеозойской, мезозойской и кайнозойской истории Земли (Тектоника Евразии, 1966; и др.).

Вместе с тем, уже тогда, одновременно с выделением главнейших орогенических циклов М. Бертран обратил внимание на очень важное обстоятельство, которое как-то выпало из поля зрения последующих по-

колений геологов, а именно на то, что горная складчатая цепь является «...продуктом очень длительного процесса, для которого понятие о времени проявления не укладывается в очень простой акт» и далее «...то, что принимали за возраст цепи (на основании возраста красных песчаников или третичных моласс.— *А. М.*), представляет собой лишь возраст последних звеньев этой цепи. На самом деле, горная цепь не имеет точного возраста, ибо образование ее различных частей растянуто на длинные периоды» (Bertrand, 1897, стр. 933).

Мы остановились столь подробно на взглядах М. Бертрана потому, что с его именем связано возникновение таких фундаментальных геотектонических понятий, как каледонский, герцинский (варисцийский) и альпийский орогенические циклы, понятий, которые вот уже на протяжении почти 100 лет являются основополагающими в любых тектонических построениях — от региональных до планетарных.

Важно отметить, что М. Бертран, так же как и Дж. Дэна и отчасти Э. Зюсс, не проводил различия между складчатыми зонами и горными системами. М. Бертран прямо указывал, что горы являются складчатыми зонами земной коры и представляют собой характерную форму выражения в рельефе земной поверхности складчатых цепей в период их образования. В связи с этим он даже всю серию отложений, слагающих полный геосинклинальный цикл, включая гнейсы, блестящие сланцы, флиш и молассы, называл «фациями или формациями гор» (Bertrand, 1897). Именно тут берут свое начало широко распространенные представления геологов западноевропейской школы об орогенезе, как о понятии, являющемся одновременно синонимом и складчатости, и горообразования.

В дальнейшем трудами А. Гейма (Heim, 1921, 1922а, б), рассмотревшего механизм складчатости и горообразования на примере Альп, Э. Ога (1938; Haug, 1900), создавшего первую законченную теорию геосинклиналей, и особенно Л. Кобера (Kober, 1923, 1933), разработавшего стройную систему представлений об орогене как горно-складчатой системе, закономерно возникающей из геосинклинали в процессе ее развития, и Е. Крауса (Kraus, 1927), сформулировавшего первую схему стадийности развития геосинклиналей (стадии: предорогенная — общее прогибание; раннеорогенная — тектоническая дифференциация геосинклиналей; главная орогенная — складчатые деформации и образование молассы; послеорогенная — новые глыбовые деформации складчатой системы и возникновение сводовых поднятий), эти представления получили окончательную форму и завоевали признание у подавляющей массы геологов того времени.

Почти забытые представления Дж. Холла о независимости процессов геосинклинальной складчатости и горообразования получили в 20—30-х годах текущего столетия новое развитие в трудах Г. Штилле, с именем которого связана целая эпоха в истории геотектоники.

Г. Штилле, используя терминологию Г. Джильберта, ввел в 1920 г. в геотектонику два новых понятия — «орогенез» и «эпейрогенез» (Штилле, 1964). Под «орогенезом» Г. Штилле подразумевал исключительно складчатые процессы, которые по его мысли осуществляются в виде кратковременных фаз и в конечном счете приводят к консолидации («затвердеванию») крупных геосинклинальных площадей. Возникающие при орогеническом вспучивании горы обычно невысоки и, главное, эфемерны, так как очень быстро разрушаются и нивелируются до состояния пенепленизированных поверхностей. Главным горообразующим (в морфологическом смысле) фактором Г. Штилле считал процесс эпейрогенических «вековых» движений. Он писал: «Определение орогенеза как исключительно горообразующего процесса мы должны отбросить... не только потому, что понимающиеся под ним процессы проявлялись не в «горообразующей» форме, сколько от того, что горы создаются процессами

совсем другого рода ((эпейрогенез, движения на обширной площади)» (Штилле, 1964, стр. 65).

В другой работе Г. Штилле продолжил ту же мысль — «Фактически „горообразование" (в тектоническом смысле) как объяснение возникновения крупных морфологически приподнятых областей нашей Земли, например, Альп Европы или Кордильер Северной Америки, в значительной степени исключено. Скорее горы как таковые существуют или еще существуют вследствие более молодых и в основном продолжающихся и поныне глыбовых движений, что относится к кругу эпейрогенических процессов» (Штилле, 1964, стр. 138). Г. Штилле подчеркивал, что в условиях эпейрогенических движений области с различной орогенической предысторией могут вести себя как монолитные горные системы, например, как Скалистые горы Северной Америки, которые наряду с зонами молодой складчатости охватывают и такие области весьма древней консолидации, как плато Колорадо.

Вместе с тем, к разряду эпейрогенических движений Г. Штилле относил тектонические процессы, не имеющие никакого отношения к горообразованию, например прогибание ложа геосинклиналей, конседиментационные поднятия и проседания на древних платформах и т. д. Впоследствии именно эти медленные и преимущественно вертикальные движения стали наиболее распространенными и привычными примерами эпейрогенеза, тогда как его главная роль в образовании горных систем (как это считал Г. Штилле) не получила соответствующего резонанса среди геологов.

Хотя Г. Штилле резко противопоставлял орогенез и эпейрогенез как различные формы тектонических движений, он признавал значительную роль и того и другого в процессе формирования каледонских, варисцийских и альпийских геосинклинальных складчатых областей, считая, что большую часть времени существования геосинклинальных областей в них господствовали эпейрогенические движения, которые лишь эпизодически прерывались тектоническими движениями орогенического характера. В начальную стадию развития геосинклиналей, полагал Г. Штилле, эпейрогенические движения в них были нисходящими, а в конечные стадии, после орогенеза, в период квазикратонного состояния земной коры, движения становились восходящими и обусловливали образование горных систем на месте геосинклиналей. В связи с этим складчатость и горообразование всегда бывают разделены бо́льшим или меньшим промежутком времени. Г. Штилле особенно обращал внимание на то, что сначала создается складчатая структура в качестве субстрата гор, а затем тектонические процессы на основе этих складчатых структур образуют горы. Здесь мы встречаемся с самой первой схемой стадийности процесса формирования орогенных зон земной коры, которая впоследствии трансформировалась у некоторых современных исследователей (Яншин, 1965; Боголепов, 1968; Кузнецов, 1970) в представление о полной независимости горообразования (и сводово-глыбового дейтероорогенного структурообразования) от геосинклинального развития.

Таким образом, Г. Штилле рассматривал развитие геосинклинальных областей как результат взаимодействия и наложения генетически различных процессов — эпейрогенических и орогенических,— пространственно совмещенных в отдельных зонах земной коры. Это был уже совершенно новый подход к оценке сущности геосинклинального развития, как сложного комплекса различных тектонических процессов и явлений.

В начале 30-х годов Э. Арган в своей знаменитой работе «Тектоника Азии» вновь вернулся к тезису об единстве складчатости и горообразования, хотя и рассмотрел его в совершенно другом аспекте. В результате анализа строения и пространственного размещения горных систем Центральной Азии Э. Арган (1935) пришел к выводу, что формирование гор-

ных хребтов теснейшим образом связано со складчатыми процессами в глубинных зонах земной коры. Все горные хребты и разделяющие их межгорные долины и впадины, по его мнению, являются отражением на земной поверхности глубинных складок основания — складок большого радиуса кривизны, возникших в жестких консолидированных комплексах пород под влиянием мощного горизонтального стресса. Возникновение такого стресса, а следовательно, и глубинной складчатости коробления и горообразования Э. Арган, таким образом, не связывал с геосинклинальным процессом, а объяснял большими горизонтальными перемещениями крупных континентальных глыб (например, Индостанского щита и т. д.). Тем самым Э. Арган впервые убедительно показал, что мощные горообразовательные процессы (эпейрогенические, по Г. Штилле), затронувшие крупные части континентов, которые давно испытали складчатость и консолидацию, носят также и складкообразовательный характер. Иными словами, Э. Арган впервые ввел понятие о внегеосинклинальной складчатости и горообразовании.

Мысль Э. Аргана о внегеосинклинальных орогенических поясах впоследствии была подхвачена Г. Ф. Мирчинком, который в своей статье «Основные закономерности развития земного лика» впервые сформулировал понятие об особом, отличном от геосинклиналей и платформ третьем типе континентальных тектонических структур — глыбовых зонах, «...отличительной особенностью которых является стремление к вертикальным дифференциальным движениям масс с разрывом сплошности пород по трещинам, с излияниями по ним лав, преимущественно базальтов и образованием интрузий из нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов. Не менее характерны для этих глыбовых зон мощные более или менее сильно дислоцированные, нередко грубообломочные осадки, образованные за счет прилежащих к впадинам приподнятых глыб» (Мирчинк, 1940, стр. 54). Г. Ф. Мирчинк считал, что в ходе геологического времени (от палеозоя до кайнозоя) распространенность таких зон возрастает, как возрастает и интенсивность проявления и размах движений в них. Примером глыбовых зон, по Г. Ф. Мирчинку, являются система сбросовых впадин в варисцидах Центральной Европы, заполненных континентальными соленосными и гипсоносными отложениями перми и триаса, эпикаледонские средне-позднепалеозойские структуры Центрального Казахстана, Куринская депрессия, мезозойско-кайнозойские впадины Средней Азии и южной части Алданского щита.

Именно идею Г. Ф. Мирчинка — о глыбовых зонах, как третьем главном типе тектонических структур континентов — считают основополагающей в своих представлениях все современные исследователи (от В. А. Николаева и Е. Д. Карповой до К. В. Боголепова и Ю. А. Кузнецова), отрицающие связь эпох горообразования и сводово-глыбовых поднятий (девонского в каледонидах и байкалидах, позднепалеозойского в варисцидах, позднемезозойского в мезозоидах и позднекайнозойского в альпидах) с завершением развития соответствующих геосинклинальных областей. Однако, как можно было убедиться выше, истоки этих представлений уходят к работам Г. Штилле, а по существу берут начало от Дж. Холла.

В те же самые годы, когда Г. Ф. Мирчинк выступил со своей идеей о глыбовых зонах как третьем самостоятельном типе структур земной коры, среди геологов Советского Союза (как и за рубежом) продолжали господствовать традиционные представления о единстве геосинклинальной складчатости и горообразования. Они нашли свое отражение в ряде работ А. Д. Архангельского и особенно Н. С. Шатского, считавших, что геосинклинальный процесс, понимавшийся ими широко, может проявляться в разнообразной форме, как в виде глубоко прогибавшихся геосинклиналей, так и воздымавшихся, нередко обладавших горным рельефом геоантиклиналей, которые совместно образуют геосинклинальные

системы и области. Н. С. Шатский (1963—1965) неоднократно подчеркивал, что складкообразовательные движения происходили в геосинклинальных областях одновременно с орогеническими (в смысле горообразования.— *А. М.*) и эпейрогеническими.

Но, пожалуй, самым активным защитником рассмотренного выше тезиса в отечественной геологической литературе того времени был А. Н. Мазарович (1938, 1940), который, рассматривая исторические циклы (ритмы) в истории Земли (каледонский, герцинский, иеншанский, альпийский), стремился показать, что каждый из них распадается на сходные этапы: 1) детрактивный, соответствующий времени заложения геосинклинали, 2) геосинклинальный, характеризующийся значительным прогибанием в условиях растяжения земной коры, и 3) орогенический, когда под влиянием сжатия создается складчатое сооружение и формируется горный рельеф. Он писал: «Время орогенеза характеризуется рядом явлений, не свойственных другим фазам развития. Во-первых, создается резкий рельеф, образующий высокогорные области, благодаря чему эрозия достигает большой интенсивности, и у подножия гор накапливаются мощные плащи галечников... далее крайне характерно образование предгорных впадин, только и существующих в это время» (Мазарович, 1940, стр. 22).

Вместе с тем, когда нужно было трактовать геологическое развитие конкретных геосинклинальных областей, А. Н. Мазарович проявлял непоследовательность, причины которой скрывались в его теоретических представлениях о неоднократной повторяемости геосинклинального развития в пределах одних и тех же территорий на протяжении ряда «исторических циклов». Даже не упомянув М. Бертрана и его принципы выделения каледонского, герцинского и альпийского циклов (что приходится отмечать с большим сожалением), А. Н. Мазарович вложил в эти понятия свое, отличное от бертрановского содержание, полностью исключив из него закономерности изменения вещественного состава отложений (вспомните ряд «формаций гор» М. Бертрана), и придал главное значение орогенезу, причем времени складчатости — прежде всего. В связи с этим в ряде случаев орогенез оказался у А. Н. Мазаровича оторванным от последующего горообразования, которое он относил к начальному детрактивному этапу следующего «исторического цикла». В силу этих причин в схеме А. Н. Мазаровича (1940, стр. 24) получилось, что позднепалеозойский этап развития герцинид в одних случаях рассматривается как заключительный орогенический этап герцинского цикла (например, средний-поздний карбон и пермь на Урале и в Тянь-Шане), а в других как начальный детрактивный этап альпийского цикла (пермь в фации красного лежня в альпийском поясе Европы). То же самое произошло и с ранне-среднедевонским периодом развития каледонид, который в каледонской области Южной Сибири трактуется им как детрактивный этап герцинид (напомним, что о Минусинской впадине А. Н. Мазарович неоднократно высказывался как о недоразвитой геосинклинали), а в британских каледонидах — как платформенный этап континентальной седиментации.

Следовательно, А. Н. Мазарович был первым, кто исключил из каледонского орогенического цикла нижне-среднедевонские молассы, ограничив его орогенический этап поздним силуром. Непоследовательность такой операции очевидна не только с позиции тех принципов, которых придерживался М. Бертран при выделении самого понятия об орогенических циклах, но и с точки зрения определения орогенического этапа, данного самим А. Н. Мазаровичем. В самом деле, в позднем силуре складчатость произошла только в отдельных остаточных зонах каледонских областей, например в Южных нагорьях Шотландии, в Западном Саяне, и не сопровождалась сколько-нибудь значительным горообразованием, мощная эпоха которого охватила всю площадь каледонид,

включая ранне- и позднекаледонские зоны, только в начале девона. Это отмечал Г. Штилле (1964) еще в 30-х годах, т. е. задолго до того, как А. Н. Мазарович опубликовал свои представления о содержании и объеме каледонского цикла. Тем не менее, последствия этого вывода А. Н. Мазаровича оказались очень значительными, особенно в нашей стране, так как впоследствии он был некритически воспринят рядом тектонистов (Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Боголепов, 1968; Булгатов, Красильников, 1968; и др.) и стал причиной многих, на мой взгляд, ошибочных представлений о повторном (внегеосинклинальном) девонском горообразовании в областях каледонской складчатости.

Проведенный исторический обзор с полной определенностью показывает, что ныне существующие расхождения во взглядах на природу орогенных зон земной коры не явились результатом закономерного развития геотектоники как науки и не были вызваны появлением принципиально новых фактов, решительно меняющих представления о причинах горообразования в складчатых зонах и поэтому вступающих в резкие противоречия с прежними взглядами на эту проблему. Они существовали всегда, начиная с момента рождения самого учения о геосинклиналях. Как мы могли убедиться, споры все время шли и продолжают идти вокруг одних и тех же фактов и даже не столько самих фактов (никто не спорит, что на месте геосинклиналей возникают орогенные зоны), сколько по поводу их различной трактовки при решении вопроса о геосинклинальной или негеосинклинальной природе орогенных зон земной коры.

При ответе на этот вопрос одни исследователи главное значение придают изменению структурного плана складчатых областей при переходе от геосинклинального к орогенному этапу развития, ярко выраженному в одних местах и совершенно не проявленному в других; вторые основное внимание обращают на совпадение или несовпадение в пространстве геосинклинальных и орогенных зон, так же по разному выраженному в различных регионах; третьи на первое место выдвигают факт существования более или менее значительного перерыва между складчатостью и последующим горообразованием; четвертые главную роль в решении этого вопроса отводят особенностям магматизма геосинклиналей и орогенных зон, часто делая диаметрально противоположные выводы.

Из сказанного становится очевидным, что причина разногласий кроется не в фактах; она была заложена с самого начала в самом понятии о геосинклинали, геосинклинальном развитии и геосинклинальном процессе, понятии, первоначальное определение которому было дано в самой общей и неопределенной форме и которое дополнялось впоследствии целым комплексом качественно различных и неравнозначных признаков, допускавших различное его толкование. Достаточно вспомнить диапазон колебаний этого понятия — от простых корытообразных прогибов земной коры до сложно построенных геосинклинальных областей и поясов,— чтобы стало понятным, как это влияло на соответствующую трактовку природы орогенного этапа и орогенных зон.

Ясно, что до тех пор, пока не будет дано настоящее генетическое, а не качественное определение геосинклинального процесса, не прекратятся бесконечные и бесперспективные споры вокруг геосинклинальной или негеосинклинальной природы орогенных зон.

Третий аспект проблемы орогенного этапа развития геосинклинальных складчатых областей, последний, который мы затронем в нашем обзоре, можно назвать магматическим. Он касается различных видов связи между орогенным режимом (этапом) тектонического развития и характером (составом, формой и временем проявления) соответствующего ему магматизма.

Современные представления об орогенном магматизме оформились под большим влиянием идей Г. Штилле, которые впервые были им вы-

сказаны в 1940 г. В соответствии с концепцией Г. Штилле (1964), любой тектонический цикл сопровождается магматическим циклом, причем, таким образом, что каждому состоянию геотектонического цикла отвечает соответствующий ему магматизм (эвгеосинклинальному состоянию — инициальный симатический магматизм, орогеническому — синорогенный, в том числе высокоорогенный и позднеорогенный плутонический магматизм, квазикратонному — субсеквентный, преимущественно вулканический магматизм и кратонному — конечный симатический магматизм). В ходе развития магматического цикла Г. Штилле выделял два крупных переломных рубежа: первый, отражающий переход от симатического магматизма к сиалическому, совпадающий с началом орогенеза (складчатости.— *А. М.*), и второй, обусловливающий обратный переход от сиалического магматизма к симатическому, приуроченный к концу квазикратонного состояния.

Следовательно, по мысли Г. Штилле, массовое проявление в геосинклиналях сиалического магматизма происходит только во время орогенеза (складчатости) — преимущественно в плутонической форме, и в течение последующего квазикратонного их состояния (в условиях горообразования и германотипных глыбовых дислокаций) — преимущественно в вулканической форме, т. е. иными словами сиалический магматизм характерен только для того этапа развития складчатых областей, который многие современные исследователи рассматривают как орогенный. Г. Штилле неоднократно обращал внимание на генетическую связь между субсеквентным вулканизмом и синорогенным плутонизмом, подчеркивая их «кровное родство» в магматическом отношении, несмотря на то, что тектонические условия проявления того и другого, по его мнению, были совершенно различными.

Привлекательность идей Г. Штилле оказалась настолько сильной, что они на долгие годы определили направление научной мысли при поисках связей между тектоникой и магматизмом.

В Советском Союзе этому немало способствовали работы В. А. Николаева, Ю. А. Билибина и его последователей (А. И. Семенов, В. И. Серпухов и др.), которые детализировали схему магматического цикла Г. Штилле, переведя ее на современный язык магматических комплексов и формаций и придав ей соответствующую металлогеническую характеристику.

В развитии геосинклинальных складчатых (подвижных) поясов Ю. А. Билибин (1955) различал:

— ранние этапы, отвечающие периоду развития основных магм и их средних и кислых дифференциатов (габбро-перидотитовый, спилито-кератофировый, габбро-плагиогранитный и габбро-граносиенитовый комплексы);

— средние этапы, во время которых осуществляется превращение геосинклинали в складчатый комплекс и одновременно происходит резкая смена гранитоидных дифференциатов основных магм самостоятельными кислыми магмами, не обнаруживающими признаков генетической связи с основными магмами (комплексы добатолитовых дайковых интрузий кварцевых диоритов, гранодиорит- и гранит-порфиров; батолитовых гранодиоритов и умереннокислых гранитов; кислых и ультракислых гранитов);

— поздние этапы, эквивалентные этапу развития складчатого пояса, магматизм которых близок магматизму средних этапов, но отличается в основном наземными вулканическими излияниями кислого и среднего состава (липаритового, дацитового и андезитового) и развитием малых трещинных близповерхностных интрузий кислых гранитов и гранит-порфиров, иногда граносиенитов и сиенито-диоритов;

— конечные этапы развития складчатых поясов, характеризующиеся глубокими расколами земной коры и появлением калиевых гранитоидов

повышенной щелочности и щелочных эффузивов, являющихся кислыми дифференциатами основных магм.

В строгом соответствии с изменением от этапа к этапу вещественного состава магматических комплексов происходит по схеме Ю. А. Билибина и изменение эндогенной минерализации в подвижных поясах — от магматических месторождений, содержащих платину, хром, железо, титан, ванадий, никель, кобальт, медь, к гидротермальным и контактово-метасоматическим месторождениям железа, меди, свинца, цинка и других металлов на протяжении ранних этапов, затем в средние этапы — к гидротермальным и контактово-метасоматическим месторождениям олова, вольфрама, молибдена и золота, а также к пегматитовым месторождениям, содержащим литий, бериллий, бор, тантало-ниобаты и другие литофильные элементы,— в средние и поздние этапы и, наконец, снова к месторождениям меди, железа, свинца, цинка, никеля, кобальта, серебра в конечные этапы.

Таким образом, «кровное магматическое родство» синорогенного плутонизма и субсеквентного вулканизма, на которое указывал Г. Штилле, Ю. А. Билибин дополнил еще и их металлогеническим родством, показав большое сходство в гранитном магматизме и металлогении средних и поздних этапов развития складчатых поясов.

В дальнейшем (60—70-е годы) тектоно-магматическая схема Штилле — Билибина подверглась очень жесткой, часто справедливой критике (особенно в Советском Союзе), которая шла по двум направлениям.

Во-первых, была показана неприменимость этой схемы (в ее полном виде) к конкретным отдельно взятым геологическим объектам ранга складчатой зоны или иногда даже складчатой системы, в которых тектоническое развитие и эволюция магматизма и металлогении происходили гораздо более сложным путем (Нагибина, 1958, 1963; Тектоника Евразии, 1966; Кузнецов, Яншин, 1967; Штрейс, 1967; Щеглов, 1968; Лучицкий, 1971 и др.).

Во-вторых, была установлена на основе современных достижений в области тектоники и магматизма неправильность некоторых фундаментальных положений этой схемы, в частности ошибочность представлений Г. Штилле о генетической связи между складчатостью и гранитным плутонизмом, который, как показали Н. А. Штрейс (1967), а затем Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1969), в каких бы структурных условиях не проявлялся (геосинклинальных, орогенных или даже платформенных), в большинстве случаев приурочен к тектоническим поднятиям независимо от того, испытали они перед этим складчатость или нет. Точно так же должны быть полностью пересмотрены взгляды Г. Штилле о преимущественно сиалическом составе продуктов субсеквентного вулканизма (Кузнецов, 1964; Лучицкий, 1960а; 1971; Моссаковский, 1969; Bederke, 1959). Многочисленные петрографические исследования вулканических формаций, которые по месту и времени своего образования должны быть отнесены к продуктам субсеквентного вулканизма Г. Штилле (например, ранне-среднедевонских в каледонидах Южной Сибири, средне-позднедевонских в каледонидах Центрального Казахстана, раннепермских в варисцидах Монголии и Центральной Европы и т. д.), показали, что среди них большую роль играют породы базальтоидного ряда, являющиеся производными глубинных основных магм, причем не только толеитового, но и оливин-базальтового типов. В корне изменились взгляды и на природу инициального магматизма, после того как был установлен протрузивный характер гипербазитов в «офиолитовых сериях» (Книппер, 1969) и принадлежность их вместе с метасоматическими габброидами к меланократовому фундаменту эвгеосинклиналей (Пейве, Штрейс и др., 1971, 1972).

И все же, несмотря на резкую и справедливую критику, представления о направленном характере эволюции магматизма (и металлогении)

в процессе развития геосинклинальных складчатых областей и поясов — от базальтоидного мантийного магматизма на ранних стадиях развития эвгеосинклиналей через андезитовый и габбро-плагиогранитный на их средних стадиях, а затем к гранитоидному ко́ровому магматизму на заключительных стадиях их развития, получившие столь законченную и ортодоксальную форму в трудах Г. Штилле и Ю. А. Билибина,— разделяются в том или ином виде и многими современными исследователями, особенно теми, которые занимаются наиболее общими вопросами тектоники и магматизма. Здесь надо, в первую очередь, упомянуть среди тектонистов А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, Ю. М. Шейнманна, а среди магматистов и металлогенистов — Ю. А. Кузнецова (в ранний период), В. И. Смирнова, Е. Т. Шаталова, Д. С. Харкевича, Ю. И. Половинкину. Видимо, это не случайно и вызвано тем, что намеченная Г. Штилле, а еще раньше Г. Тиррелем (Tyrrell, 1926, 1955), последовательность магматических проявлений в складчатых геосинклинальных областях все же имеет под собой некоторую объективную основу, но отражает, по-видимому, лишь самые общие связи между тектоническими процессами формирования земной коры и магматизмом, проявляющиеся только в масштабе крупных геосинклинальных областей и поясов (например, таких, как область Казахстано-Сибирских палеозоид в целом) и естественно не улавливающиеся при анализе магматизма и тектоники отдельных их участков и зон (подобных, например, Салаирскому кряжу или Томь-Колыванской зоне).

Возвращаясь к проблеме орогенного магматизма, следует еще раз подчеркнуть, что с позиций большой группы исследователей, признающих существование крупных магматических циклов, соизмеримых и сопряженных во времени и в пространстве с такими тектоническими этапами, как например, каледонский или варисцийский, орогенный (субсеквентный, геоантиклинальный, поздних стадий развития и т. д.) магматизм закономерно сменяет магматизм ранних и отчасти средних стадий развития геосинклинальных областей. Он проявляется только после превращения геосинклиналей в складчатые зоны и характеризует орогенный (сводово-глыбовый) режим развития последних, локализуясь в межгорных впадинах и на сводах разделяющих их горных поднятий. В этом заключается суть первого направления во взглядах на природу и тектоническое положение орогенного магматизма.

В противоположность первому «традиционному» направлению, начиная с конца 50-х — начала 60-х годов, под влиянием работ Е. К. Устиева (1959) на Дальнем Востоке, выделившего Охотско-Чукотский вулканический пояс, и М. С. Нагибиной (1958, 1959, 1963, 1964) в Восточной Сибири, описавшей новый тип структурных форм, тесно связанных с магматизмом (мезозойские впадины восточноазиатской группы), стало постепенно оформляться, как самостоятельное, другое направление во взглядах на орогенный магматизм,— как на явление, связанное с разного рода тектонической активизацией ранее стабилизированных складчатых областей.

Первоначально в трудах М. С. Нагибиной (1964), А. Д. Щеглова (1964, 1968), Ю. А. Комарова и Н. М. Хренова (Комаров и др., 1964; Хренов и др., 1965, 1966), В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого (1963, 1964), Н. А. Фогельман (1968) и М. И. Фаворской (1964) подобного рода внегеосинклинальный магматизм (мезозойский, палеозойский) противопоставлялся эпигеосинклинальному орогенному магматизму, и оба они рассматривались как результат конвергенции геологических процессов в разных структурных условиях развития земной коры.

Однако в дальнейшем по мере сравнительного изучения орогенного магматизма того и другого типов стало выясняться полное тождество состава их продуктов, петрохимических особенностей, металлогенической специализации и т. д. Отсюда — очевидный вывод, сделанный совершен-

но независимо и с разных общетеоретических позиций Ю. М. Шейнманном (1968) и Е. Д. Карповой (1968) и в дальнейшем Ю. А. Кузнецовым (1970), о том, что «...сравнение структурных форм, геологических формаций и металлогении, связанных с процессами тектонической активизации или относящихся к завершающей стадии развития геосинклинально-складчатых областей, показывает, что они однотипны... Продолжительность паузы между формированием складчатого фундамента и образованием наложенных структур и проявлений магматизма не влияет на сущность послескладчатого тектогенеза и не может служить основанием для выделения двух принципиально отличных групп структур, как это делается в настоящее время в трудах по тектонике и металлогении» (Карпова, 1968, стр. 230).

Для магматизма того и другого типа, как подчеркивает Ю. А. Кузнецов (1970), одинаково типичны дифференцированные вулканические серии преобладающего кислого и среднего состава и крупные многофазные гранитоидные плутоны, часто образующие вулкано-плутонический ряд формаций: андезитовая — гранодиоритовая — дацито-липаритовая — гранитовая, иногда заканчивающийся наиболее поздними интрузиями лейкократовых и аляскитовых гранитов. Наряду с ними распространены и высокоглиноземистые базальты, а в редких случаях — трахибазальто-трахиандезитовые, щелочносиенито-граносиенитовые и другие щелочные магматические комплексы. С тем и другим магматизмом связано формирование эндогенных месторождений редких и цветных металлов. Этот единый по своей природе магматизм Е. Д. Карпова и Ю. А. Кузнецов, в отличие от Ю. М. Шейнманна, последовательно отстаивавшего его геосинклинальную природу, рассматривают во всех случаях как негеосинклинальный и связывают его с развитием особого типа структур земной коры — сводово-глыбовых областей. По мысли этих исследователей, сводово-глыбовый (или квазикратонный, по предложению Ю. А. Кузнецова) магматизм не имеет никакого отношения к развитию геосинклинальных областей, так как накладывается на них «сквозьструктурно», под влиянием процессов, протекающих в верхней мантии.

Более того, Ю. А. Кузнецов вообще склонен отрицать существование генетической связи между процессом геосинклинального развития и проявлениями соответствующего магматизма, считая, что, если подобная связь и намечается, то она имеет лишь парагенетический характер. Вполне самостоятельными с точки зрения магматизма он считает только «...два типа структур: а) расколотые вследствие декратонизации кратоны, для которых характерен базитовый магматизм, проявляющийся в обстановке растяжения блока и поэтому сопровождающийся образованием впадин; б) сводово-глыбовые структуры, формирующиеся в обстановке преобладающего воздымания больших материковых сегментов коры и отличающиеся преимущественно среднекислым эффузивным и интрузивным магматизмом... Геосинклинальные же структуры в отношении особенностей магматизма, по существу, представляют собой частный случай наложения типа б) на тип а) (эвгеосинклинали) или же просто модификацию (усиление типа б)...» (Кузнецов, 1970, стр. 26).

Таким образом, здесь мы встречаемся с крайней точкой зрения, по существу отрицающей любую генетическую связь геосинклинального развития не только с орогенным магматизмом, но и с теми типами основного и среднего подводного магматизма, которые всегда и всеми рассматривались как типично геосинклинальные проявления. Удержаться на таких крайних позициях оказалось не под силу и самому Ю. А. Кузнецову, который в той же самой работе выше и ниже приведенной цитаты все же был вынужден выделить и охарактеризовать симатический геосинклинальный магматизм, ранний и поздний геоантиклинальный (?) магматизм и при этом подчеркнул нечеткость и расплывчатость в ряде мест, например в Центральном Казахстане, временной и структурной

границы между последним и сводово-глыбовым магматизмом. Столь очевидная вынужденная непоследовательность Ю. А. Кузнецова, как нам представляется, лучше всего демонстрирует слабость той позиции, которую он сравнительно недавно занял в этом вопросе.

Итак, подводя итог обзору существующих взглядов на природу орогенного магматизма, мы должны констатировать следующие два важных положения, которые отражают современное состояние этого вопроса.

Во-первых, с каких бы общих тектонических или магматических позиций исследователи не рассматривали орогенный магматизм, они в конечном счете всегда приходят к выводу о том, что нет веских оснований для его разделения на эпигеосинклинальные или внегеосинклинальные разновидности. В природе существует только один тип орогенного магматизма (как бы его ни называть), обладающий совершенно определенными петрографическими, петрохимическими, геохимическими и металлогеническими особенностями, хотя формы и место его проявления в складчатых областях могут быть весьма разнообразными.

Во-вторых, расхождения во мнениях о природе и тектоническом положении орогенного магматизма, а также о его отношении к геосинклинальному процессу вызваны исключительно разным толкованием генетической природы тех орогенных (сводово-глыбовых) зон, в пределах которых он получил широкое развитие. Мы уже касались этого выше при анализе второго аспекта проблемы орогенного этапа, где было показано, что то или иное решение этого вопроса полностью зависит от того, как узко или широко трактует тот или иной исследователь объем понятий геосинклиналь, геосинклинальная область и геосинклинальный процесс в целом.

Таким образом, изучая проблему орогенного этапа в ее магматическом аспекте, мы вновь сталкиваемся с последствиями нечеткости бытующих в настоящее время представлений о геосинклинальном развитии, его объеме и содержании. Совершенно очевидно, что преодоление существующих противоречий, затрагивающих самые разные стороны проблемы орогенного этапа (и не только орогенного этапа), станет возможным лишь после выработки генетического определения геосинклинального процесса — определения, которое учитывало бы не только поверхностные структурно-морфологические формы его проявления, а делало бы главный акцент на роль этого процесса в формировании вещественно различных оболочек земной коры.

* * *

Зачатки генетического подхода к определению геосинклинального процесса впервые появились только в последние 15—20 лет сначала в виде отдельных высказываний о том, что в ходе геосинклинального развития происходит формирование гранитно-гнейсового слоя земной коры (Павловский, 1953; Кропоткин, 1948, 1964; Муратов, 1957, 1963; Белоусов, 1966; Магницкий, 1958; Милановский, Хаин, 1964), а затем в качестве первых теоретических разработок В. И. Попова (1957, 1964) и особенно Н. П. Васильковского (1959, 1960), рассмотревшего различные тектонические и петрологические аспекты направленного процесса превращения земной коры океанического типа в континентальную в процессе развития геосинклиналей. Эти идеи получили практическое обоснование и дальнейшее развитие в исследованиях Б. Н. Красильникова (1966) в Алтае-Саянской области на юге Сибири, М. С. Маркова (Марков и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967; Марков, 1970) в Охотском регионе — в зоне перехода между Азиатским континентом и Тихим океаном и Л. П. Зоненшайна (1967, 1969, 1972 и др.), проделавшего соответствующий анализ палеозойской истории и структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Однако настоящий перелом в представлениях геологов о развитии геосинклиналей, как совокупности тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих вещественное преобразование океанической земной коры в континентальную путем формирования гранитно-метаморфического слоя, наметился в нашей стране лишь в самые последние годы под влиянием работ А. В. Пейве, Н. А. Штрейса и их учеников (Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969; Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Книппер, Марков, Богданов, 1971; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972). В этих работах было показано большое сходство (почти тождество) между геологическими разрезами верхней части земной коры современных океанов (срединно-океанических хребтов, глубоководных впадин) и нижней частью разрезов мезозойских и палеозойских эвгеосинклинальных зон континентов, и на этом основании был сформулирован, а затем обоснован на геологических материалах по Евразии вывод, согласно которому все без исключения эвгеосинклинальные зоны геологического прошлого, обладающие в настоящее время корой континентального типа с гранитно-метаморфическим слоем, первоначально формировались на океанической коре и проходили в свое время океаническую стадию развития. Для обоснования этого фундаментального вывода, помимо критического пересмотра старых представлений о строении и структурном положении офиолитовых комплексов эвгеосинклиналей, огромное значение имели большие успехи в геологическом и геофизическом изучении строения дна современных океанов и результаты глубоководного бурения, полученные в самое последнее время и сыгравшие роль того недостающего фактического звена, отсутствие которого сдерживало до сих пор развитие новых генетических представлений о сущности геосинклинального процесса, как механизма формирования земной коры континентов и мешало их широкому признанию.

Логическим воплощением рассмотренных представлений является схема стадийности развития складчатых областей и поясов современных континентов, включающих эвгеосинклинальные зоны геологического прошлого. Эта схема предусматривает три, тесно связанные и вытекающие одна из другой стадии (Пейве, Штрейс и др., 1972): 1) океаническую (начальную) с океаническим типом строения земной коры, 2) переходную, во время которой разыгрываются основные события геосинклинального процесса и которая характеризуется переходным типом строения земной коры (подобным коре островных дуг и краевых морей), и 3) континентальную (завершающую) с континентальным типом строения коры, характеризующуюся продолжающимся (со времени предыдущей стадии) тектоническим сжатием складчатых систем, нередко разрешающимся в форме их складчато-глыбовых деформаций, горообразованием, гранитным магматизмом на поднятиях и формированием в краевых прогибах и межгорных наложенных впадинах моласс и наземных вулканитов андезитового, дацитового и липаритового состава. Эти три стадии сменяют одна другую не только во времени, но и латерально.

Таким образом, континентальная стадия является логическим завершением процесса геосинклинального развития, вещественным результатом которого служит образование гранитно-метаморфического слоя. Последний достигает своей максимальной мощности (25—30 *км*, по данным глубинного сейсмического зондирования современных орогенных зон) именно в начале континентальной стадии, в ее ранний этап, обычно выделяемый в качестве орогенного.

Следовательно, опираясь на генетический подход к выяснению сущности процесса геосинклинального развития, мы неизбежно придем к единственному выводу о том, что орогенный этап развития складчатых зон и областей является завершающим в этом процессе, ведущим к формированию и становлению земной коры континентов и, следовательно, не может отрываться от него.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ МОНГОЛИИ

Территория Монголии представляет исключительный интерес для проводимого исследования, поскольку в ее пределах очень широко развиты позднепалеозойские орогенные молассовые и вулканогенно-молассовые комплексы, выполняющие целый ряд крупных впадин и прогибов, различающихся как по строению, так и по положению в общей структуре варисцийских и каледонских складчатых зон, а интенсивно проявившийся позднепалеозойский орогенный вулканизм весьма разнообразен по составу своих продуктов. Эти обстоятельства обусловили выбор территории Монголии в качестве опорного региона для разработки проблемы орогенного этапа и орогенного магматизма палеозойских складчатых областей.

Основы тектонического районирования территории Монголии были заложены В. М. Синицыным (1959) и А. Х. Ивановым (Васильев и др., 1959), представления которых в дальнейшем развили и детализировали сначала В. А. Амантов и П. С. Матросов (1961), а затем в целой серии обобщающих коллективных работ Н. А. Маринов, Р. А. Хасин, В. А. Амантов, В. А. Благонравов, Ю. А. Борзаковский, И. И. Волчек, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайн, Б. Лувсанданзан, Э. В. Михайлов, П. С. Матросов, О. Д. Суетенко, И. Б. Филиппова и многие другие (Хасин, 1966; Амантов и др., 1967, 1968, 1970; Борзаковский и др., 1967; Зоненшайн и др., 1970). В результате этих исследований на территории Монголии были выделены складчатые зоны (системы, области) разного возраста, в основном каледонские и варисцийские, и лишь на крайнем юге — раннемезозойские, в строении и формировании которых большую роль играли глубинные разломы.

В последние годы в результате работ Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, в которых участвовали А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, Б. Лувсанданзан, Н. Г. Маркова, А. А. Моссаковский, М. С. Нагибина, И. П. Палей, А. С. Перфильев, О. Д. Суетенко, Б. Лувсанданзан, О. Томуртогоо и многие другие, были получены новые важные геологические данные, позволившие реконструировать тип строения земной коры (океанический, переходный, континентальный) в разных тектонических зонах Монголии в разные периоды их развития.

Было выяснено (Амантов и др., 1967; Дергунов и др., 1971), что в среднем палеозое территория Монголии и сопредельных частей СССР и Китая распадалась на два крупных принципиально различных тектонических блока: северный континентальный и южный океанический (рис. 1). Северный блок, образованный в основном раннекаледонскими складчатыми сооружениями и охватывающий Северную, Центральную и Западную Монголию, в среднем палеозое обладал земной корой континентального типа с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем, который сформировался в процессе геосинклинального развития этих

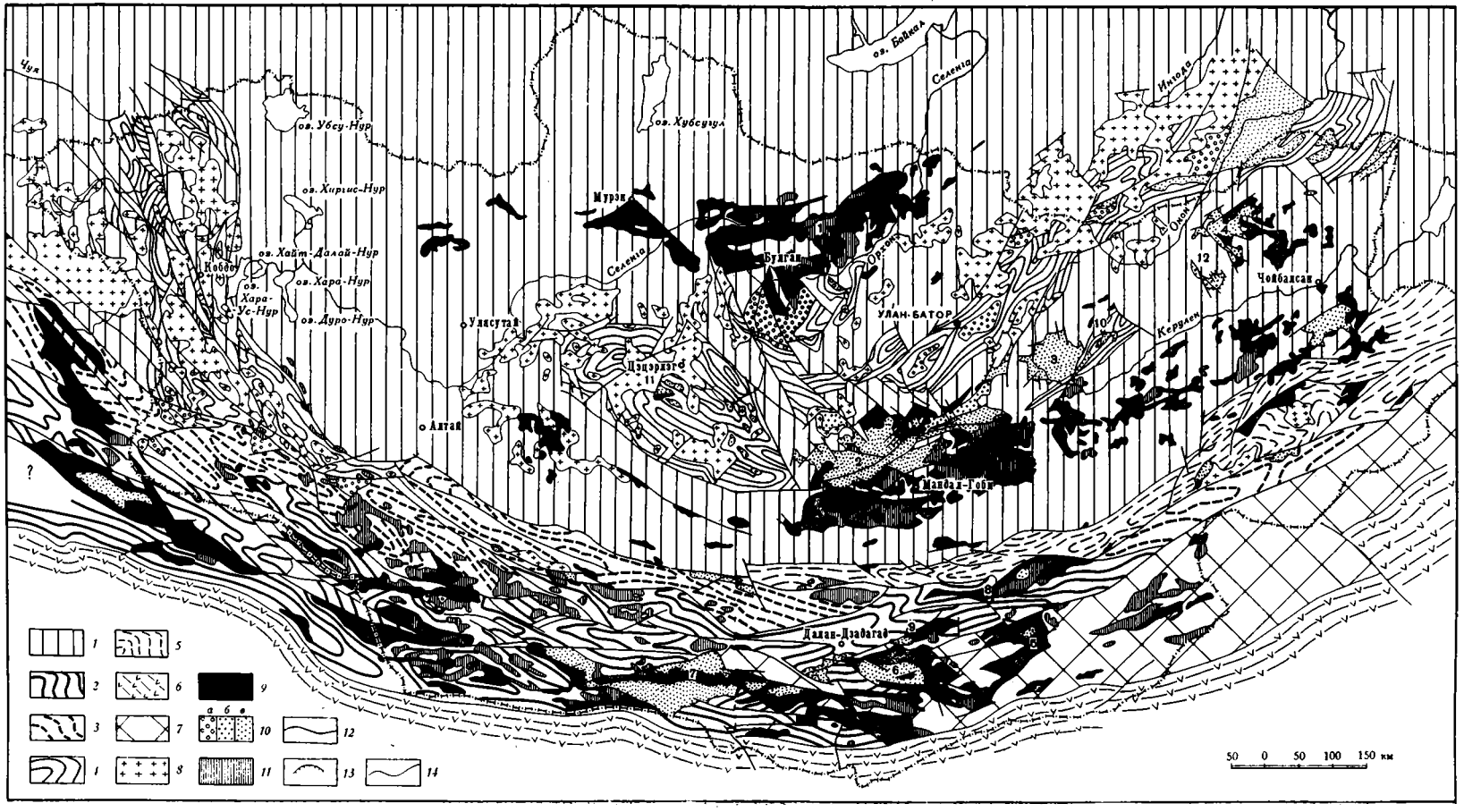
областей на протяжении рифея и раннего палеозоя. Южный блок, приуроченный к Южной и Внутренней Монголии и прилегающим районам Китая, характеризовался океаническим типом строения земной коры, лишенной гранитно-метаморфического слоя, образование которого здесь только еще происходило в связи с активным геосинклинальным процессом в ордовике, силуре, девоне и карбоне, а в самой его южной части и в перми. В соответствии с этим выделяются и два типа варисцийских геосинклинальных структур: 1) варисцийские эвгеосинклинальные структуры Южной Монголии, заложившиеся и развивавшиеся на коре океанического типа, и 2) варисцийские моногеосинклинали Центральной и Западной Монголии, образовавшиеся на раннекаледонской консолидированной коре континентального типа.

Варисцийская эвгеосинклинальная зона протягивается с востока на запад через всю Южную Монголию и уходит далее на территорию северо-западного Китая, где ее фрагменты, по данным В. М. Синицына (1957), прослеживаются в Ганьшуньской Гоби и окружающих ее хребтах Богдо-Ула и Карныг-Таг. Во внутренней (южной) части эвгеосинклинальной зоны, как установлено исследованиями О. Д. Суетенко (1971) и А. С. Перфильева (Дергунов и др., 1971), в силуре и раннем и среднем девоне в обстановке общего растяжения земной коры накапливались породы спилито-диабазовой и кремнисто-сланцевой формаций (океаническая стадия). С середины девона и в раннем карбоне началось образование андезитовой и граувакковой формаций, которое сопровождалось ростом конседиментационных структур, локальными внутриформационными перерывами и угловыми несогласиями в условиях начавшегося сжатия (переходная стадия).

Отмирание геосинклинального режима в эвгеосинклинальной зоне Южной Монголии происходило постепенно в направлении с севера на юг. Это отразилось в соответствующем омоложении возраста андезитовой и граувакковой формаций и времени складчатых деформаций (Зоненшайн, 1971; Дергунов и др., 1971). На севере зоны складчатые деформации проявились в среднем визе, в связи с чем верхневизейские — намюрские отложения представлены здесь нижними, местами угленосными, молассами, выполняющими наложенные мульды и впадины и залегающими, как установили П. С. Матросов (1966) и Б. Лувсанданзан (1970), с угловым несогласием на среднепалеозойских складчатых комплексах. В более южных частях зоны главные тектонические деформации произошли в послераннекаменноугольное время, и развитые здесь визе-намюрские молассовые и наземные андезитовые толщи залегают, по данным О. Д. Суетенко (1971), в едином разрезе со среднепалеозойским геосинклинальным комплексом и дислоцированы с ним совместно.

Представления о том, что Южно-Монгольская варисцийская эвгеосинклинальная зона заложилась и развивалась на коре океанического типа, основываются на аналогии с другими эвгеосинклинальными зонами (например, Урала или Альпийского пояса), а также подтверждаются тем, что А. С. Перфильев и О. Д. Суетенко здесь установили среди спилито-диабазовых и кремнистых образований силура и девона в тектонических клиньях и в виде брекчий метаморфогенные габбро-амфиболиты и гипербазиты, которые, вероятно, являются породами меланократового океанического фундамента.

Важной особенностью современной морфологии Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны является ее сужение в восточном направлении, вплоть до полного выклинивания на юго-востоке Монголии. На западе, в наиболее широкой части (Барун-Хурайская котловина, Гобийский Алтай, Заалтайская Гоби, Номин-Гоби) варисцийская эвгеосинклинальная зона ограничена с юга киммерийской (раннемезозойской) складчатой зоной Внутренней Монголии. Именно здесь в ее поперечном разрезе отчетливо выражены внешняя и внутренняя части, характеризу-



Чуя
оз. Убсу-Нур
оз. Хиргис-Нур
оз. Хайт-Далай-Нур
оз. Хара-Нур
оз. Хара-Ус-Нур
оз. Дуро-Нур
Кобдо
Улясутай
Алтай
оз. Хубсугул
Мурэн
Селенга
оз. Байкал
Селенга
Булган
Орхон
УЛАН-БАТОР
Цэцэрлэг
Мандал-Гобн
Далан-Дзадагад
Инголда
Онон
Керулен
Чойбалсан
50 0 50 100 150 км

ющиеся развитием крупных линейных складок, в той или иной степени осложненных разломами (Зоненшайн и др., 1970). Восточнее, в хр. Гурбан-Сайхан появляются узкие линейные тектонические блоки с автономной мелкой и интенсивной складчатостью (Суетенко, 1971). Еще восточнее (к востоку от г. Далан-Дзадагад), где происходит резкое сужение эвгеосинклинальной зоны, ее структура еще более усложняется. Как установили А. С. Перфильев и О. Д. Суетенко, здесь появляются смятые тектонические покровы нередко с серпентинитовым меланжем в подошве и развиваются сдвиги северо-западного направления.

Восточная суженная часть варисцийской эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии, в отличие от западной, ограничена с юга Уланульской зоной раннекаледонских структур, которая как бы вклинивается между ней и более южной киммерийской складчатой геосинклинальной зоной. Однако западное окончание Уланульской зоны, как и расположенные еще западнее отдельные изолированные тектонические блоки аналогичного строения (например, в районе хр. Элеген-Ула), занимает «островное» положение уже внутри варисцийской эвгеосинклинальной зоны. Некоторые исследователи (Борзаковский и др., 1967; Суетенко, 1970, 1971) рассматривают Уланульскую зону как варисцийское геоантиклинальное поднятие.

Однако по особенностям стратиграфии, набору геологических формаций, магматизму и общему строению Уланульская структура резко отличается от варисцийской эвгеосинклинальной зоны. В ее основании располагаются рифейско-нижнекембрийские карбонатные и карбонатно-терригенные толщи, а также согласно залегающие на них пестроцветные аркозовые песчаники, алевролиты и конгломераты с галькой гранитоидов (Суетенко, 1971). Силурийские отложения представлены серыми и пестроцветными известняками, алевролитами, песчаниками и гравелитами, в девонских развиты кислые эффузивы в ассоциации с аркозовыми песчаниками и алевролитами, а в нижнекаменноугольных — морские эпиконтинентальные песчанико-глинистые толщи с конгломератами и ракушняками и наземные андезитовые вулканические серии. Важная особенность Уланульской структуры — широкое развитие в ней девонских гранитов, что в совокупности с продуктами кислого вулканизма, встречающимися на разных стратиграфических уровнях, указывает на сиали-

---

Рис. 1. Тектоническая схема варисцийских структур Монголии и сопредельных территорий, по материалам А. Б. Дергунова, Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева (1971) с некоторыми изменениями (мезозойско-кайнозойские образования со схемы сняты)

1 — раннекаледонский континентальный блок и южная часть Сибирской платформы; *2—5* — варисцийская геосинклинальная складчатая система; *2—3* — эвгеосинклинальные зоны, развивавшиеся на коре океанического типа: *2* — внутренняя, *3* — внешняя; *4—5* — геосинклинали, развивавшиеся на раннекаледонском складчатом фундаменте с корой континентального типа: *4* — моногеосинклинали (Хангай-Хэнтэйская, Борзинская, Делюно-Юстыдская), *5* — миогеосинклинальная зона; *6* — позднепалеозойская — раннемезозойская геосинклинальная складчатая система (киммериды); *7* — Уланульская зона (предположительно аллохтонный блок каледонид); *8* — позднепалеозойские гранитоиды (гранит-гранодиоритовая формация), связанные с развитием сводовых поднятий на месте варисцийских моногеосинклиналей; *9—10* — позднепалеозойские и раннемезозойские орогенные впадины и прогибы, выполненные: *9* — вулканическими и вулканогенно-молассовыми формациями (средний карбон — нижняя пермь), *10а* — нижнемолассовой формацией (верхнее визе — намюр — башкирский ярус среднего карбона), *10б* — первой верхней молассой (средний — верхний карбон), *10в* — второй верхней молассой (нижняя пермь — нижний триас); *11* — позднепалеозойские орогенные интрузии (габбро-сиенит-монцонит-гранитовая «банатитовая» формация); *12* — разломы; *13* — границы наложенных впадин, выполненных верхними молассами; *14* — прочие геологические границы. Цифры на схеме означают: позднепалеозойско-раннемезозойские орогенные структуры: 1 — Орхон-Селенгинский прогиб, 2 — Северо-Гобийская впадина, 3 — Ценхиргольская мульда, 4 — Ульдзинская впадина, 5 — Цаган-Субургинская мульда, 6 — Баяно-обинская мульда, 7 — Ноянсомонская впадина, 8 — Манлайская и Аргалинтуинская грабен-синклинали, 9 — Табун-Тологойская мульда, 10 — Мурэнгольские грабены, 11 — Тамиргольская мульда, 12 — Салхитская мульда

ческий характер магматизма и, следовательно, на существование здесь по крайней мере с раннего палеозоя гранитного слоя земной коры.

Все указанные выше признаки подтверждают, что Уланульская структурная зона является чужеродным образованием в Южно-Монгольской варисцийской эвгеосинклинальной зоне. Вместе с тем, она обнаруживает большое сходство с раннекаледонскими структурами Центральной и Северной Монголии. На этом основании, учитывая также очень своеобразную структурную позицию Уланульской зоны, которая как бы «накладывается» на разные структурные элементы эвгеосинклинальной зоны, А. С. Перфильев, Н. С. Зайцев, А. Б. Дергунов и автор (Дергунов и др., 1971) высказали предположение об ее аллохтонном происхождении. Это предположение, которое, конечно, не может считаться бесспорным, хорошо объясняет «островное» положение данной структуры и ее аналогов внутри эвгеосинклинали при полной тождественности их строения с раннекаледонскими структурами. Одновременно становится понятным наблюдающееся «сужение» эвгеосинклинальной зоны к востоку, происходящее без заметного изменения магматизма и состава формаций, что указывает на вторичную (аллохтонную) природу такого сужения. Это подтверждается также развитием шарьяжных структур в суженной части эвгеосинклинальной зоны, где движение масс, как это установил А. С. Перфильев, происходило с севера на юг. Тектонические покровы образовались до позднего палеозоя, так как средне-верхнекаменноугольные и пермские комплексы не участвуют в шарьяжной структуре и перекрывают и раннекаледонские, и варисцийские эвгеосинклинальные структуры, в том числе и Уланульскую.

Варисцийские моногеосинклинали, развитые в пределах континентального блока Центральной и Северной Монголии, представляют собой геосинклинальные прогибы, характерная особенность которых — первичная структурная разобщенность и независимость последующего развития. К прогибам этой категории относятся Хангай-Хэнтэйская, Борзинская, Прикеруленская и Делюно-Юстыдская моногеосинклинали. Все они закладывались в начале девона, но продолжительность их развития, размеры и формационное заполнение не были одинаковыми. Моногеосинклинали развивались на гранитизированном раннекаледонском складчатом фундаменте, что принципиально отличает их от эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии.

Наиболее крупная Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь в современной структуре разделена на западную Хангайскую и восточную Хэнтэйскую ячеи. Она сложена породами внутригеосинклинальной терригенной надформации девонско-раннекаменноугольного возраста, которая, как выяснено И. Б. Филипповой (1969а), характеризуется трехкратным чередованием кремнисто-песчаниковой и флишоидной формаций. Эта надформация согласно сменяется нижней сероцветной моласовой формацией, сложенной пуддинговыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами с пачками алевролитов, содержащих растительные остатки позднего визе — намюра и среднего карбона (Амантов и др., 1966а, б; Грецкая, Моссаковский, 1969). В хангайской части моногеосинклинали развиты неправильные амебовидные складки с крутыми крыльями и вертикальными шарнирами, особенности строения которых изучены Л. П. Зоненшайном (1967) и И. Б. Филипповой (1970). В Хэнтэйской части распространены удлиненные сундучные складки, сложно сочетающиеся с брахиформными. И. Б. Филиппова (1969б) считает, что главная складчатость, превратившая Хангай-Хэнтэйскую моногеосинклиналь в складчатое сооружение, произошла на границе перми и триаса. По нашим же данным (Зайцев и др., 1969), возраст складчатости определяется здесь резко несогласным залеганием на всех подстилающих образованиях нижнепермских вулканогенно-молассовых образований.

Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь наложена на структуры раннекаледонского фундамента под некоторым углом. Кроме того, ее фундамент вскрыт в поперечном выступе, разделяющем Хангайскую и Хэнтэйскую ячеи. Он состоит из докембрийских и условно нижнепалеозойских пород, по степени метаморфизма сильно отличающихся от практически неметаморфизованных девонско-нижнекаменноугольных отложений моногеосинклинали. Наконец, вдоль северного крыла моногеосинклинали, в бассейне р. Орхон, базальные слои внутригеосинклинальной раннекаменноугольной терригенной формации резко несогласно налегают на породы раннекаледонского фундамента. Все это свидетельствует о наложенном характере Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, что уже отмечали В. А. Амантов и П. С. Матросов (1961).

Со второй половины среднего карбона на варисцийских складчатых комплексах в эвгеосинклинальной зоне Южной Монголии, в моногеосинклиналях Центральной и Западной Монголии и на разделяющих их складчатых сооружениях ранних каледонид практически повсеместно начинают формироваться позднепалеозойские орогенные структуры и тесно связанные с ними синхронные наземные вулканические серии и комагматические интрузии. Они представлены многочисленными разновеликими межгорными впадинами и прогибами, а также грабенами и грабен-синклиналями, за редким исключением резко наложенными на подстилающие складчатые образования. Крупнейшими среди них являются Ноянсомонская, Северо-Гобийская, Ульдзинская впадины и Орхон-Селенгинский прогиб.

В строении позднепалеозойских орогенных структур участвуют два формационных комплекса: нижний, наземно-вулканогенный, местами вулканогенно-молассовый, возраст которого изменяется в широких пределах (от второй половины среднего карбона до ранней перми включительно), и верхний, залегающий на нижнем с размывом и несогласием, существенно молассовый и имеющий позднепермско-триасовый возраст.

Варисцийская эвгеосинклинальная зона Южной Монголии вместе с наложенными на нее позднепалеозойскими орогенными структурами с юга обрамляется раннемезозойскими складчатыми сооружениями Внутренней Монголии, значительный вклад в изучение которых в последние годы внесла О. Д. Суетенко (1968, 1970, 1971; Борзаковский, Суетенко, 1970). В пределах Монголии складчатые сооружения этого возраста слагают южный склон хр. Тото-Шань и самые юго-восточные отроги Гобийского Тянь-Шаня, распространяясь далеко к югу, западу и востоку за границы Монголии на территорию Китая. В раннемезозойских складчатых сооружениях комплекс каменноугольно-пермских отложений, одновозрастных с орогенными формациями варисцид Южной и Центральной Монголии, представлен, как установила О. Д. Суетенко, типичными геосинклинальными формациями — спилито-диабазовой, морской андезитовой и карбонатно-кремнисто-песчаниковой в южной эвгеосинклинальной Солонкерской зоне и рифовой карбонатной, карбонатно-кремнисто-песчаниковой и песчаниково-сланцевой флишоидной в северной миогеосинклинальной Даланульско-Лугингольской зоне.

В Солонкерской зоне в низах видимого разреза располагается нижнекаменноугольная спилито-диабазовая формация. По данным А. С. Перфильева и О. Д. Суетенко, она образована спилитами, незакономерно чередующимися с яшмовидными породами, андезитовыми порфиритами, а также кремнистыми алевролитами, полимиктовыми песчаниками, известняками (с мшанками визе-намюра) и гравелитами. Видимая (неполная) мощность формации превышает 800 *м*. Вверх по разрезу формация сменяется мощным (до 2500—3200 *м*) комплексом средне-верхнекаменноугольных фаунистически охарактеризованных отложений, в строении которых участвуют две незакономерно сменяющие одна другую по вертикали и латерали формации — андезитовая морская и карбонатно-

кремнисто-песчаниковая. О. Д. Суетенко отмечает, что андезитовая формация состоит в основном из андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, которые перемежаются со спилитами и содержат линзы туфогенных песчаников и кирпично-красных яшм с радиоляриями. Карбонатно-кремнисто-песчаниковая формация сложена перемежающимися линзовидными пачками полимиктовых разнозернистых кремнистых песчаников, вулканомиктовых гравийных песчаников и гравелитов, яшмовидных пород, кремнистых сланцев и алевролитов и протяженными телами песчанистых и органогенных рифовых известняков, содержащих остатки фораминифер, мшанок и брахиопод верхов среднего карбона — низов верхнего карбона, низов нижней перми и нижней половины верхней перми.

В самых верхах разреза верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений Солонкерской зоны в значительных количествах появляются андезито-дацитовые, дацитовые порфириты и липаритовые порфиры, объединяемые О. Д. Суетенко в морскую липарито-андезитовую формацию. По данным китайских геологов (Основы тектоники Китая, 1962), в пределах Солонкерской зоны, но уже на территории Китая, триасовые отложения, залегающие в едином разрезе с верхнепалеозойскими, представлены мощной (до 2500 *м*) толщей песчаников и кремнистых сланцев, перекрытой юрскими орогенными угленосными формациями. Комплекс верхнепалеозойских отложений Солонкерской зоны пронизан многочисленными, нередко довольно крупными телами гипербазитов (в основном серпентинитов), что является характерной особенностью этой зоны.

Верхнепалеозойские эвгеосинклинальные формации Солонкерской зоны по направлению на север сменяются миогеосинклинальными сериями Даланульско-Лугингольского прогиба, который в большей своей части наложен на край варисцийского складчатого сооружения Южной Монголии. В отличие от Солонкерской эвгеосинклинальной зоны, в Даланульско-Лугингольском прогибе развиты крупные интрузивы гранодиорит-плагиогранитного состава, рвущие верхнепермские отложения.

Окончание геосинклинального развития в Солонкерской и Даланульско-Лугингольской зонах Внутренней Монголии произошло в конце триаса — начале юры, когда складчатыми деформациями были охвачены верхнепалеозойские — нижнемезозойские геосинклинальные отложения и на них в наложенных структурах начали формироваться позднетриасовые и юрские орогенные комплексы. Особенности состава верхнепалеозойских отложений Солонкерской зоны и прежде всего широкое развитие таких формаций, как спилито-диабазовая и андезитовая, а также обилие крупных тел гипербазитов, встречающихся на разных уровнях разреза, позволяют рассматривать эту зону, вслед за О. Д. Суетенко (1971), как типичную эвгеосинклиналь.

ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ

В Южно-Монгольской эвгеосинклинальной складчатой зоне позднепалеозойские орогенные структуры очень многочисленны. Они представлены, как правило, узкими протяженными грабенами и грабен-синклиналями или их фрагментами, сохранившимися в сложной и интенсивно сжатой линейной складчатой структуре рассматриваемой зоны. Хотя подобные орогенные структуры распространены здесь практически повсеместно, включая и область Уланульского тектонического покрова, большинство их все же тяготеет к южному краю Южно-Монгольской зоны варисцид, т. е. к полосе, граничащей с более молодой позднепалеозойской-раннемезозойской эвгеосинклинальной зоной Внутренней Монголии.

Все позднепалеозойские орогенные структуры Южной Монголии вытянуты в субширотном направлении, согласном с простиранием Южно-

Монгольской зоны в целом. Орогенные структуры представляют собой сложно построенные складки или системы складок. Некоторые из этих складок достигают в длину 200—250 *км*, при ширине до 30—40 *км*. Большинство структур обладает меньшими размерами при том же отношении длины и ширины. Орогенные структуры Южно-Монгольской зоны сложены преимущественно вулканогенным комплексом среднего карбона — низов верхней перми. Верхний молассовый комплекс играет подчиненную роль и развит только в наиболее крупных впадинах — Ноянсомонской, Боянобинской и в Джинсэтских грабенах, а также в Турфан-Хамийской впадине на крайнем западе зоны уже в пределах северо-западного Китая.

Ноянсомонская впадина

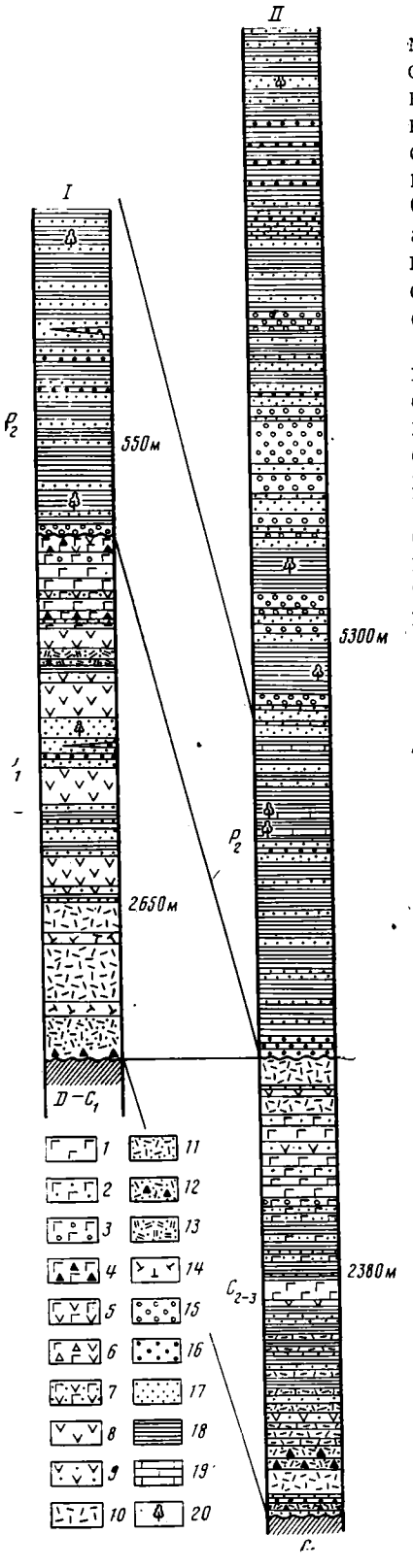
Главные особенности строения позднепалеозойских орогенных структур Южно-Монгольской зоны рассмотрены на примере Ноянсомонской впадины, которая расположена примерно в 200 *км* к юго-западу от г. Далан-Дзадагад близ монголо-китайской границы. Как и другие орогенные структуры Южно-Монгольской зоны, эта крупная межгорная впадина вытянута в широтном направлении более чем на 200 *км* при ширине около 40—50 *км*. Узкое продольное центральное поднятие разделяет впадину на северный и южный синклинальные прогибы, сложенные песчаниково-конгломератовой ноянсомонской серией верхней перми — триаса. В поднятии вскрыта вулканогенная серия среднего-верхнего карбона, а в его ядре можно наблюдать даже складчатый эвгеосинклинальный комплекс (Суетенко, 1971), представленный раннекаменноугольной андезитовой формацией и играющий роль фундамента Ноянсомонской впадины. Соотношения этого складчатого фундамента с нижними горизонтами верхнепалеозойского комплекса впадины изучены нами на южном крыле центрального поднятия, где в условиях прекрасной обнаженности можно наблюдать как базальные конгломераты вулканогенной серии с резким угловым несогласием залегают на сильно дислоцированной толще андезитовых порфиритов нижнего карбона.

Строение разреза

Вулканогенная серия среднего — верхнего карбона имеет в Ноянсомонской впадине сложное строение и по составу пород может быть расчленена на четыре согласно пластующиеся толщи (рис. 2):

Мощность, *м*

1. Нижняя толща кислых эффузивов состоит главным образом из лав, вулканических брекчий и игнимбритов плагиолипаритового состава зеленосерой, реже лиловой окраски. Подчиненное место занимают андезитовые порфириты, их туфы и туфоконгломераты, а также зеленые туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты и конгломераты, группирующиеся в основном в базальных слоях и в кровле толщи . . . . . > 1000
2. Осадочно-вулканогенная толща имеет отчетливое слоистое строение из-за частого чередования пачек и горизонтов вулканогенных и терригенных пород. Вулканогенные породы представлены лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, терригенные — гравийными, грубозернистыми и разнозернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и кремнистыми туфоалевролитами, содержащими иногда растительные остатки 400
3. Толща основных эффузивов, представленная лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, содержащими редкие маломощные пласты и пачки туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов 540
4. Верхняя толща кислых эффузивов, состоящая из липаритовых лав, фельзитов, игнимбритов липаритового состава и грубых кислых литокристаллокластических туфов, а также тонких пачек и слоев туфогравелитов, грубых полосчатых туфопесчаников и туфоалевролитов. Породы этой толщи отличаются от пород нижней толщи кислых эффузивов красной, розовой и пятнистой зелено-желто-красной окраской . . . 300—310



На серии вулканогенных пород с размывом и базальными конгломератами в основании, но без сколько-нибудь заметного углового несогласия залегает мощная серия терригенных пород, которая слагает северный и южный синклинальные прогибы Ноянсомонской впадины. Серия расчленена на верхнепермскую алевролито-песчаниковую и триасовую конгломерато - песчанико-алевролитовую свиты. Суммарная мощность серии достигает 3550 *м*.

Верхнепермская свита начинается пачкой (160—170 *м*) базальных мелко- и среднегалечных красноцветных конгломератов, пласты которых переслаиваются с грубозернистыми пуддинговыми песчаниками и яркокрасными алевролитами. В гальке конгломератов преобладают эффузивы среднего и верхнего карбона. Выше следует пестроцветная алевролитовая толща (800—1000 *м*), образованная красными и серо-зелеными массивными или полосчатыми кремнистыми алевролитами, которые прослоены пластами и реже пачками грубозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов. Она сменяется толщей (300 *м*) контрастного конгломерато-алевролитового состава, в которой пласты мелкогалечных конгломератов чередуются с более мощными пачками коричневых и желтовато-серых алевролитов, изредка содержащих сантиметровые линзы каменного угля. Разрез свиты завершается пачкой (250 *м*) грубозернистых песчаников с рассеянной галькой кремнистых пород и кислых эффузивов, содержащих подчиненные по мощности пласты гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты изменяется

Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических колонок верхнепалеозойских отложений Южной Монголии

I — Гобийский Алтай, район сомона Джинсет, по данным И. Б. Филипповой и М. В. Дуранте; II — район сомона Ноян, по данным автора. 1 — лавы базальтов; 2 — туфы базальтов; 3 — базальтовые лавовые конгломераты; 4 — базальтовые лавовые брекчии; 5 — лавы афировых андезито-базальтов; 6 — андезито-базальтовые лавовые брекчии; 7 — туфы андезито-базальтов; 8 — лавы андезитовых порфиритов; 9 — туфы андезитовых порфиритов; 10 — лавы липаритовых порфиров; 11 — туфы липаритовых порфиров; 12 — вулканические брекчии липаритовых порфиров; 13 — грубые туфы трахилипаритовых порфиров; 14 — тонкие туфы трахилипаритовых порфиров; 15 — крупно- и среднегалечные конгломераты; 16 — гравелиты и пуддинговые песчаники; 17 — песчаники; 18 — алевролиты; 19 — известняки; 20 — местоположения остатков ископаемой флоры

от 1750 до 2500—3000 *м* и возрастает с востока на запад. В том же направлении породы становятся более тонкозернистыми. Из разреза почти полностью исчезают песчаники и конгломераты. К востоку же, напротив, состав пород свиты грубеет. Грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты начинают занимать доминирующее положение, а пачки алевролитов резко сокращаются в мощности. Одновременно утрачивается пестроцветная окраска пород. Песчаники и гравелиты приобретают грязный зеленовато-бурый, а алевролиты черный цвет. Возраст алевролито-песчаниковой свиты на основании находок растительных остатков датируется второй половиной верхней перми.

На верхнепермской алевролито-песчаниковой свите совершенно согласно залегает мощная конгломерато-песчанико-алевролитовая свита триаса. Важнейшей особенностью этой свиты является крупная четко выраженная ритмичность, обусловленная правильным чередованием грубообломочных конгломерато-песчаниковых и тонкообломочных песчанико-алевролитовых толщ, каждая пара которых образует крупный седиментационный ритм. В составе этой свиты выделяется пять таких ритмов.

Самый нижний ритм образован в нижней части толщей (150 *м*) мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой кислых эффузивов, кварцитов и песчаников, которые расслоены тонкими пластами грубозернистых гравийных песчаников, а в верхней части — толщей (210 *м*) средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов, распадающихся на пачки по 10—40 *м* мощности каждая.

Второй седиментационный ритм представлен толщей (260—270 *м*) средне- и крупногалечных конгломератов с пачкой крупнозернистых песчаников в нижней части и песчанико-алевролитовой толщей (340—350 *м*), состоящей из темно-серых алевролитов и мелко- и среднезернистых песчаников, в верхней.

Третий ритм также начинается мощной конгломератовой толщей (330 *м*), в которой мелко- и среднегалечные конгломераты содержат несколько маломощных пластов крупно- и среднезернистых полимиктовых песчаников, а завершается столь же мощной (390 *м*) песчанико-алевролитовой толщей, в низах которой преобладают средне- и мелкозернистые песчаники с пуддингами и гравелитами, а в верхах темно-серые и лиловые скорлуповатые алевролиты.

Четвертый ритм состоит из нижней конгломератовой толщи (60 *м*), породы которой, в отличие от всех более нижних конгломератов, содержат в гальке много обломков розовых и красных гранитов, и верхней песчанико-алевролитовой толщи (1550 *м*), для которой характерно чередование пачек в несколько десятков метров мощности средне- и мелкозернистых песчаников и слоистых пачек темно-серых и зеленых алевролитов.

Пятый седиментационный ритм (250 *м*) неполный. Он отличается от остальных пестроцветным обликом отложений, благодаря перемежаемости рыжих и светло-бурых массивных грубозернистых пуддинговых кварц-полевошпатовых песчаников с лиловыми среднезернистыми песчаниками и с зелеными и лиловыми алевролитами. В породах содержится много обугленных фрагментов древесины. Суммарная мощность конгломерато-песчанико-алевролитовой свиты достигает 3550 *м*. Встреченные в ее породах растительные остатки, а также обломки кости лабиринтодонта датируют ее возраст как триас. Возможно, что самая верхняя часть свиты имеет уже раннеюрский возраст.

Магматические образования

Среди позднепалеозойских орогенных вулканических образований Ноянсомонской впадины главное место занимают породы кислого состава. К ним относятся лавы липаритового и дацитового состава с микропойкилитовой или фельзитовой структурой основной массы, афировые или порфировые с вкрапленниками кислого плагиоклаза и калиевого

полевого шпата, липаритовые кластолавы и игнимбриты, состоящие из сваренных обломков кислого флюидального стекла, обломков кристаллов кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата и иногда обломков базальтов. Для всех этих пород очень характерно преобладание среди щелочей натрия, порой значительное (до 6—8%), и высокое содержание кальция и магния. С ними ассоциируют субвулканические тела полосчатых флюидальных фельзитов, которые отличаются от кислых лавовых и пирокластических пород некоторым возрастанием содержания калия (до 2,5—3,5%) при сумме щелочей, не превышающей 7—8%. Некоторые из этих тел, вероятно, слагают жерловины древних вулканов.

Вулканические породы среднего и основного состава, распространенные главным образом в средней части разреза средне-позднекаменноугольных орогенных вулканитов, занимают в целом подчиненное положение. Это отдельные горизонты андезито-базальтов с пренитовыми миндалинами, пироксеновых андезитовых порфиритов с вкрапленниками моноклинного пироксена и среднего плагиоклаза, а также литокластических туфов, переслаивающиеся с пачками осадочных пород. К этой же группе пород относятся мелкие силлоподобные тела двупироксеновых долеритов с авгитом и ромбическим пироксеном во вкрапленниках. Для основных и средних пород также характерна отчетливая натровая специализация щелочности.

Сочетание продуктов орогенного вулканизма с терригенными вулканическими породами, содержащими растительные остатки, указывает на то, что вулканические извержения происходили в наземных условиях.

В целом продукты средне-позднекаменноугольного орогенного вулканизма Ноянсомонской впадины, как показывают результаты девяти силикатных анализов, которыми мы располагаем, принадлежат дифференциатам нормальной щелочноземельной вулканической серии (рис. 3).

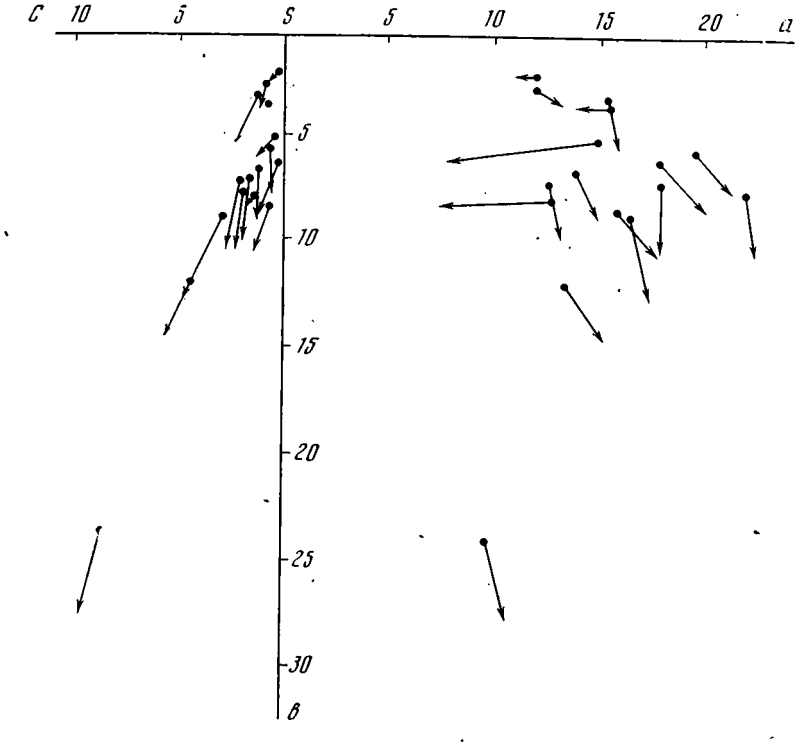


Рис. 3. Состав средне-позднекаменноугольных и раннепермских вулканических пород Южной Монголии (Ноянсомонская впадина и Манлайская грабен-синклиналь) на диаграмме А. Н. Заварицкого

Структура

Северный прогиб представляет собой вытянутую почти на 45 *км* асимметрично построенную синклиналь с крутыми крыльями и килевидным ядром. Его ширина не превышает 10—15 *км*. Южное крыло прогиба крутое с наклоном слоев на север под углом 75—90°. Северное крыло положе; углы наклона слоев изменяются от 30 до 40° на юг Западное и восточное замыкания характеризуются пологим залеганием слоев, падающих соответственно на восток и запад под углом 10—20°. Обе центриклинали осложнены параллельными взбросами — северо-западными на западной центриклинали и северо-восточными на восточной, образующими систему односторонних горстов, ступенчато погружающихся к центральной части прогиба. В результате ундуляции шарнира северный прогиб распадается на две узкие синклинальные складки (ячеи) второго порядка — западную и восточную,— разделенные пологой перемычкой (рис. 4, 5).

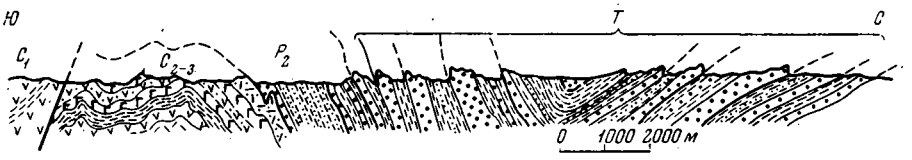


Рис. 4. Структурно-геологический разрез через северный прогиб Ноянсомонской впадины

Южный прогиб в большей своей части перекрыт современными отложениями, из-под которых в виде отдельных останцов в изолированных эрозионных окнах обнажаются отдельные элементы его ядра и северного крыла. Можно думать, что южный прогиб по форме мало отличается от северного.

Центральное поднятие Ноянсомонской впадины характеризуется отчетливой антиклинальной структурой. В его ядре вскрыты складчатые вулканогенно-осадочные образования нижнего карбона, которые облекаются несогласно залегающими на них вулканогенной серией среднего — верхнего карбона и верхнепермской молассой. Граница поднятия с сопряженными синклинальными прогибами выражена флексурообразным перегибом слоев, вдоль которого происходит переход от крутых крыльев прогибов к пологому своду поднятия. Такие соотношения особенно четко выражены в верхнепермских отложениях, отдельные мульдообразные нашлепки которых сохранились в ряде мест центрального поднятия. Вулканогенно-осадочный комплекс среднего-верхнего карбона, участвующий в строении центрального поднятия, дислоцирован довольно интенсивно и образует многочисленные мелкие сопряженные брахиформные антиклинальные и синклинальные складки с размахом крыльев от 200 до 500 *м* и углами наклона слоев от 40 до 60°. Однако их зеркало складчатости характеризуется относительно слабым наклоном (15—30°) к югу или северу и как бы повторяет общую пологую форму свода центрального поднятия. Структура поднятия осложнена многочисленными разрывами, группирующимися в две системы: 1) широтную и субширотную запад-северо-западную и 2) субмеридиональную. Первая система представлена в основном взбросами и надвигами, вторая — взбросами и взбросо-сдвигами со вздернутыми западными крыльями и опущенными восточными. Как и в северном прогибе, шарнир центрального поднятия испытывает ундуляцию. Он воздымается в его западной части и погружается в восточной.

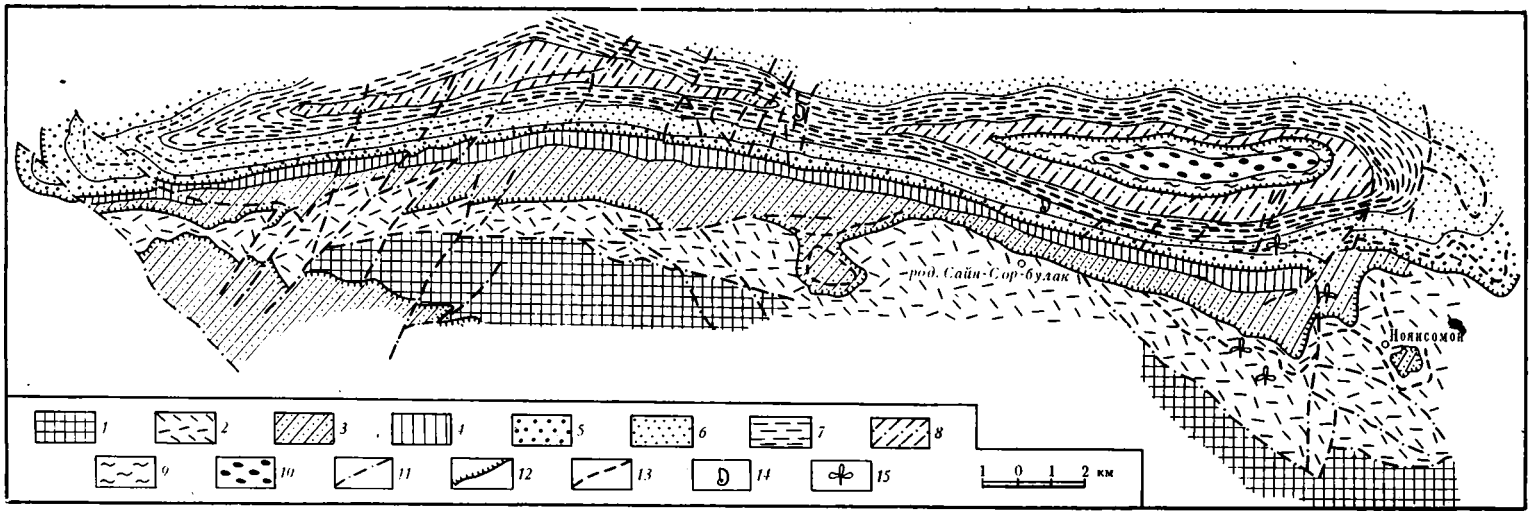


Рис. 5. Схематическая геологическая карта северного прогиба Ноянсомонской впадины

1 — нижний карбон (андезитовые порфириты, туфы, песчаники и алевролиты); *2* — средний — верхний карбон (липаритовые порфиры, фельзиты, игнимбриты, андезитовые порфириты, песчаники, туфоалевролиты); *3—4* — верхняя пермь: *3* — песчанико-алевролитовая толща (пестроцветные алевролиты, бурые песчаники, конгломераты), *4* — песчанико-конгломератовая толща (бурые и серые песчаники, гравелиты, конгломераты); *5—10* — триас (конгломерато-песчанико-алевролитовая ритмично построенная серия): *5* — первый седиментационный ритм, *6* — второй седиментационный ритм, *7* — третий седиментационный ритм, *8* — четвертый седиментационный ритм, *9* — пятый седиментационный ритм, *10* — пестроцветная алевролито-песчаниковая толща (возможно, нижнеюрская): рыжие, светло-серые и лиловые песчаники, зеленые и лиловые алевролиты; *11* — разломы; *12* — поверхности размыва; *13* — маркирующие горизонты; *14* — местонахождение остатков позвоночной фауны; *15* — местонахождение остатков флоры

История развития и формации

Заложение Ноянсомонской впадины произошло в середине среднего карбона, так как возраст вулканической серии в низах разреза выполняющих ее отложений определяется второй половиной среднего — поздним карбоном. На протяжении второй половины среднего карбона, в позднем карбоне и, вероятно, в ранней перми в результате активного наземного вулканизма сформировался мощный комплекс вулканических пород впадины, перемежающихся с терригенными вулканомиктовыми отложениями. В этом комплексе выделены три конкретные геологические формации. Нижняя *дацито-липаритовая* формация, образована в основном лавами, игнимбритами, туфами и вулканическими брекчиями дацитового и липаритового состава (около 1000 *м*). Средняя *андезито-базальтовая*, главными членами которой являются миндалекаменные базальты, туфы и туфоконгломераты базальтового и андезитового состава, а второстепенными — лавы андезитов и трахиандезитов; характерным членом этого парагенеза служат также темноокрашенные полосчатые кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты, образующие слоистые пачки 50—100—150 *м* мощности (около 900 *м*). Верхняя *липаритовая игнимбритовая* формация представлена в основном красными и розовыми игнимбритами липаритового состава, спекшимися туфами того же состава, а также переотложенными кислыми пепловыми туфами, среди которых развиты субвулканические тела фельзитов и фельзит-порфиров. Второстепенные ее компоненты — маломощные горизонты грубых литокластических туфов среднего состава (300—350 *м*). Перечисленные формации, как показывают их петрохимические особенности, принадлежат единой серии щелочноземельного типа и могут рассматриваться как типичные представители орогенного вулканизма варисцид Южной Монголии.

Присутствие среди вулканических образований мощных пачек терригенных отложений (особенно в андезито-базальтовой формации), суммарная мощность которых составляет около 350 *м*, т. е. почти 25% общей мощности разреза, указывает на то, что Ноянсомонская впадина в период их формирования уже представляла собой орографически выраженную депрессию, хотя и не очень глубокую, в которую сносился обломочный материал с окружающих поднятий.

Новый этап в развитии впадины начался в поздней перми. К этому времени область аккумуляции терригенных отложений и нагромождения вулканических продуктов, приуроченная к центральной части впадины, испытала некоторое воздымание, которое, видимо, сопровождалось глыбовыми подвижками и приразломными складчатыми дислокациями. Последующий интенсивный процесс разрушения и денудации возникшего вулканического поднятия обусловил формирование у его подножия (к северу и югу) двух компенсационных прогибов, на протяжении поздней перми и триаса заполнявшихся обломочным материалом, сносившимся с поднятия. В этих конседиментационных прогибах накопились терригенные, в значительной части грубообломочные отложения молассового типа огромной мощности, превышающей 5000 *м*.

Комплекс терригенных отложений распадается на две части, которые могут рассматриваться в качестве самостоятельных формаций, обладающих сходным парагенезом пород, но отличающихся по строению. Нижняя из них — верхнепермская, возможно включающая и нижнетриасовые отложения,— представлена *пестроцветной молассой,* главными членами которой являются средне- и мелкогалечные конгломераты и гравелиты (13—20%), грубо- и среднезернистые полимиктовые песчаники (30%) и пестроцветные алевролиты (50%). В составе обломочного материала, особенно в конгломератах и гравелитах, преобладают средние и кислые эффузивы и кремнистые породы. Песчаники содержат редкую

«плавающую» гальку тех же пород, а пестроцветные алевролиты — тонкие горизонты глинистых известняков и желвакообразные конкреции сидеритов, выступающих в виде второстепенных компонентов формации. Особенностью строения формации является то, что конгломераты, гравелиты и песчаники более всего развиты в ее нижней и верхней частях, тогда как средняя, почти 1000-метровая часть разреза образована алевролитами, изредка прослоенными тонкими пластами, редко — пачками грубозернистых и среднезернистых песчаников. Мощность пестроцветной молассы в северном синклинальном прогибе составляет около 2000 *м*.

Верхнюю, верхнетриасовую, а в верхах, возможно даже нижнеюрскую, формацию, в отличие от нижней, можно назвать *сероцветной молассой*. Она обладает таким же парагенезом пород, представленных примерно в тех же количествах: валунными средне- и мелкогалечными конгломератами и гравелитами (20—22%), грубозернистыми пуддинговыми и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (30%) и алевролитами, преимущественно темно-серыми и зелеными, редко лиловыми (48—50%). Среди обломочного материала конгломератов и грубозернистых песчаников преобладают кислые и средние эффузивы. Кроме того, присутствует много обломков кварца, яшм, кварцитов, а начиная с верхней половины формации, и гранитов. В песчаниках, особенно в их грубозернистых плохо сортированных разностях, много рассеянной гальки кислых эффузивов и кремнистых пород. Главная особенность строения этой формации — ее отчетливое груборитмичное строение, выраженное в чередовании мощных толщ грубообломочного (конгломерато-песчаникового) и тонкообломочного (песчаниково-алевролитового) состава. Намечено пять грубых ритмов, каждый из которых начинается грубообломочными и заканчивается тонкообломочными отложениями. Мощность таких ритмов первого порядка возрастает снизу вверх следующим образом: 360, 600—620, 720 и 1610 *м* при одновременном увеличении мощности тонкообломочных песчано-алевролитовых толщ, которые, в свою очередь осложнены более мелкими двучленными (песчаники — алевролиты) ритмами второго порядка мощностью в 50—100 *м*. Мощность пятого ритма в современном срезе неполная и здесь не приводится. Параллельно с этим в алевролитах появляются отсутствовавшие ранее признаки угленосности (углистые сланцы, тонкие примазки углистого материала в песчаниках и т. д.). Таким образом, для сероцветной молассы верхнего триаса — юры, помимо отчетливого ритмичного строения, очень характерно постепенное уменьшение грубости обломочного материала вверх по разрезу. Мощность сероцветной молассы в северном синклинальном прогибе достигает 3500 *м*.

Обе рассмотренные формации по составу, особенностям строения и месту в истории развития варисцид Южной Монголии могут быть отнесены к категории верхних моласс, формирование которых происходит в процессе нивелировки рельефа, возникшего в ходе стадии горообразования орогенного этапа после прекращения наземного орогенного вулканизма, т. е. именно в той обстановке, которая существовала в Южной Монголии в поздней перми.

Конседиментационное развитие Ноянсомонской впадины прекратилось в середине мезозоя в связи с эпохой мощных тектонических дислокаций, охватившей не только Южную, но и Центральную и Северную Монголию. В результате этих движений возникла структура Ноянсомонской впадины, охарактеризованная выше. Подчеркнем еще раз необычную для орогенных структур линейную сжатую форму субширотной Ноянсомонской впадины, расчлененной системой субмеридиональных взбросов и взбросо-сдвигов на отдельные блоки, и ее поперечную асимметрию. Южные крылья прогибов очень крутые, местами запрокинутые на север,

северные — относительно пологие. Все эти особенности свидетельствуют о том, что деформации, обусловившие современную структуру Ноянсомонской впадины, происходили в условиях субмеридионального стресса, направленного с юга на север.

Джинсэтские грабены

К северо-западу от сомона Ноян, в предгорьях Гобийского Алтая, верхнепалеозойский орогенный комплекс сохранился в нескольких узких, широтно ориентированных грабенах. Этот район интересен тем, что здесь представлены те части разреза верхнепалеозойского орогенного комплекса — нижнепермские и низы верхнепермских образований,— которые отсутствуют в пределах Ноянсомонской впадины. В этом районе, в окрестностях сомона Джинсэт, по данным Л. П. Зоненшайна, М. В. Дуранте, Н. Г. Марковой, И. Б. Филипповой и М. В. Чехович (1970), И. Б. Филипповой (1970) и М. В. Дуранте (1971а), верхнепалеозойский комплекс имеет следующее строение (см. рис. 2).

На разных горизонтах девонских и силурийских отложений резко несогласно залегает свита вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ранней перми. В составе свиты наиболее широко развиты лавы, туфы и туфобрекчии андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Кислые вулканические породы (липаритовые, реже трахилипаритовые порфиры) распространены меньше и приурочены к нижней части свиты, где образуют мощные (до 800 *м*) пачки и толщи. Среди вулканических пород содержатся отдельные пласты и пачки (иногда достигающие мощности 200—250 *м*) кремнистых туфоалевролитов, туфопесчаников, песчаников, гравелитов и конгломератов. Пачки осадочных пород незакономерно распределены по разрезу и по латерали часто замещают вулканические породы.

На вулканогенно-осадочной свите с размывом, но структурно согласно, а на силурийских и девонских отложениях с резким несогласием залегает терригенная свита верхней перми, в строении которой главное место принадлежит темно-серым и зелено-серым алевролитам, аргиллитам и песчаникам, содержащим линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Пачки аргиллито-алевролито-песчаникового состава чередуются с довольно мощными (250—350 *м*) аргиллито-алевролитовыми пачками. Изредка встречаются выклинивающиеся тонкие горизонты известняков. Мощность свиты достигает 1700—2000 *м*.

Л. П. Зоненшайн и соавторы указанной работы (1970) относят вулканические образования нижней свиты к липаритовой и андезитовой орогенным формациям и подчеркивают пространственную и генетическую связь с ними субвулканических интрузий гранит-граносиенитового состава. Они же указывают на то, что образование андезитовой формации происходило в узких зонах субширотных глубинных разломов, тогда как кислые вулканиты липаритовой формации и комагматичные с ними тела нижнепермских гранитоидов локализовались в пределах относительно стабильных блоков в межразломных зонах.

Отложения верхней свиты в формационном отношении являются полным, хотя несколько более древним, аналогом пермской верхней молассы Ноянсомонской впадины.

Ноенхудукская грабен-синклиналь

В эвгеосинклинальной складчатой зоне Южной Монголии, в районах, расположенных восточнее и северо-восточнее Ноянсомонской впадины, верхнепалеозойский орогенный комплекс, особенно его нижняя вулканогенно-осадочная часть, наиболее полно представлен в окрестностях сомона Манлай и к северо-востоку от него в горах Аргаллинту. В районе сомона Манлай, по данным О. Д. Суетенко (1971) и А. А. Храпова, оро-

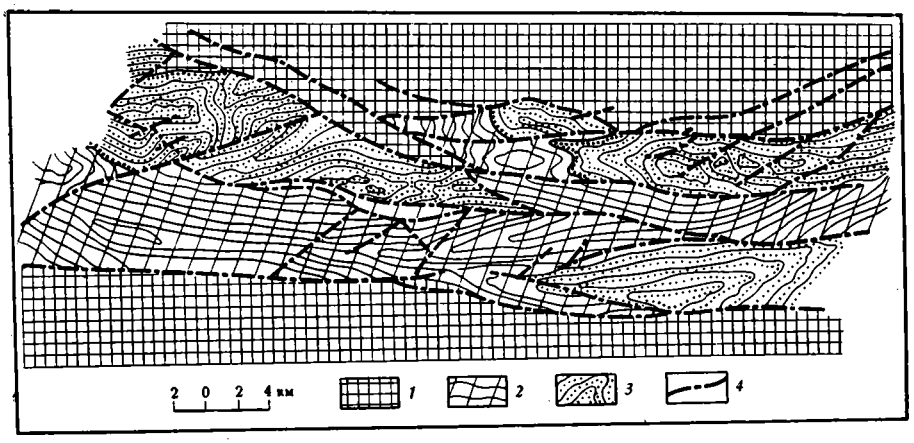


Рис. 6. Схематическая структурно-геологическая карта Ноенхудукской грабен-синклинали, по О. Д. Суетенко

1 — варисцийский геосинклинальный складчатый фундамент; *2—3* — верхнепалеозойские орогенные образования: *2* — вулканогенно-осадочная дусинообинская свита среднего — верхнего карбона, *3* — терригенная свита верхней перми; *4* — разломы

генный комплекс выполняет несколько узких субширотных грабен-синклиналей — Дусинообинскую, Ноенхудукскую и некоторые другие, длина которых превышает 25—30 *км*, а ширина ограничивается 5—6 *км*. Слои в пределах этих грабен-синклиналей интенсивно дислоцированы и образуют, как отмечает О. Д. Суетенко, дополнительные брахиформные коробчатые и даже линейные приразломные складки с углами падения на крыльях до 50—60° (рис. 6). Верхнепалеозойские образования здесь представлены 1,5-километровой вулканогенно-осадочной свитой, которая, по данным А. С. Перфильева, с резким угловым несогласием налегает на нижнекаменноугольные складчатые образования. По возрасту и особенностям состава пород, представленных липаритовыми и дацитовыми порфирами, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, эта свита является аналогом нижней части средне-верхнекаменноугольной вулканогенно-осадочной свиты Ноянсомонской впадины и может рассматриваться в качестве орогенной дацито-липаритовой формации щелочноземельного типа. Она с размывом перекрыта молассовыми образованиями перми.

Северо-восточнее, в горах Аргаллинту развиты более молодые, нижнепермские, горизонты вулканогенно-осадочного комплекса, которые выполняют узкие грабены и грабен-синклинали и не имеют нормальных стратиграфических контактов с подстилающими образованиями. Исходя из анализа общей структуры, можно, однако, вслед за О. Д. Суетенко, предполагать, что эти образования залегают с несогласием прямо на варисцийском складчатом фундаменте, минуя отсутствующие здесь средне-верхнекаменноугольные горизонты того же комплекса. В нижней части нижнепермских образований преобладают лавы и туфы липаритовых порфиров, верхняя большая часть образована андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с многочисленными горизонтами туфоалевролитов и туфопесчаников и содержащими единичные маломощные пласты известняков. Мощность нижнепермских образований достигает 1200 *м*.

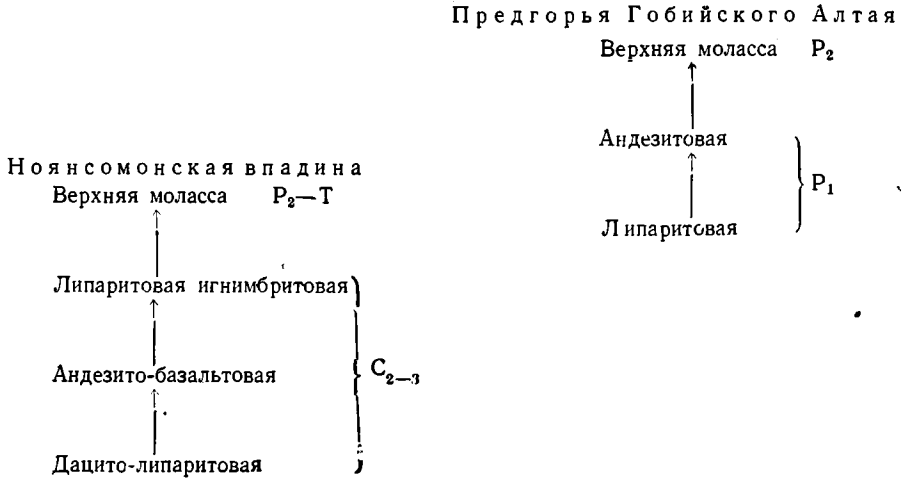
* * *

Хотя строение и состав вулканических серий Южной Монголии изучены, конечно, еще недостаточно, уже сейчас можно сделать некоторые

выводы относительно закономерностей их строения, возрастных вариаций и петрохимических особенностей.

В подавляющем большинстве мест (в Гобийском Алтае, в Заалтайской Гоби, в районе сомонов Ноян и Манлай и т. д.) позднепалеозойские вулканические серии относятся к нормальному щелочноземельному типу и представлены липаритовыми, липарито-дацитовыми, андезитовыми и андезито-базальтовыми формациями, иногда перемежающимися в разрезе. К этому же типу относятся и комагматичные с эффузивами трещинные тела лейкократовых биотитовых гранитов (иногда субщелочных) и граносиенитов, а также габбро, монцонитов, микроклиновых диоритов и адамелитов. Другой особенностью вулканических серий Южной Монголии является последовательное омоложение их возраста с юга на север. Если в Ноянсомонской впадине и восточнее, в окрестностях сомона Манлай, возраст вулканических образований ограничен средним — поздним карбоном, то севернее, в предгорьях Гобийского Алтая и в горах Аргаллинту, такой же по составу пород и строению вулканический комплекс имеет раннепермский возраст, а средне-верхнекаменноугольные вулканиты отсутствуют (см. схему).

Схема
формационных рядов орогенных впадин Южной Монголии



Выявленные закономерности в строении и составе вулканических серий Южной Монголии нарушаются только в одном месте — в районах к юго-востоку от г. Далан-Дзадагад, в зоне Уланульского тектонического покрова (Дергунов и др., 1971), где локально развиты щелочные вулканиты и связанные с ними интрузивы поздней перми. Они представлены здесь 200—300-метровой толщей трахибазальтов, трахиандезитов и латитов, залегающей несогласно на нижнекаменноугольных вулканитах и прорванных мелкими телами щелочных арфведсонит-эгириновых и эгириновых гранитов и калиевых нефелиновых (псевдолейцитовых) сиенитов (Хар-Ходский, Хан-Богдинский и некоторые другие массивы). Интрузиям свойственна тантало-ниобиевая минерализация (Коваленко, и др., 1973). Для пород этой вулкано-плутонической серии типичны высокая сумма щелочей (более 10%) и явное преобладание калия над натрием, что резко отличает их от пород верхнепалеозойских щелочноземельных серий остальной большей части территории Южной Монголии. Объяснение появлению этих совсем не характерных для Южной и даже Центральной Монголии и лишь локально развитых щелочных и субщелочных пород следует искать в их необычной тектонической по-

зиции. Образование этих пород произошло в самом конце эволюции позднепалеозойского орогенного магматизма в специфической обстановке мощной аллохтонной тектонической пластины раннекаледонского складчатого комплекса, надвинутого на эвгеосинклинальную зону. Шарьяжная пластина, видимо, играла роль своеобразной сиалической покрышки, способствовавшей глубокой дифференциации магматических расплавов и отщеплению от них высокощелочных дериватов.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ

Позднепалеозойские орогенные образования в Центральной Монголии развиты очень широко. Они выполняют здесь ряд разновеликих межгорных впадин и грабен-синклиналей, большинство из которых приурочено к Центрально-Монгольскому поднятию раннекаледонского складчатого фундамента и часто объединяется под названием Предхэнтэйского (Южно-Хэнтэйского) прогиба. Наиболее крупными являются Северо-Гобийская (на юго-западе) и Ульдзинская (на северо-востоке) впадины. Севернее и северо-западнее Центрально-Монгольского поднятия, в пределах складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, позднепалеозойские орогенные образования распространены значительно меньше, выполняя лишь редкие небольшие внутригорные впадины и мульды. Одна из таких структур изучена нами в Хангайском нагорье, в бассейне р. Урида-Тамир-Гол.

Северо-Гобийская впадина

Под названием Северо-Гобийской впадины мы выделяем крупную позднепалеозойскую депрессию, известную в литературе как «Центрально-Монгольское пермское поле» (Бобров, Логинов, 1966). Впадина занимает почти весь север Средней Гоби, простираясь на 130—150 *км* с запада на восток и на 60—70 *км* с севера на юг (рис. 7). В строении впадины участвуют каменноугольные, пермские и триасовые вулканогенные и терригенные отложения, резко несогласно залегающие на раннекаледонском фундаменте, а также на перекрывающих его кое-где нижне-среднепалеозойских геоантиклинальных образованиях.

В качестве фундамента Северо-Гобийской впадины выступают рифейские и рифей-нижнекембрийские толщи метаморфических пород, смятые в линейные изоклинальные складки и разбитые на серии вертикальных тектонических чешуй, в контактах которых залегают многочисленные мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов. Кроме того, эти толщи прорваны небольшими массивами средне- и крупнозернистых габбро и относительно крупными плутонами огнейсованных плагиогранитов, переходящих в полосчатые очковые гнейсы и крупно- или гигантопорфировые микроклиновые граниты. Породы раннекаледонского фундамента обнажены вдоль южного крыла впадины, где они охарактеризованы Ю. М. Логиновым и А. А. Храповым, и по ее северной периферии, где они были изучены А. Ф. Степаненко. В виде узких вытянутых в субширотном направлении тектонических клиньев и горстов они выступают также среди верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений и в центральной части впадины.

На раннекаледонском фундаменте, но под верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими образованиями Северо-Гобийской впадины к югу от гряды Тойдон-Обо, в районе горы Шабартуин-Обо, восточнее сомона Цогту-Чиндамани и в ряде других мест располагается комплекс среднепалеозойских отложений, представленный глинистыми филлитовидными, часто кремнистыми сланцами, алевролитами, аркозовыми песчаниками, иногда с прослоями гравелитов, конгломератов, известняков,

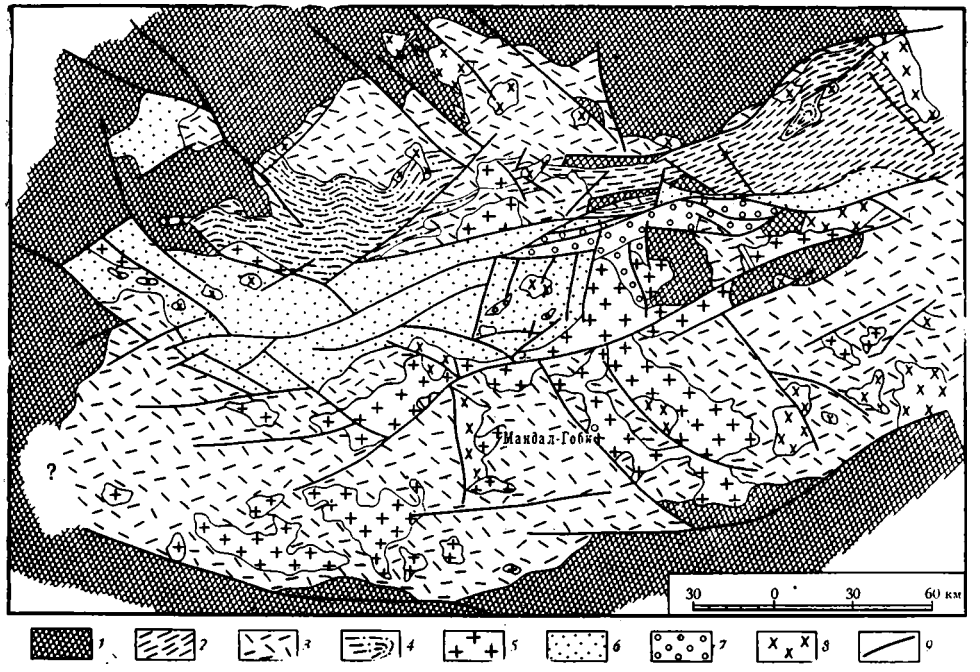


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Северо-Гобийской впадины (мезозойско-кайнозойские образования со схемы сняты)

1 — раннекаледонский складчатый фундамент; *2* — средне-верхнекаменноугольные терригенные отложения; *3* — нижнепермские вулканогенные образования; *4* — нижнепермские терригенные отложения; *5* — позднепермские гранитоиды; *6* — верхнепермские — нижнетриасовые терригенные отложения; *7* — верхнетриасовые терригенные отложения; *8* — мезозойские гранитоиды, *9* — разломы

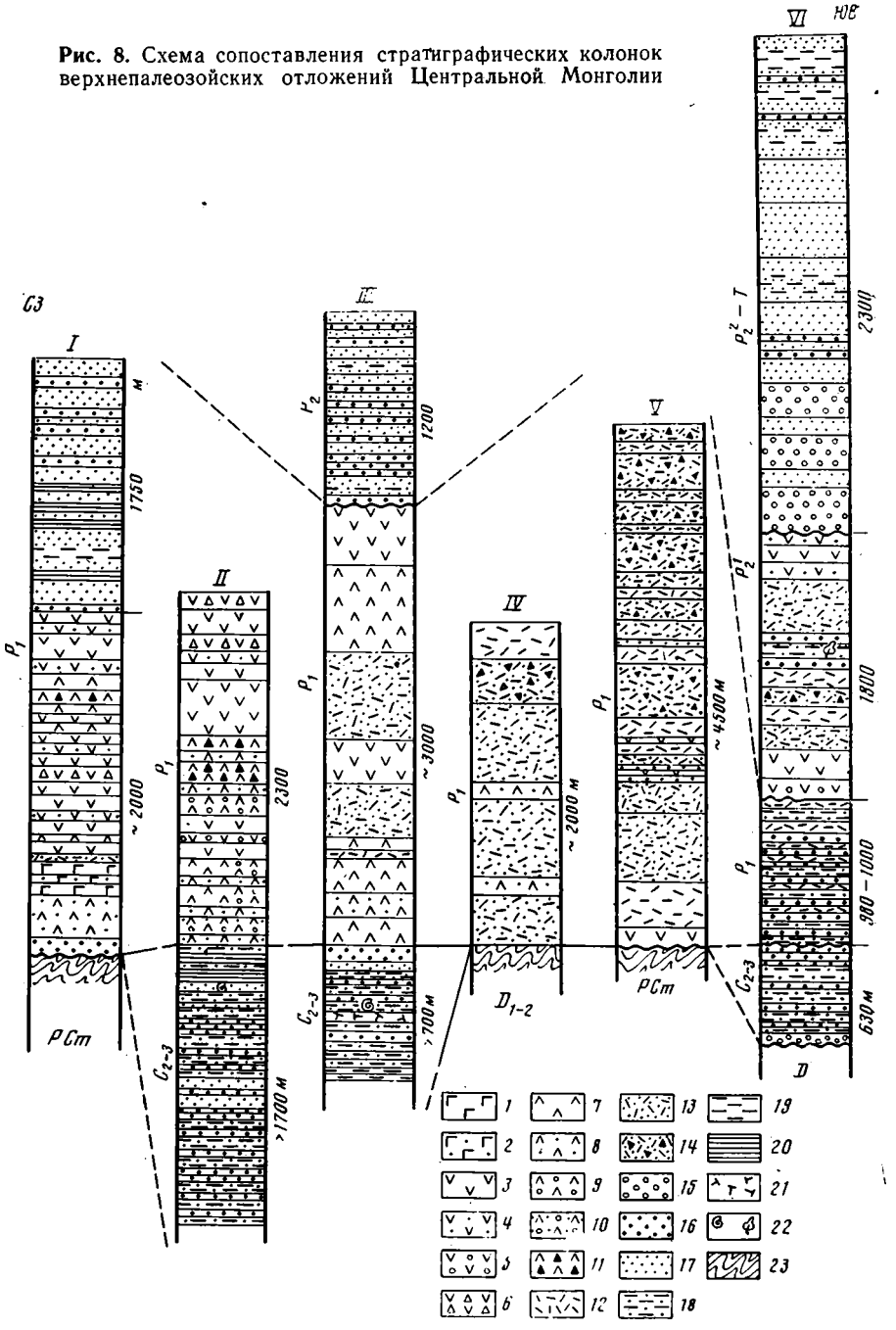
кварцитов и рассланцованных кислых эффузивов. Мощность этих образований, обычно неполная, изменяется от сотен метров до первых километров.

Комплекс среднепалеозойских отложений распространен спорадически, заполняя отдельные небольшие по размерам регенерированные геосинклинальные прогибы, развившиеся на раннекаледонском фундаменте, от которых в современной структуре сохранились лишь отдельные фрагменты. Эти прогибы испытали интенсивные складчатые деформации до начала верхнепалеозойской седиментации. Состав среднепалеозойских отложений, в которых тесно переплетаются, с одной стороны, филлитовидные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, известняки и кварциты, а с другой, аркозовые песчаники, гравелиты и конгломераты молассового типа и кислые эффузивы, свидетельствует об очень своеобразной, тектонически и палеогеографически неустойчивой обстановке их формирования, свойственной зонам геоантиклинального режима развития.

Строение разреза

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Северо-Гобийской впадины распадаются на три согласно пластующихся комплекса: 1) нижний — средне-верхнекаменноугольный, терригенный, который развит только на северо-востоке впадины; 2) средний—нижнепермский, в основном вулканогенный, наиболее широко распространенный, и 3) верхний — верхнепермский — нижнетриасовый, терригенный, локализующийся в узких зонах в центре и на юге впадины (рис. 8).

Рис. 8. Схема сопоставления стратиграфических колонок верхнепалеозойских отложений Центральной Монголии



I—V — колонки по Северо-Гобийской впадине: I — гор Баян-Ула и Саба-Ула, II — гора Бор-Ондор-Обо, III — гряда Цахир-Ула, IV — гора Дашибалбо, V — окрестности сомона Ухтал; VI — Ульдзинская впадина. *1* — лавы базальтов; *2* — туфы базальтов; *3* — лавы андезитовых порфиритов; *4* — туфы андезитовых порфиритов; 5 — лавовые конгломераты андезитовых порфиритов; 6 — вулканические брекчии андезитовых порфиритов; 7 — лавы дацитовых порфиритов; 8 — туфы дацитовых порфиритов; 9 — лавовые конгломераты дацитовых порфиритов; 10 — туфовые конгломераты дацитовых порфиритов; 11 — вулканические брекчии дацитовых порфиритов; 12 — лавы липаритовых порфиров; 13 — туфы липаритовых порфиров; 14 — вулканические брекчии (игнимбритоподобные) липаритовых порфиров; 15 — крупно- и среднегалечные конгломераты; 16 — гравелиты и «пуддинговые» песчаники; 17 — песчаники; 18 — алевролиты; 19 — аргиллиты; 20 — кремнистые алевролиты; 21 — пепловые туфы кислого состава; 22 — местонахождение остатков ископаемой фауны (*а*) и флоры (*б*); 23 — породы складчатого фундамента

Нижний комплекс имеет в основном песчанико-алевролитовый состав и образован кремнистыми алевролитами, полимиктовыми разнозернистыми, иногда пуддинговыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с крупными телами рифовых известняков и тонкими пластами органогенно-обломочных известняков и пепловых туфов. Все эти породы находятся в частом незакономерном чередовании и образуют пласты и пачки невыдержанной мощности. Строение и состав комплекса изменяется от места к месту в зависимости от преобладания алевролитовых или песчанико-конгломератовых пород. На севере впадины рассматриваемые отложения имеют монотонный песчаниковый состав при подчиненной роли алевролитов. Южнее их состав становится более разнообразным из-за появления, наряду с песчаниками и алевролитами, многочисленных, хотя и маломощных, горизонтов рифовых и органогенно-обломочных известняков, пепловых туфов, конгломератов и гравелитов. Мощность комплекса — около 2500 *м*.

Породы нижней перми представлены мощным комплексом вулканогенных и терригенных пород, находящихся в сложных фациальных взаимоотношениях. Главное место в их составе занимают средние и кислые вулканогенные породы, тогда как терригенные, в основном песчанико-конгломератовые, более или менее широко развиты лишь на северо-западе и северо-востоке Северо-Гобийской впадины. В центральной и северо-восточной частях впадины нижнепермские отложения связаны постепенными переходами со средне-верхнекаменноугольными, тогда как на ее бортах залегают с угловым несогласием непосредственно на породах раннекаледонского фундамента.

На северо-западе впадины комплекс нижнепермских отложений, залегающий на раннекаледонском фундаменте, состоит из двух согласно пластующихся и, видимо, частично замещающих одна другую по латерали толщ: нижней вулканогенной и верхней терригенной.

Вулканогенная толща образована в основном лавами, вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиритов при резко подчиненном значении пород базальтового, дацитового и липаритового состава.

Терригенная толща, строение которой изучено В. А. Бобровым, В. А. Макаровым и М. В. Дуранте в районе колодца Думда-Улу-Худук, а автором — к югу от горы Баясхулаг, состоит главным образом из зелено-серых полимиктовых разнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В ее нижней части преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с массивными и кремнистыми полосчатыми алевролитами и содержащие тонкие пласты мелкозернистых окремнелых аркозовых песчаников и 5—10-метровые горизонты черных аргиллитов с мелкими линзами органогенных известняков. Верхняя часть сложена светло-серыми и зелено-серыми косослоистыми разнозернистыми, часто пуддинговыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными плохо сортированными конгломератами, галька которых состоит из гранито-гнейсов, гранитов, кварцитов, кремнистых пород и кислых эффузивов. Суммарная мощность нижнепермских отложений северо-западной части Северо-Гобийской впадины достигает 3700—4000 *м*, из которых половина приходится на вулканогенные породы.

К югу состав комплекса нижнепермских отложений сильно изменяется из-за постепенного возрастания роли вулканических пород кислого состава. Южнее гряды Цахир-Ула, например, практически весь разрез нижнепермских отложений сложен вулканогенными породами, причем не только андезитового, но и дацитового и липаритового состава. Мощность нижнепермских вулканогенных образований превышает здесь 3000 *м*. Еще более кислый состав отличает нижнепермские вулканогенные образования в более юго-западных и юго-восточных районах Северо-Гобийской впадины. Так, в окрестностях сомона Адацциг андези-

товые порфириты с невыдержанными горизонтами лавобрекчий и туфов того же состава развиты только в нижней части нижнепермской вулканогенной толщи, где их мощность не превышает 1400 *м*. Весь же остальной разрез (свыше 1700 *м*) представлен дацитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами, причем в верхней трети разреза доминируют липаритовые порфиры. Еще южнее, в юго-западных отрогах хребта Мандалыйн-Хэцэ-Нуру, В. В. Кепежинскас и А. Я. Салтыковский проследили, как с запада на восток внутри вулканогенного комплекса на расстоянии нескольких километров происходит полное фациальное замещение мощной (свыше 400 *м*) пачки андезитовых порфиритов липаритовыми туфами и флюидальными туфолавами, которые, видимо, представляют собой перекристаллизованные игнимбриты. Еще восточнее по простиранию той же зоны, в районе горы Дашибалбо, по данным А. Ф. Степаненко, уже весь разрез нижнепермских вулканогенных образований сложен агломератовыми игнимбритоподобными туфами липаритового и дацитового состава (1500—1700 *м*) в нижней части и флюидальными лавами и лавовыми брекчиями липаритовых и фельзитовых порфиров (550 *м*) в верхней части. Наконец, на самом юге впадины, в районе сомонов Цаган-Дэлгэр и Ухтал, где комплекс нижнепермских вулканогенных образований залегает с резким несогласием на раннекаледонском фундаменте и прорывающих его раннепалеозойских гранитах, кислые вулканогенные породы развиты особенно широко и достигают максимальной мощности около 4500 *м*.

Мы видим, следовательно, что в северной части Северо-Гобийской впадины в составе нижнепермских образований, наряду с вулканогенными породами, значительную роль играют терригенные отложения, доля которых в общем разрезе местами достигает 50%. Среди вулканических пород на севере впадины доминируют лавы и вулканические брекчии среднего состава. В центральной части впадины развиты разрезы переходного типа, в которых резко сокращено количество терригенных пород, а среди вулканогенных, наряду с андезитовыми порфиритами, широко представлены дациты и липариты. На юге впадины комплекс состоит только из кислых вулканогенных образований, достигающих очень большой мощности и в возрастном отношении захватывающих не только нижнюю пермь, но и самые низы верхней перми.

Мощный комплекс терригенных отложений верхней перми и нижнего триаса (?) выполняет центральную часть Северо-Гобийской впадины, где со стратиграфическим несогласием и перерывом залегает на разных горизонтах средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских образований, а также на прорывающих их гранитоидах. В строении комплекса главное место занимают разнозернистые и гравийные полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты, которые незакономерно чередуются между собой, слагая пачки и толщи песчанико-алевролитового или конгломерато-песчаникового состава. В результате исследований последних лет, проведенных нами в районах к западу и югу от горы Багагазрыйн-Чулу, удалось расчленить почти шестикилометровый комплекс отложений верхней перми — нижнего триаса на пять согласно пластующих толщ.

Мощность, *м*

Первая, самая нижняя, конгломерато-песчаниковая толща образована темно-серыми и зеленовато-серыми крупно- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, часто содержащими рассеянную гальку гранитов и кислых эффузивов, которые переслаиваются с менее мощными пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов и содержат линзы и 5—10-метровые горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов; в составе гальки последних много гранито-гнейсов, крупнозернистых гранитов, кислых эффузивов, кварца и песчаников. В прослое алевролитов в низах толщи в районе горы Онгон-Обо М. В. Дуранте собрала и определила растительные остатки, относящиеся к бревифолиево-грацилентовому комплексу и указы-

	Мощность, *м*
вающие на середину верхней перми. В верхней части толщи, в районе западнее горы Багагазрыйн-Чулу и севернее бывшего пос. Цэутуин-Чжиса О. Томуртогоо обнаружил пелециподы, которые, по заключению М. К. Куликова, свидетельствуют о позднепермском возрасте пород	2000
Вторая толща, песчанико-алевролитовая, характеризуется чередованием 5—10-метровых пластов и пачек зеленовато-серых и темно-серых алевролитов, мелкооскольчатых, скорлуповатых, в некоторых пачках косослоистых, и песчаников мелко- и среднезернистых, полимиктовых, массивных, с лепешковидными конкрециями темно-серых известковистых песчаников	1100
Третья, песчаниковая, толща сложена в основном зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, в своей главной массе крупно- или среднезернистыми, массивами, иногда косослоистыми, в которых рассеяны многочисленные мелкие конкреции черных и бурых известковистых песчаников; отдельные маломощные пласты образованы темно-серыми мелкозернистыми песчаниками	480
Четвертая, песчанико-алевролитовая, толща, как и вторая, характеризуется частым переслаиванием зеленовато-серых и темно-серых алевролитов и средне- или крупнозернистых полимиктовых песчаников	900
Пятая, конгломерато-песчаниковая, толща образована зеленовато-серыми и бурыми средне- или крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками, в том числе и «пуддинговыми» их разновидностями, с рассеянной мелкой галькой из песчаников и алевролитов, в которой в виде тонких (0,5—1 *м*) прослоев распространены гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галькой песчаников, алевролитов, кислых и средних эффузивов, гранитов, яшмокварцитов и кварца; серо-зеленые алевролиты изредка образуют тонкие (до 20 *см*) пропластки среди песчаников	1800—1900

В породах второй, третьей, четвертой и пятой толщ встречено много растительных остатков плохой сохранности, которые в большинстве случаев принадлежат членистостебельным пермо-триасового облика. Все рассмотренные толщи связаны постепенными переходами с палеонтологически охарактеризованными отложениями середины верхней перми. Поэтому их возраст представляется наиболее вероятным как пермотриасовый, который, однако, едва ли поднимается выше среднего триаса, так как верхний триас в Северо-Гобийской впадине представлен литологически отличными пестроцветными терригенными породами.

Отложения верхнего триаса пространственно и структурно тесно связаны с комплексом верхнепермских — нижнетриасовых отложений и развиты только в центральных частях Северо-Гобийской впадины. Как правило, они налегают с размывом, но без признаков структурного (углового или азимутального) несогласия на породы верхней перми — нижнего триаса, выполняя ядра грабен-синклиналей и мульд. В строении верхнетриасовых отложений выделяются две толщи: нижняя, песчанико-конгломератовая, относительно более широко развитая, и верхняя, алевролито-песчаниковая.

Песчанико-конгломератовая толща отличается от аналогичных по составу верхнепермских и нижнетриасовых толщ своим пестроцветным обликом. Для нее характерно неоднократное чередование пестроцветных и зеленоцветных пачек, причем мощность первых достигает 100—200 *м*, а вторых — 50—70 *м*. Пестроцветные пачки образованы лиловыми мелко- и среднегалечными конгломератами, переполненными хорошо окатанной галькой розовых гранитов, фельзитов, липаритовых порфиров и кремнистых алевролитов; конгломераты перемежаются с менее мощными пластами лиловых гравелитов и гравийных «пуддинговых» песчаников, лилово- и розовато-серых грубозернистых слоистых песчаников и алевролитов темно-лиловой или ядовитой зеленой окраски, нередко кремнистых и полосчатых. Зеленоцветные пачки состоят из табачно-зеленых, серых и темно-серых массивных грубо- или среднезернистых полимиктовых песчаников с редкими горизонтами кремовых кремнистых алевролитов, содержащих растительные остатки. Мощность толщи 1700—2100 *м*.

Верхняя алевролито-песчаниковая толща сложена серыми и зелено-серыми кварц-полевошпатовыми мелко- или среднезернистыми пес-

чаниками, часто переслаивающимися с пластами и пачками зелено-серых, темно-серых, редко кирпично-красных алевролитов; среди алевролитов довольно часто отмечаются тонкие (1,5—5 *м*) горизонты зеленых и светло-зеленых пепловых туфов, в которых встречены растительные остатки верхнего триаса. Мощность толщи 1200 *м*.

Суммарная мощность верхнетриасовых отложений Северо-Гобийской впадины превышает 3000 *м*.

Магматические образования

Среди позднепалеозойских, главным образом раннепермских, вулканических пород Северо-Гобийской впадины, как показали исследования В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого (Кепежинскас, 1971; Кепежинскас, Лучицкий, 1973), преобладают породы андезито-дацито-липаритового ряда, тогда как базальты встречаются только эпизодически и в целом занимают резко подчиненное положение.

Породы андезитового и дацитового состава представлены в равной степени как лавами, так и вулканическими брекчиями и туфами. Андезитовые лавы характеризуются афировым или порфировым строением. В афировых лавах, обладающих микролитовыми структурами разных типов, плагиоклаз доминирует и в основной массе, и в редких мелких вкрапленниках. Среди порфировых разновидностей лав, часто имеющих флюидальную текстуру, выделяются амфибол-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые разности андезитовых порфиритов. Андезито-дацитовые и дацитовые лавы и субвулканические породы отличаются ярко выраженной порфировой структурой: в микролитовой основной массе рассеяны фенокристаллы кварца, биотита, пироксена и плагиоклаза. Вулканические брекчии (лавовые и туфовые) тонко- и крупнообломочные, временами валунные, содержат в составе обломков лавы дацитовых и андезитовых порфиритов, а также осколки плагиоклаза, реже кварца и амфиболов, которые скреплены туфом или порфировой лавой андезитового или дацитового состава.

Породы липаритового или липарито-дацитового состава отличаются лейкократовым обликом и почти нацело лишены цветных минералов, за исключением изредка встречающегося биотита. Среди них преобладают лавовые брекчии с характерной разнонаправленной флюидальностью, подчеркивающей обломочную структуру, и флюидальные лавы, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза и напоминающие по текстурным особенностям игнимбриты. Менее широко распространены пизолитовые туфы.

Породы основного состава сравнительно редкие, представлены лавами андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов с крупномикролитовой структурой и крупными фенокристаллами основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена и оливина, по которому обычно развиты псевдоморфозы эпидота и иддингсита.

Наряду с покровными вулканическими образованиями, в Северо-Гобийской впадине, особенно в ее северном крыле, широко развиты мелкие субвулканические тела (секущие дайки, послойные силлы, экструзивные купола, некки и т. д.), сложенные кварцевыми андезито-дацитами и липарито-дацитами, а также липаритами невадитового типа. Как показало специальное изучение их, проведенное В. В. Кепежинскас (1971), большинство этих субвулканических тел относится, по данным калий-аргоновых возрастных определений (203—220 млн. лет), к триасу и выделяется в качестве совершенно особого — ареального типа мезозойского континентального кислого вулканизма. Однако часть этих субвулканических тел, по тем же данным радиогеохронологических определений, имеет пермский возраст (245 млн. лет) и должна включаться в состав позднепалеозойской вулканической серии.

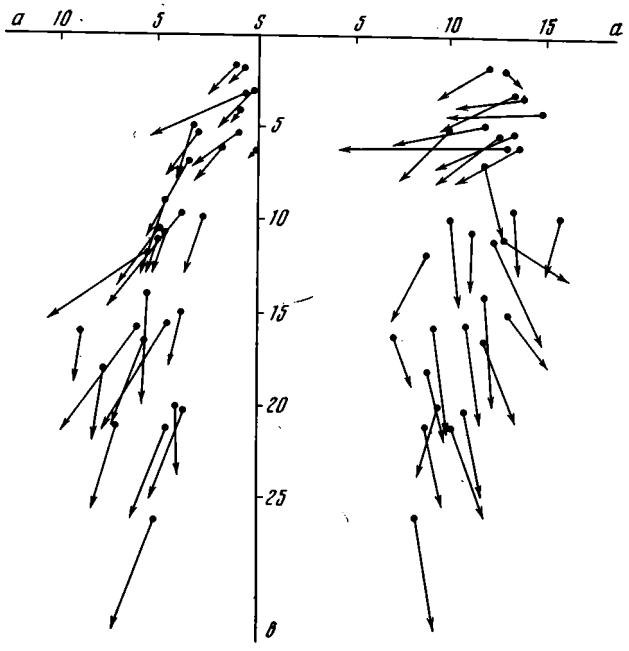


Рис. 9. Состав средне-позднекаменноугольных — раннепермских вулканических пород Центральной Монголии (Северо-Гобийская и Ульдзинская впадины) на диаграмме А. Н. Заварицкого

Для характеристики петрохимического состава позднепалеозойских вулканических пород Северо-Гобийской впадины мы располагаем 21 полным силикатным анализом. Частичная статистическая обработка этих анализов, выполненная В. В. Кепежинскас (Кепежинскас, Лучицкий, 1973), показала, что эти породы являются типичными представителями щелочноземельной вулканической серии (см. среднее содержание некоторых окислов в %):

	SiO_2	Na_2O	K_2O
дацито-липариты	66,57	3,61	2,76
андезиты	57,87	3,48	2,90
базальты	51,23	3,23	1,34

Это хорошо видно и на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 9). Высокое содержание в породах глинозема (среднее содержание Al_2O_3 в андезитах — 16,39% и базальтах — 17,27%) позволяет В. В. Кепежинскас сравнивать ассоциацию позднепалеозойских вулканических пород Северо-Гобийской впадины с высокоглиноземистыми щелочноземельными вулканическими сериями других орогенных областей и островных дуг, например, с четвертичными вулканическими породами Центральной Камчатки.

Для позднепалеозойских вулканических пород Северо-Гобийской впадины характерно то, что и дацито-липариты, и андезиты, и базальты обладают родственными чертами химизма (высокой глиноземистостью, малым содержанием извести, несколько повышенной калиевостью при сравнительно невысокой сумме щелочей) и содержат почти одинаковый набор редких элементов (Кепежинскас, 1973). Все это в совокупности с широким развитием пород промежуточного состава позволяет предполагать, что рассматриваемые породы являются продуктами магматической дифференциации одного или нескольких однотипных очагов андезито-липаритовой магмы. Такие признаки, как тесный парагенез лав, вулканических брекчий и туфов, а также субвулка-

нических тел андезитового, дацитового и липаритового состава, явления фациального замещения между ними и незначительная роль базальтовых пород, позволяют рассматривать всю совокупность позднепалеозойских вулканических пород Северо-Гобийской впадины в качестве единой андезито-липаритовой формации.

С позднепалеозойскими вулканическими образованиями ассоциируют многочисленные массивы и мелкие тела позднепалеозойских, как правило, допозднепермских гранитоидов, представленных обычно многофазными образованиями гранодиоритового, граносиенитового и лейкогранитового состава. Эти гранитоиды особенно широко развиты на южном крыле Северо-Гобийской впадины, т. е. там, где раннепермские вулканиты отличаются существенно кислым липаритовым составом. Здесь, по данным А. П. Брангулиса и Ю. П. Цыпукова, позднепалеозойские гранитоиды сформировались в две фазы. К первой относятся розовые и красные субвулканические гранит-порфиры и мелко- или среднезернистые диориты, кварцевые диориты и биотитовые граносиениты и граниты. Ко второй — мелко- и среднезернистые, равномернозернистые, иногда порфировидные щелочные граниты, адамелиты и аляскитовые граниты. Все эти породы образуют типичные магматические тела без признаков метасоматоза, имеющие часто трещинный субвулканический характер. А. Е. Павленко (1973) и Л. В. Филиппов (1971) объединяют их в адамелит-граносиенит-порфировую формацию. Возраст рассмотренных гранитоидов считается раннепермским, так как почти все они встречены в составе гальки конгломератов верхней перми.

Структура

В современной структуре Северо-Гобийской впадины четко выделяются ее широкие северное и южное крылья, сложенные средне-верхнекаменноугольными и нижнепермскими терригенными и вулканогенными образованиями, и наиболее прогнутая сравнительно узкая осевая зона, заполненная верхнепермскими и триасовыми отложениями. Ширина северного крыла изменяется от 45 до 75 *км*, южного — от 75 до 90 *км*, осевой зоны — от 10 до 45 *км*. Эти три главные структурные элемента впадины, как и сама она в целом, простираются в субширотном направлении почти на 350 *км*. Оба крыла впадины на большем своем протяжении ограничены крупными субширотными разломами, по которым средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские орогенные комплексы граничат с рифейскими и нижнепалеозойскими породами обрамления впадины и ее фундамента. Лишь на отдельных участках тектонические соотношения сменяются нормальными стратиграфическими, характеризующимися резко несогласным залеганием верхнепалеозойских отложений на сильно дислоцированных породах фундамента. Более сложно строение северо-западной границы впадины и особенно участков ее западного и восточного центриклинальных замыканий, где возникла система сопряженных разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки, по которым нижне- и верхнепермские отложения осевой зоны торцово сочленяются с породами раннекаледонского фундамента и обрамления.

Главные особенности структуры Северо-Гобийской впадины обусловлены многочисленными разломами, которые расчленяют ее на систему продольных глыбовых зон (рис. 10), разбитых, в свою очередь, на более мелкие блоки. В пределах этих блоков оформились изометричные и брахиформные грабен-синклинали и горст-антиклинали. С некоторыми крупными разломами связаны протяженные зоны мелких интенсивных складчатых дислокаций. Среди разломов выделяются три главные системы: субширотная, северо-западная и северо-восточная. Ведущую роль играет субширотная.

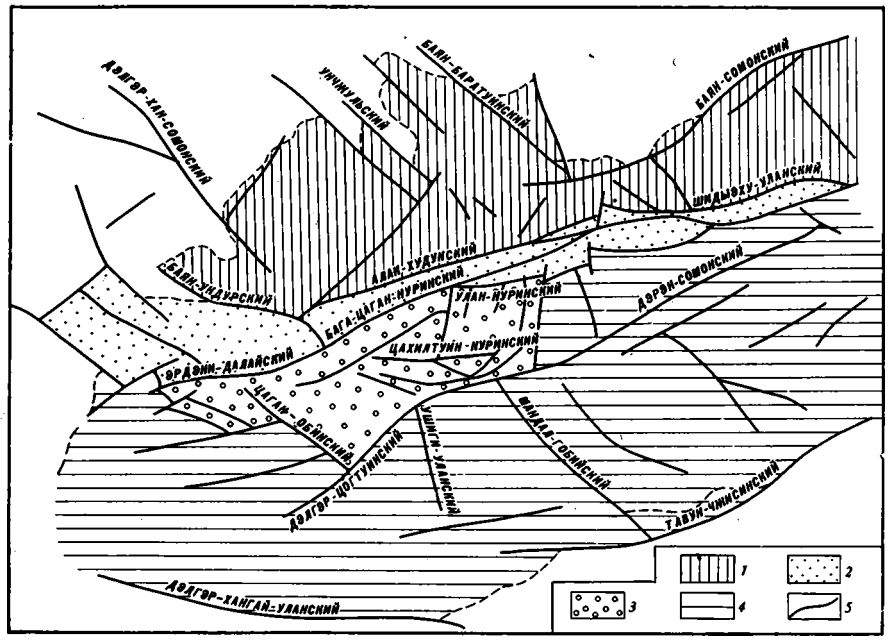


Рис. 10. Схема главных разломов и глыбовых зон Северо-Гобийской впадины

1—4 — глыбовые зоны: *1* — Баян-Цаган-сомонская — Норомтуинская, *2* — Адациг-сомонская, *3* — Багагазрыйнская, *4* — Мандал-Гобийская; *5* — главные разломы

Северная (Баян-Цаган-сомонская — Норомтуинская) глыбовая зона в большей своей части совпадает с северным крылом впадины. С юга эта зона ограничена кулисообразно расположенными Баян-Ундурским, Алак-худукским и другими субширотными разломами, которые маркируют тектонический уступ, круто падающий на юг в сторону глубоко прогнутых грабен-синклиналей осевой зоны. Ширина Северной зоны колеблется от 16 до 25 *км* и только на востоке возрастает до 45 *км*. В строении зоны участвуют средне-верхнекаменноугольные (на востоке) и нижнепермские (на западе) терригенные, в меньшей степени, вулканогенные образования. Только в ее средней части, в хр. Ихэ-Адациг, средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения присутствуют совместно. Здесь же в небольших грабенах сохранились и верхнепермские отложения, развитые в северной зоне в общем незначительно. Это свидетельствует о неглубоком, по сравнению с более южной осевой зоной, залегании раннекаледонского фундамента Северной зоны, который по расчетам, учитывающим мощность и особенности залегания нижнепермских и средне-верхнекаменноугольных отложений, расположен на глубине 1,5—2 *км* и только на отдельных участках погружен на 5—6 *км*.

К южному и северному краям Северной зоны приурочены Цахируланский и Онгон-обинский (на юге) и Баян-Баратуинский (на севере) горстовые выступы фундамента, представляющие собой узкие (2—4 *км* ширины) и протяженные (16—30 *км* длины) блоки, сложенные метаморфическими сланцами и мраморами рифея — нижнего кембрия. Эти блоки не только ограничены крутопадающими субширотными разломами, но и расчленены ими на более мелкие тектонические клинья, к границам которых приурочены тектонически выжатые мелкие тела серпентинитов и пироксенитов. Существование таких горстов рифейско-нижнекембрийских пород на краях Северной глыбовой зоны и относительно глубокое положение раннекаледонского фундамента в ее средней части, где в верхнепалеозойских отложениях сформировались крупные Баян-

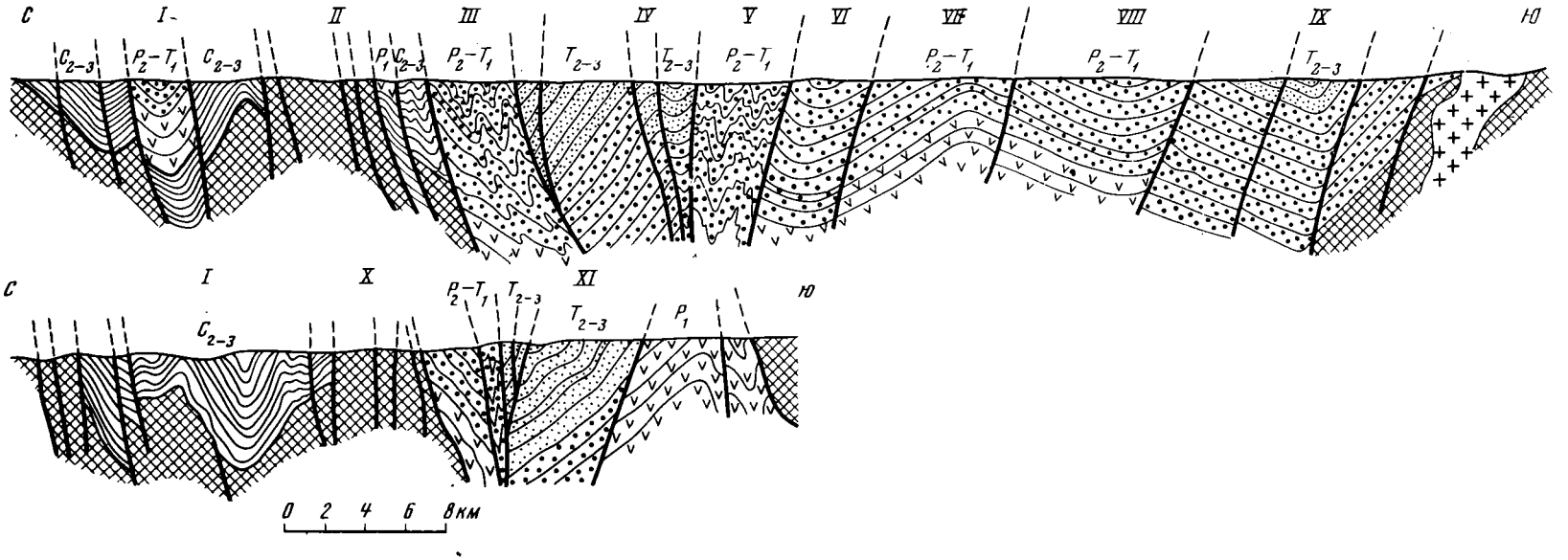


Рис. 11. Геологические разрезы через центральную и восточную части Северо-Гобийской впадины (вертикальный масштаб идентичен горизонтальному)

I — Баян-Цаган-сомонская грабен-синклиналь, II — Цахир-уланский горст, III — Цзултэген-обинская зона смятия, IV — Цахир-Чжисинская грабен-синклиналь, V — Эрдэни-обинская зона смятия, VI — Нараный-обинская грабен-синклиналь, VII — Дэрбула-уланская горст-антиклиналь, VIII — Дэлгэр-уланская грабен-синклиналь, IX — Хулгар-худукская грабен-синклиналь, X — Онгон-обинский горст, XI — Балиро-обинская грабен-синклиналь

Цаган-сомонская (на востоке) и Норомтуинская (на западе) грабенообразные синклинальные структуры, указывает на общий синклинальный характер поперечного профиля этой зоны (рис. 11).

Северная глыбовая зона разбита сложно ветвящимися и пересекающимися разломами северо-западной (господствующей), субмеридиональной и северо-восточной ориентировки на многочисленные разновеликие, чаще всего мелкие (размером в первые километры) блоки (рис. 12). В пределах этих блоков слои смяты в брахиформные синклинальные и антиклинальные складки, оси которых ориентированы в разных направлениях, а крылья оборваны разломами. Углы наклона слоев на крыльях измеряются 30—40 или 50°. Близ разломов наклоны слоев возрастают до 70—80°. Размеры таких складок, примером которых могут служить Тунгамал-худукская синклиналь и Шоройтуин-худукская антиклиналь, по длинной оси обычно не превышают 10 *км*, а по короткой — 2—8 *км*. Складки торцово сочленяются между собой, часто разорваны второстепенными разломами на части, тектонически растащенные относительно друг друга. Во многих блоках в современном срезе сохранились лишь фрагменты былых складок — их замыкания, части крыльев в виде оборванных моноклиналей и т. п. В целом внутренняя структура Северной глыбовой зоны не несет признаков линейности и по своим особенностям относится к структурам типа «битой тарелки».

Осевая (Адациг-сомонская) глыбовая зона с севера и юга ограничена системами субширотных разломов, отделяющих ее от Северной и Южной глыбовых зон. Разрывы северной и южной систем круто наклонены навстречу друг другу, фиксируя грабенообразную структуру осевой зоны. Ширина зоны невелика: 8—10 *км* в восточной части и около 30 *км* в наиболее широкой западной части. Незначительная ширина Осевой зоны несоизмерима с длиной, достигающей 300 *км*. По направлению на восток Осевая зона выклинивается, и восточнее меридиана Баян-Цаган-сомона по Шидыэху-уланскому разлому приведены в непосредственное соприкосновение с севера Северная, а с юга Мандал-Гобийская глыбовые зоны.

В строении Осевой зоны участвуют главным образом верхнепермские и триасовые отложения. Нижнепермские и средне-верхнекаменноугольные породы обнажаются в виде тектонических клиньев только в средней части зоны — к югу от гряды Цахир-Ула, но, по-видимому, они распространены и под верхнепермскими отложениями к западу и востоку от этого района. В пределах Осевой зоны фундамент резко опущен и залегает на глубинах около 9—10 *км*. Важнейшая морфологическая черта Осевой зоны — ее линейность, которая проявлена не только в ее общей конфигурации — узкой и протяженной,— но и подчеркивается всеми особенностями внутренней структуры зоны. Так, по краям зоны параллельно ограничивающим ее разломам в ряде мест протягиваются узкие зоны интенсивного мелкого смятия слоев. Примерами таких зон могут служить Цзултэгэн-обинская и Эрдэни-обинская, возникшие, соответственно, у северного и южного краев глыбовой зоны, в районе между грядой Цахир-Ула и горным массивом Багагазрыйн-Чулу. Эти зоны представляют собой полосы шириной от 2 до 6 *км* сплошного смятия слоев в мелкие килевидные складки (рис. 13). Размах крыльев таких складок составляет 0,5—1,5—2 *км*, наклон слоев на крыльях — 50—60—80°. Оси всех складок практически параллельны и простираются в соответствии с субширотными разломами, ограничивающими зоны. Близ разломов осевые плоскости складок нередко запрокинуты.

Другая характерная особенность Осевой зоны заключается в том, что вся она насыщена мелкими разрывами, протягивающимися в общем в соответствии с простиранием зоны, сходящимися, расходящимися и в результате расчленяющими зону на мелкие узкие разновеликие блоки. Внутри этой субширотно ориентированной «макробрекчии» простирание

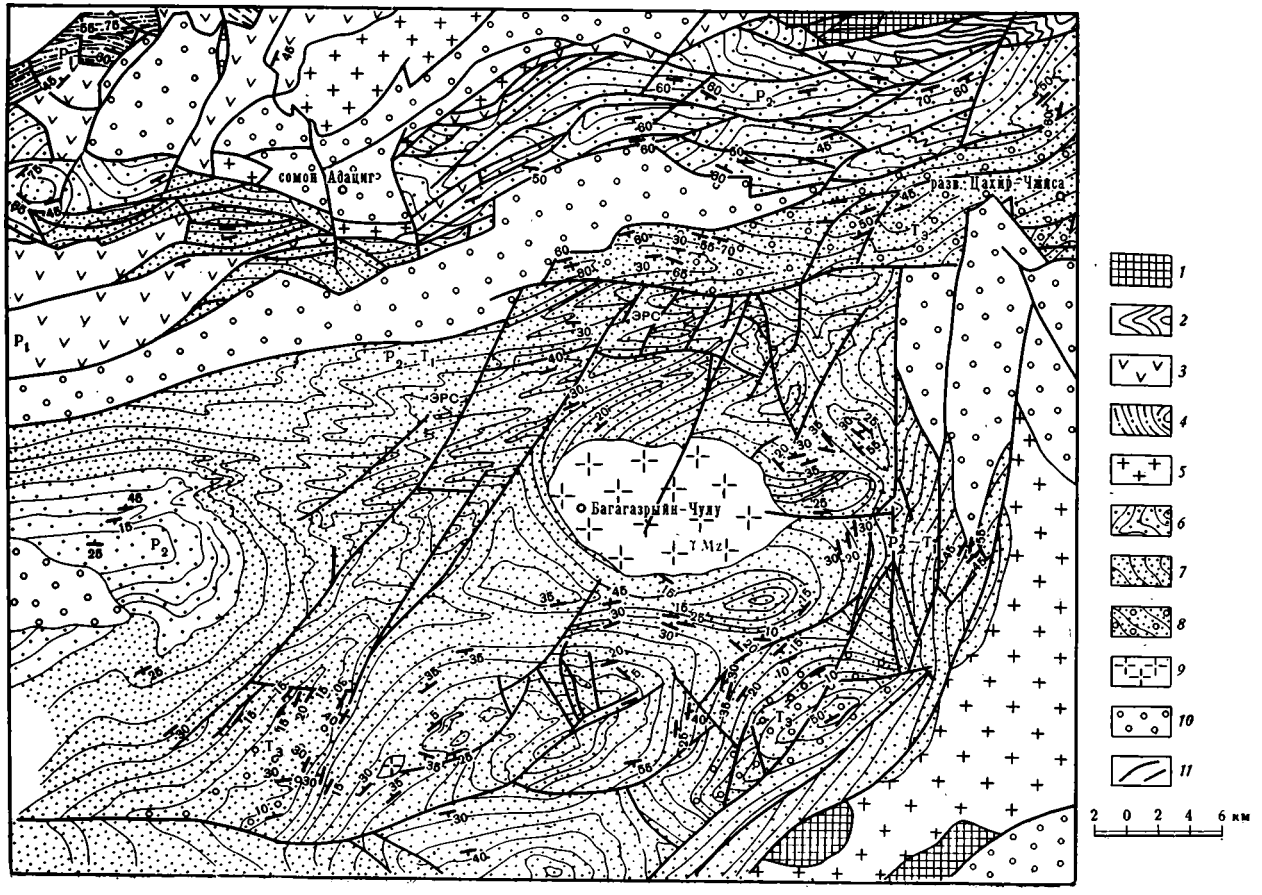


Рис. 12. Структурно-геологическая карта центральной части Северо-Гобийской впадины (составлена по результатам собственных исследований и материалам А. Ф. Степаненко, Л. Гомбосурэна и др.)

1 — выступы раннекаледонского складчатого фундамента; *2—7* — варисцийский орогенный комплекс: *2* — средний — верхний карбон (алевролиты, органогенные известняки, песчаники, конгломераты), *3* — нижняя пермь (андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, липаритовые порфиры, вулканические брекчии и туфы соответствующего состава), *4* — нижняя пермь (алевролиты и песчаники с линзами гравелитов), *5* — раннепермские гранитоиды, *6* — верхняя пермь (конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями алевролитов), *7* — верхняя пермь — нижний триас (алевролиты и песчаники с линзами гравеллитов и конгломератов); *8—9* — мезозойский орогенный комплекс: *8* — верхний триас (конгломераты, песчаники, алевролиты, горизонты пепловых туфов), *9* — мезозойские гранитоиды; *10* — мезозойский (юрско-меловой) чехол (песчаники, конгломераты); *11* — разломы; ЭРС — Эрдэни-обинская зона смятия

слоев и осей складок также имеет субширотное направление. Отдельные небольшие синклинальные складки (Хамарыйн-худукская, Цахир-Чжисинская и др.) достигают 18—20 *км* по длинной оси и 2—4 *км* по короткой. В поперечном разрезе они имеют сжатую килевидную форму. Их крутые крылья наклонены под углом от 45 до 75° и, как правило, оборваны разломами. Столь же крутой наклон слоев при господствующем субширотном простирании свойствен и отдельным моноклиналям, зажатым в узких тектонических блоках.

Изложенные особенности морфологии частных тектонических форм Осевой зоны указывают на то, что эта зона, первоначально возникшая как узкий протяженный грабен, в дальнейшем испытала сильное субмеридиональное сжатие, в результате которого образовались ее линейная складчато-блоковая структура и субширотные зоны мелких складчатых дислокаций.

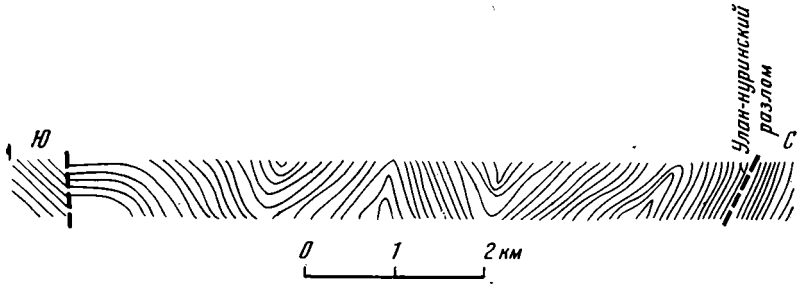


Рис. 13. Поперечный профиль через Эрдэни-обинскую зону смятия

Более южная Багагазрыйнская глыбовая зона, как и рассмотренная выше Осевая, приурочена к центральной части Северо-Гобийской впадины. От Осевой зоны она отделена Эрдэни-Далайским и сменяющим его по простиранию Уланнуринским разломами, а от южной Мандал-Гобийской зоны — субширотным Дэлгэр-Цогтуинским разломом. Багагазрыйнская зона вытянута в субширотном направлении и в плане имеет слегка изогнутую прямоугольную форму. Ширина зоны — около 70 *км*, длина — 120 *км*. Она сложена в основном терригенными отложениями верхней перми и триаса, которые несогласно налегают на вулканогенные породы нижней перми или прямо на раннекаледонский фундамент, прорванный крупными массивами раннепермских гранитоидов. Последние обнажены в южной приподнятой части зоны, тогда как на севере раннепермские вулканогенные и интрузивные образования погребены под верхнепермскими и триасовыми отложениями. Соответственно и раннекаледонский фундамент на юге и юго-востоке Багагазрыйнской зоны залегает на глубине всего 1,5—2 *км*, а на севере погружен почти на 10 *км*. Такой наклон поверхности фундамента в значительной степени имел первичный (конседиментационный) характер. Об этом свидетельствует то, что на юго-востоке Багагазрыйнской зоны, к западу от сомона Дэлгэр-Цогт, на рифейско-нижнекембрийских мраморах и раннепермских гранитоидах с резким несогласием залегают верхние горизонты комплекса верхнепермских — триасовых отложений. Вместе с тем, северо-западнее и западнее те же стратиграфические горизонты согласно подстилаются более низкими частями разреза верхнепермского — триасового комплекса.

Внутренняя структура Багагазрыйнской зоны не несет признаков линейности. Для нее характерны спокойные синклинальные и антиклинальные брахискладки, часто осложненные на крыльях флексурами и асимметричные. Среди них встречаются (см. рис. 12): 1) крупные купо-

ловидные складки размером от 10×20 до 20×20 *км* с пологими, часто разбитыми разломами сводами, на которых слои залегают под углом 5—15°, и крутыми крыльями, наклоненными под 35—70°; 2) овальные симметричные брахисинклинали, крылья которых наклонены под углом 20—30°, а размеры колеблются от 6×12 до 8×16 *км*; 3) асимметричные синклинали, у которых одно крыло пологое (10—30°), а второе — крутое (50—55°), осложненное флексурой; среди них можно выделить более крупные (8×16 *км*) овальные и более мелкие (4—5×6—8 *км*) треугольные; 4) совсем мелкие (3×6 *км*) симметричные пологие брахисинклинали и брахиантиклинали с углами падения слоев на крыльях 15—20°. Длинные оси складок ориентированы в субширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях, причем смежные складки часто простираются перпендикулярно одна по отношению к другой. Большинство складок ограничено либо разломами, либо флексурами, что указывает на их блоковую (штамповую) природу.

На севере Багагазрыйнской зоны, близ ее границы с Осевой зоной, т. е. там, где фундамент погружен на максимальную глубину, характер складчатых дислокаций резко меняется благодаря появлению отдельных участков сильного смятия слоев, аналогичных Эрдэни-обинской зоне смятия.

Помимо мелких разломов, разделяющих штамповые складки и осложняющих их крылья, в Багагазрыйнской зоне развиты более молодые крупные разломы, которые пересекают и смещают возникшие ранее складчато-блоковые структуры. Эти разломы, как правило, параллельны тектоническим ограничениям зоны и имеют соответственно субширотную и северо-восточную ориентировку на востоке зоны и северо-западную — в ее западной части. К этой молодой генерации разломов относятся, например, параллельные разрывы северо-восточного простирания — Хуху-Бундуин-Чжисинский, Хубхудукский, Олон-обо-булакский и Цзултху-нуринский.

Таким образом, Багагазрыйнская зона отличается от более северных развитием относительно простых различно ориентированных штамповых брахискладок, образовавшихся в результате подвижек по разломам отдельных блоков раннекаледонского фундамента.

Самая южная Мандал-Гобийская глыбовая зона практически полностью совпадает с южным крылом Северо-Гобийской впадины. Ее ширина достигает 75 *км* на западе и 100 *км* на востоке впадины, а длина превышает 350 *км*. О структуре этой зоны имеется меньше всего данных. Это объясняется как слабой геологической изученностью южного крыла Северо-Гобийской впадины, так и тем, что в строении Мандал-Гобийской зоны участвуют главным образом вулканогенные, слабо стратифицированные образования ранней перми, прорванные массивами позднепалеозойских и мезозойских гранитоидов. Кроме того, значительная часть зоны перекрыта чехлом мезозойских отложений, что также затрудняет расшифровку ее структуры. Имеющиеся материалы позволяют лишь установить, что Мандал-Гобийская зона субширотными и северо-западными разломами разбита на крупные (размером в десятки километров) блоки, в пределах которых нижнепермские эффузивно-пирокластические образования смяты в простые пологие (углы 5—15°) складки с широким размахом крыльев. В поперечном меридиональном разрезе Мандал-Гобийская зона имеет, по-видимому, синклинальную структуру. На это указывает существование у северного края зоны, в районе Дэрэн-сомона, нескольких крупных горстовых выступов раннекаледонского фундамента, имеющих неправильную угловатую форму, и отсутствие их в ее средней части. Вместе с тем, глубина залегания фундамента в Мандал-Гобийской зоне невелика и, судя по мощности нижнепермских образований, даже в наиболее погруженных участках едва ли превышает 2 *км*.

Итак, Северо-Гобийская впадина состоит из четырех продольных глыбовых зон, каждая из которых отличается своим стилем дислокаций. По поведению поверхности раннекаледонского фундамента и глубине его залегания эти глыбовые зоны группируются в три крупных блока: Северный (Северная зона), Южный (Мандал-Гобийская зона), оба относительно приподнятые, и Центральный (Осевая и Багагазрыйнская зоны), глубоко опущенный. Каждый из этих блоков характеризуется в разрезе грабенообразным синклинальным строением (рис. 14).

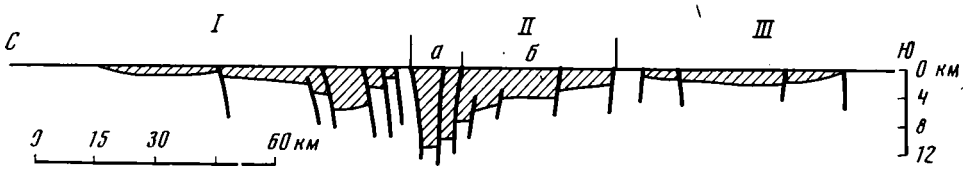


Рис. 14. Меридиональный профиль через Северо-Гобийскую впадину

I — Северный блок, II — Центральный блок: а — Адациг-сомонская глыбовая зона, б — Богагазрыйнская глыбовая зона; III — Южный блок

Сочетание крупных блоков с глыбовыми зонами и более мелкими частными горстами и грабенами определяет общую ступенчато-глыбовую с погружением от краев к центру структуру Северо-Гобийской впадины.

Структура Северо-Гобийской впадины, как будет показано ниже, формировалась длительно на протяжении позднего палеозоя и мезозоя. Однако тектонические дислокации, в том числе грабен-синклинали, горст-антиклинали, зоны смятия слоев и большинство разломов, имеют, как правило, постседиментационный характер. Они образовались в послетриасовое время, о чем свидетельствует, во-первых, то, что дислокации затрагивают весь комплекс отложений среднего — верхнего карбона, перми и триаса (включая и верхний триас), которые смяты совместно и участвуют в строении одних и тех же структур, а во-вторых, резко несогласное срезание их меловыми и среднеюрскими отложениями. Последние также испытали складчато-глыбовые дислокации, но менее интенсивные чем те, которые развиты в верхнепалеозойских — триасовых отложениях. Послемеловые складчато-глыбовые деформации наложились на уже дислоцированный комплекс отложений верхнего палеозоя — триаса, еще более осложнив развитые в нем структуры. Однако отличить эту позднюю генерацию складчато-глыбовых структур от более ранней в тех случаях, когда отсутствуют взаимоотношения между верхнепалеозойскими — триасовыми и верхнемезозойскими комплексами, пока невозможно.

История развития и формации

Время возникновения Северо-Гобийской впадины следует датировать средним карбоном, когда в прямой связи с процессом замыкания и инверсии варисцийских геосинклинальных систем Южной и Центральной Монголии (особенно Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали) началось формирование эпиварисцийских моласс и в пределах Центрально-Монгольского поднятия раннекаледонского фундамента.

Накопление средне-верхнекаменноугольных моласс происходило в мелководных морских бассейнах, которые постепенно заполнялись обломочным материалом и осушались в результате перекомпенсированного осадконакопления. Один из таких бассейнов — Баянцаганский прогиб — обособился в районе между грядой Цахир-Ула и сомонами

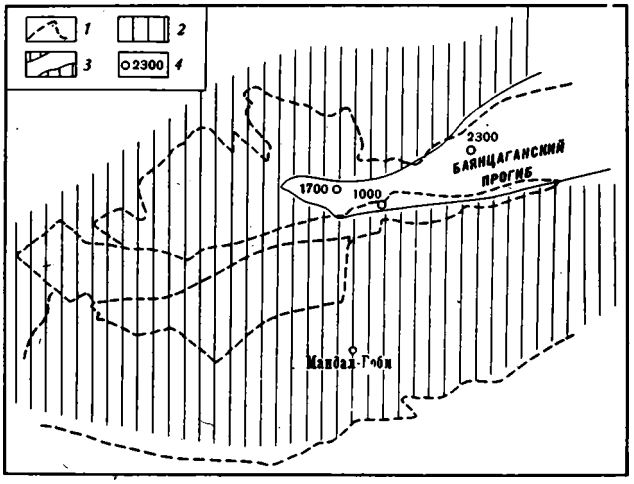


Рис. 15. Палеотектоническая схема Северо-Гобийской впадины для среднего — позднего карбона

1 — современные контуры впадины и ее главных глыбовых зон; *2* — площади, на которых не происходило накопления отложений; *3* — площади, на которых происходило накопление моласс; *4* — точки замеров мощности средне-верхнекаменноугольных отложений

Баян-Баратуин и Баян в пределах Северного блока современной Северо-Гобийской впадины (рис. 15). Этот прогиб простирался на юго-запад вплоть до хр. Ихэ-Адациг и гряды Цахир-Ула, о чем свидетельствует массовое появление в средне-верхнекаменноугольных отложениях около гряды Цахир-Ула гравелитов и конгломератов, переполненных обломками пород фундамента и указывающих на близость края бассейна седиментации. На севере и северо-востоке Баянцаганский прогиб, вероятно, был связан с аналогичными морскими молассовыми бассейнами Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, так как в этом направлении возрастает мощность средне-верхнекаменноугольных отложений, а их состав становится более монотонным, существенно песчаниковым. Судить о глубине прогибания Баянцаганского прогиба сейчас трудно, так как нигде не обнаружены полные разрезы среднего и верхнего карбона. Очевидно лишь то, что в осевой части прогиба его ложе погружено на глубину не менее 2,5 *км*.

Принадлежность средне-верхнекаменноугольных отложений Баянцаганского прогиба к *морской молассовой формации* устанавливается по их характеру и составу. Главное место среди них занимают песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты, отличающиеся полимиктовым составом и автохтонным происхождением обломочного материала, в составе которого преобладают обломки пород фундамента. Разнозернистые песчаники либо слагают толщи в несколько сотен метров мощности, либо находятся в чередовании с пластами и пачками алевролитов. Обломочный материал песчаников представлен плохо окатанными зернами плагиоклаза, калишпата, кварца и эффузивов кислого и среднего состава. Последние составляют до 10% объема породы. Алевролиты образуют самостоятельные пачки мощностью от десятков до первых сотен метров или присутствуют в виде тонких (20—40 *см*) и частых прослоев среди песчаников. Среди них выделяются зелено-серые рыхлые скорлуповатые, темно-серые и черные полосчатые кремнистые разности. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты слагают тонкие (0,5—1,5 *м*) пласты и линзы среди песчаников и только в верхней части формации иногда образуют мощные (до 300 *м*) пачки. В составе плохо отсортированной гальки конгломератов, размер которой колеблется от 0,5 до

25 *см*, широко развиты липариты, фельзиты, порфириты, граниты, мраморы, кварциты, а также обломки кристаллов полевых шпатов и кварца. Обязательными членами парагенеза пород молассовой формации являются также пепловые туфы и органогенно-обломочные известняки, хотя по своему объему они резко уступают терригенным породам. Пепловые туфы образуют выдержанные пласты от 2 до 20 *м* мощности, распределенные по всему разрезу формации. Известняки слагают или тонкие выклинивающиеся горизонты от 20 до 50 *см* мощности или крупные линзовидные тела — «рифы» — протяженностью 200—300 *м* и мощностью до 100 *м*. Мощность молассовой формации — не менее 2500 *м*.

Таким образом, в среднем и позднем карбоне, в раннюю стадию развития Северо-Гобийской впадины она представляла собой небольшой вытянутый в северо-восточном направлении конседиментационный прогиб, заполнявшийся морской молассой. Орогенная седиментация в это время ограничивалась площадью Северного тектонического блока.

Главная стадия развития Северо-Гобийской впадины наступила в ранней перми, когда резко расширилась ее площадь, и в прогибание были вовлечены, наряду с Северным, Центральный и Южный блоки. Эта стадия совпала с эпохой активизации наземного орогенного вулканизма, что наложило отпечаток на процессы раннепермской седиментации. Вся площадь впадины в это время стала ареной массовых вулканических извержений, продукты которых образовали сплошной 2—3-километровый покров, наложившийся на средне-верхнекаменноугольные молассы Баянцаганского прогиба, а главным образом непосредственно на раннекаледонский фундамент Центрально-Монгольского поднятия. Среди вулканических пород, как показали исследования В. В. Кепежинскас, А. А. Моссаковского и А. Я. Салтыковского (1970; Кепежинскас, Лучицкий, 1973), преобладают щелочноземельные породы андезито-дацито-липаритового ряда, а базальты наблюдаются лишь эпизодически и в целом занимают резко подчиненное положение, что позволяет рассматривать весь вулканический комплекс в качестве единой *андезито-липаритовой формации*.

Вулканические извержения сопровождались тектонической дифференциацией Северо-Гобийской впадины, что повлияло на состав вулканических продуктов в разных тектонических зонах и закрепило, таким образом, наметившуюся еще в среднем и позднем карбоне поперечную асимметрию впадины. Результат этого — значительная латеральная изменчивость раннепермской андезито-липаритовой формации (рис. 16).

На юге впадины раннепермские вулканические породы имеют преимущественно кислый состав. Среди них преобладают игнимбриты и агломератовые игнимбритоподобные туфы липаритового и липарито-дацитового состава, слагающие многократно повторяющиеся в разрезе толщи по несколько сотен метров мощности каждая. Несколько меньше развиты лавы и субвулканические тела (остатки жерловых фаций вулканитов) липаритов и фельзит-порфиров. Резко подчиненное место занимают андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, которые так же, как туфоалевролиты и туфопесчаники, слагают маломощные (первые десятки метров) горизонты. Такой состав нижнепермских вулканических образований на юге впадины позволяет выделить их в виде липаритовой (игнимбритовой) субформации. Мощность субформации изменяется от 200 до 4500 *м* (район сомона Ухтал), а по времени она охватывает всю раннюю пермь и, возможно, начало поздней перми. Накопление пород липаритовой субформации происходило в результате извержений многочисленных вулканов центрального типа, что обусловило образование расчлененного вулканического нагорья. Переотложенный обломочный материал, возникший за счет разрушения и раз-

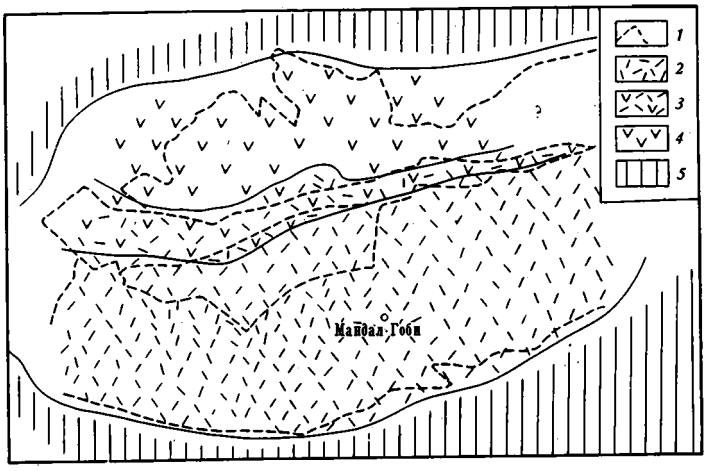


Рис. 16. Палеотектоническая схема Северо-Гобийской впадины для первой половины ранней перми

1 — современные контуры впадины и ее главных глыбовых зон; *2* — площади, на которых происходило накопление вулканогенных пород липаритового состава; *3* — площади, на которых происходило накопление вулканогенных пород липаритового и андезитового состава; *4* — площади, на которых происходило накопление вулканогенных пород андезитового состава; *5* — площади, на которых не происходило накопления нижнепермских отложений

мыва вулканических построек, как правило, здесь не накапливался, а сносился в расположенную севернее депрессию.

В северной части Северо-Гобийской впадины состав продуктов вулканических извержений, имевших в ранней перми не только центральный, но и трещинный характер, был другим. Здесь преобладали андезитовые и андезито-дацитовые порфириты (лавы, вулканические брекчии, туфы), формирующие перемежающиеся толщи мощностью в несколько сотен метров, а в качестве второстепенных членов парагенеза выступали базальтовые порфириты (преимущественно лавы) и пепловые туфы липаритовых порфиров в виде маломощных и довольно редких горизонтов. Совокупность всех этих вулканических пород целесообразно выделять в качестве андезитовой субформации. Ее мощность не превышает 2000—2500 *м*, а возраст ограничен первой половиной ранней перми. Следовательно, вулканические извержения на севере впадины прекратились намного раньше, чем на юге. Присутствие значительного количества терригенных пород, замещающих вулканогенные на разных уровнях разреза, а иногда и органогенных известняков указывает на то, что накопление пород андезитовой субформации происходило в депрессии, поверхность которой временами опускалась ниже уровня моря, т. е. испытывала значительное прогибание по сравнению со смежными тектоническими зонами.

Лишь в центральной части Северо-Гобийской впадины (на южных склонах хр. Ихэ-Адациг и гряды Цахир-Ула) раннепермская андезито-липаритовая формация представлена набором пород, отвечающим по составу обеим субформациям и характеризующимся одинаковым соотношением вулканитов андезитового и липаритового состава. Ее мощность достигает 3000 м, а возраст соответствует всему объему ранней перми.

Тенденция к более сильному прогибанию северной части Северо-Гобийской впадины еще более усилилась во второй половине ранней перми, т. е. после прекращения в этом районе вулканических извержe-

ний. В это время здесь началось накопление обломочного материала, сносимого и с северного обрамления впадины, и с юга — с вулканических нагорий Центрального и особенно Южного тектонических блоков, на площади которых продолжались процессы активного наземного вулканизма. Молассовая седиментация сопровождалась значительным прогибанием, в результате которого на западе Северного тектонического блока оформился Норомтуинский раннепермский прогиб (рис. 17). Этот прогиб, в котором на протяжении ранней перми накопилось около 2 *км* терригенных, в основном песчанико-конгломератовых пород, как и средне-позднекаменноугольный Баянцаганский прогиб, вытянут в субширотном северо-восточном направлении и не выходит за пределы Северного блока. Однако он отчетливо смещен к западу от Баянцаганского прогиба, что, возможно, отражало своего рода компенсационные явления, приводившие к выравниванию величины прогибания раннекаледонского фундамента по всей площади Северного тектонического блока.

Нижнепермские терригенные отложения Норомтуинского прогиба представляют собой продукты разрушения горного обрамления и внутренних структур межгорной впадины и должны относиться к верхней молассе, основная масса которой в Северо-Гобийской впадине образовывалась на протяжении поздней перми и раннего триаса.

Таким образом, асимметрия в поперечном строении Северо-Гобийской впадины на протяжении главной раннепермской стадии ее развития была выражена не только в разном составе продуктов наземного вулканизма на севере и юге, но и в различной степени прогибания составляющих ее тектонических блоков. Наибольшему прогибанию (до 4 *км*) подвергся Северный блок, который характеризовался в первой половине ранней перми андезитовым вулканизмом, сменившимся затем молассовой седиментацией. Центральный и особенно Южный тектонические блоки, которые тогда еще представляли собой монолитную глыбу, несмотря на значительную мощность вулканических накоплений (от 3 до 4,5 *км*); в ранней перми испытали гораздо меньшие прогибания. Это объясняется тем, что специфика извержений кислых лав приводила к росту вулканических построек вверх при накоплении продуктов вулканизма и, как следствие этого, к созданию расчлененного вулканиче-

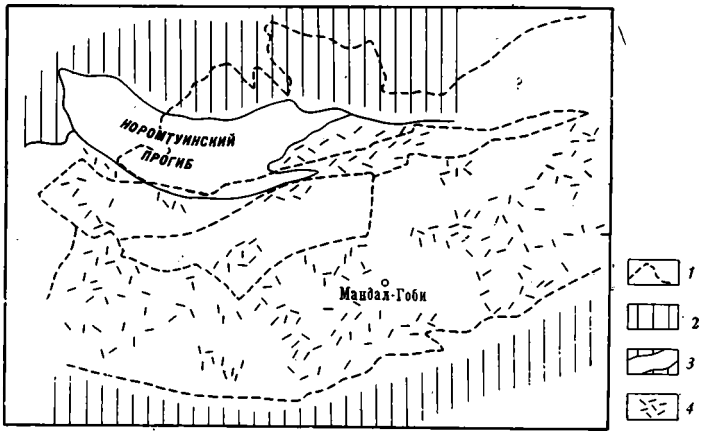


Рис. 17. Палеотектоническая схема Северо-Гобийской впадины для второй половины ранней перми

1 — современные контуры впадины и ее главных глыбовых зон; *2* — площади, на которых не происходило накопления отложений; *3* — площади, на которых происходило накопление моласс; *4* — площади, на которых происходило накопление вулканогенных образований

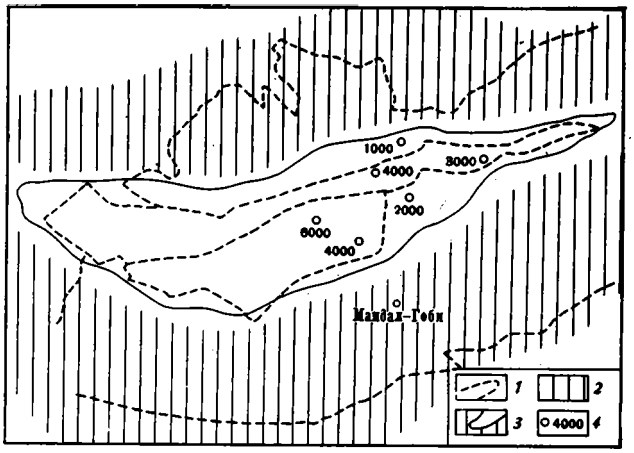


Рис. 18. Палеотектоническая схема Северо-Гобийской впадины для поздней перми — раннего триаса

1 — современные контуры впадины и ее главных глыбовых зон; *2* — площади, на которых не происходило накопления отложений верхней перми — нижнего триаса; *3* — площади, на которых происходило накопление континентальных моласс; *4* — точки замеров мощности верхнепермских — раннетриасовых отложений

ского рельефа. Денудация и постоянное обновление этого горного сооружения в течение всей ранней перми были главными агентами, поставившими основную массу обломочного материала в седиментационный бассейн на северо-западе Северо-Гобийской впадины.

С начала поздней перми до раннего триаса уже вся площадь Северо-Гобийской впадины была вовлечена в процессы континентальной седиментации, которая становилась все бóльшей по мере затухания наземного вулканизма. Этот период накопления верхних моласс завершал развитие впадины. Он характеризовался денудацией и нивелировкой горного обрамления и внутренних вулканических нагорий, продукты разрушения которых скапливались в средней части впадины, главным образом на площади ее Центрального блока. Здесь возник крупный, вытянутый в субширотном направлении конседиментационный прогиб, в котором отложилась почти 6-километровая толща терригенных, как правило грубообломочных, пород (рис. 18). По формационному облику и положению в разрезе эпиварисцийских орогенных образований Монголии эта толща является типичной *верхней континентальной молассой.* Главное место в ее составе занимают разнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники (70—75% от всего объема), валунно-галечные конгломераты и гравелиты (5—25%) и алевролиты (5—20%).

Песчаники слагают пачки по 100—200 *м* мощности или в виде маломощных пакетов и пластов (10—40 *м*), чередуются с алевролитами. Все песчаники отличаются полимиктовым разнозернистым, в основном кварц-полевошпатовым составом, плохой окатанностью и сортировкой обломочного материала. Они состоят из зерен плагиоклаза (45—50%), кварца (35—40%), обломков гранитов, микропегматитов, кремнисто-глинистых и серицитовых сланцев, песчаников и алевролитов (5—6%); часто встречаются обугленные остатки растений. Особенно характерны «пуддинговые» разности грубозернистых песчаников, содержащих рассеянную «плавающую» мелкую гальку гранитов, кислых эффузивов, кварца и песчаников и включающих тонкие пропластки и линзы гравелитов.

Гравелиты и конгломераты, как правило, находятся в тесном парагенезе с песчаниками, среди которых образуют маломощные (1,5—10 *м*, редко 15 *м*) пласты и линзы. Обломочный материал плохо отсортиро-

ван. Размер гальки колеблется от 0,5 до 20—25 *см*, изредка встречаются глыбы до 1 *м* в поперечнике. Галька, окатанная в разной степени, представлена кремнистыми алевролитами (35—40%), различными песчаниками (до 15%), липаритовыми и дацитовыми лавами (10—15%), мелкозернистыми или порфировидными гранитами, микропегматитами и кварцем, суммарная доля которых может достигать 25—30%.

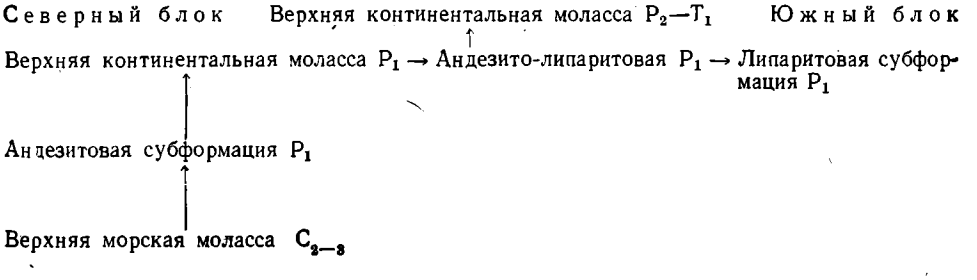
Алевролиты слагают маломощные пачки или пласты, часто переслаивающиеся с песчаниками. Обычно мощность алевролитовых пачек составляет 30—50 *м*, а пластов — 5—10 *м*. Среди алевролитов преобладают зеленовато-серые тонкоплитчатые песчанистые разности с обильным растительным детритом или темно-серые скорлуповатые. В алевролитовых пачках присутствуют тонкие горизонты и рассеянные лепешковидные конкреции темно-серых известковистых песчаников и алевролитов, а иногда и глинистых известняков.

Характерная особенность верхнепермской — нижнетриасовой молассы Северо-Гобийской впадины — ее грубое ритмичное строение, выраженное в чередовании грубообломочных (конгломерато-песчаниковых или существенно песчаниковых) и относительно тонкообломочных (песчанико-алевролитовых) мощных (1—2 *км*) толщ. Каждая пара таких толщ отражает крупный седиментационный ритм. В верхней молассе Северо-Гобийской впадины намечаются три таких ритма — два нижних полные и третий (верхний) неполный, представленный только грубообломочной толщей. Подобная грубая ритмичность, как показано выше при характеристике структур Южной Монголии, свойственна и верхней молассе Ноянсомонской впадины. Однако там она сопровождалась ритмами более высоких порядков, которых нет в верхнепермских — нижнетриасовых отложениях Северо-Гобийской впадины.

В позднем триасе, по-видимому, после кратковременного перерыва в осадконакоплении, на отдельных участках в центре Северо-Гобийской впадины возобновилось накопление моласс, в формационном отношении неотличимых от верхнепермских — нижнетриасовых моласс. Образование верхнетриасовых моласс не сопровождалось перестройкой структуры впадины. Они совершенно согласно вложились в позднепермские — раннетриасовые конседиментационные синклинали, как бы завершая начавшийся еще в конце перми и раннем триасе процесс последовательного сокращения площади молассовой седиментации и ослабления прогибания Северо-Гобийской впадины. В послетриасовое время, видимо, в середине юрского периода, эти крупные конседиментационные глыбовые структуры испытали мощные тектонические деформации, в результате которых возникла главная масса мелких складчато-глыбовых структур и разломов, определивших сложный облик современной структуры Северо-Гобийской впадины.

На представленной схеме показаны вертикальные и латеральные формационные ряды, характерные для разных блоков Северо-Гобийской впадины.

Схема
формационных рядов Северо-Гобийской впадины



В формационных рядах Северо-Гобийской впадины отражены три главные особенности ее развития:

1) три стадии ее развития — ранняя, средне-позднекаменноугольная, с локальным накоплением в Северном блоке верхней морской молассы; главная, раннепермская, когда вся площадь впадины была вовлечена в прогибание и стала местом накопления наземных вулканических образований; поздняя, начавшаяся в поздней перми (на севере — во второй половине ранней перми) и продолжавшаяся в позднем триасе, во время которой накопилась верхняя континентальная моласса;

2) последовательная миграция с севера на юг осевой зоны максимального прогибания и седиментации — из области Северного блока, где она располагалась в среднем — позднем карбоне и ранней перми, в пределы Центрального блока, куда она переместилась в поздней перми и триасе;

3) изменение с севера на юг состава раннепермских вулканогенных образований и приуроченность андезитовой субформации к конседиментационным прогибам на севере и отчасти в центре впадины, а липаритовой — к относительным поднятиям на юге.

* * *

В более восточных частях Центрально-Монгольского поднятия расположены еще две относительно крупные позднепалеозойские орогенные структуры: Ценхиргольская мульда и Ульдзинская впадина.

Ценхиргольская мульда

Ценхиргольская (Баян-Джаргалантуинская) мульда и тесно связанные с ней Муронгольские грабены находятся в 60 *км* к северо-востоку от восточной центриклинали Северо-Гобийской впадины. Они приурочены к излучине р. Керулен. Их строение в разные годы изучали В. А. Амантов, Н. А. Маринов, В. А. Бобров, Р. А. Хасин, Н. И. Хомизури, А. А. Храпов, в последние годы эти структуры исследовали М. В. Дуранте, О. М. Калимулин, И. Б. Филиппова, Л. П. Зоненшайн и многие другие.

Ценхиргольская мульда представляет несколько вытянутую на северо-восток брахисинклинальную структуру, размеры которой по длинной оси не превышают 75 *км*, а по короткой — 60 *км*. Ее почти округлая форма во многих местах осложнена радиально расходящимися разломами, являющимися, как правило, сдвигами или сбросо-сдвигами с амплитудой горизонтального перемещения 5—7 *км*. В строении мульды участвуют терригенные отложения верхней перми, палеонтологически прекрасно охарактеризованные (Дуранте, 1971б), которые с угловым несогласием залегают на среднепалеозойских гранитах. Слои верхнепермских пород с севера, запада и востока центриклинально погружаются под углом 20—30° к центру мульды, занятому Баян-Уланским массивом мезозойских гранитов. С юго-востока мульда и прорывающий ее гранитный массив оборваны крупным разломом северо-северо-восточного простирания, по которому верхнепермские породы и граниты надвинуты на мезозойско-кайнозойские отложения. Северное крыло мульды дислоцировано наиболее сложно. Здесь развита система узких тектонических клиньев, внутри которых слои верхнепермских пород сильно деформированы, образуя обрывки синклиналей и антиклиналей или крутые наклоненные под углом 60—70° моноклинали.

Верхнепермские отложения Ценхиргольской мульды по характеру парагенеза пород, мощности, особенностям строения и возрасту являются полным аналогом верхней континентальной молассы Северо-Гобийской впадины. Судя по уменьшению грубости зерна пород, исчезнове-

нию конгломератов и появлению угленосных отложений в верхнепермских отложениях на востоке и юго-востоке Ценхиргольской мульды (Дуранте, 1971б), можно полагать, что обломочный материал поступал в нее с севера и северо-запада, из области Хангай-Хэнтэйского варисцийского складчатого сооружения.

Ульдзинская впадина

Ульдзинская впадина отстоит на 250 *км* к северо-востоку от Ценхиргольской мульды. Она расположена на правой стороне долины р. Онон северо-западнее г. Чойбалсан. Верхнепалеозойские отложения, выполняющие впадину, изучались многими исследователями (М. А. Ангилов, В. А. Бобров, В. А. Варламов, М. В. Дуранте и другими), тогда как особенности ее морфологии стали известны лишь в последние годы после геологических съемок, проведенных Л. П. Зоненшайном, В. А. Благонравовым, В. И. Гольденбергом и др.

Ульдзинская впадина отличается сложными угловатыми очертаниями в плане. Она несколько вытянута на северо-восток; ее размеры достигают 85 *км* по длинной оси и 65 *км* по короткой. Угловатая форма впадины обусловлена тем, что в ее ограничении большую роль играют разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Особенно четко это выражено на юго-западном и северо-западном краях впадины. Л. П. Зоненшайн (1972) подчеркивает, что разломы этих направлений отчетливо проявились и во внутренней структуре впадины, которая разбита на изометричные или ромбовидные блоки. Внутри блоков заключены пологие (углы наклона слоев 10—20°) мульды, или брахисинклинали, с резкими коленообразными контурами, разделенные узкими гребневидными антиклиналями или разломами (рис. 19).

Позднепалеозойские орогенные образования, выполняющие Ульдзинскую впадину, и развитые в непосредственной близости от нее, распадаются, как и в Северо-Гобийской впадине, на три комплекса, которые отличаются возрастом, особенностями формационного состава и широтой своего распространения. Нижний, средне-верхнекаменноугольный, молассовый комплекс распространен очень локально и имеет незначительную мощность (350 *м*). Он слагает небольшую

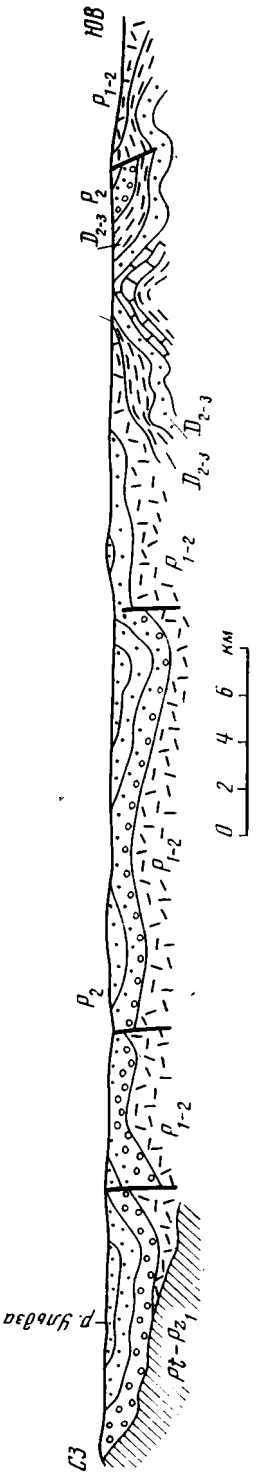


Рис. 19. Поперечный разрез через Ульдзинскую впадину, по Л. П. Зоненшайну (1972)

Салхитскую мульду, наложенную с размывом, но структурно согласно, на терригенные девонские отложения. Средний, нижне-верхнепермский, вулканогенно-молассовый и верхний, верхнепермский, молассовый комплексы непосредственно участвуют в строении Ульдзинской впадины.

Комплекс нижнепермских вулканогенно-молассовых образований несогласно залегает на девонских отложениях или на раннекаледонском фундаменте. По данным В. А. Благонравова, М. В. Дуранте и Л. П. Зоненшайна, он образован преимущественно субаэральными дацит-липаритовыми порфирами, их пепловыми туфами и туфолавами, реже игнимбритами. На разных стратиграфических уровнях постоянно присутствуют андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, прослои алевролитов, песчаников, реже конгломератов. Мощность нижне-верхнепермского комплекса достигает 2000—2100 *м*. Набор вулканических пород, их состав и щелочноземельный тип химизма позволяют рассматривать их как орогенную андезито-липаритовую формацию.

Верхний молассовый комплекс, по возрасту отвечающий второй половине поздней перми и, вероятно, раннему триасу, занимает главное место в строении Ульдзинской впадины. В ее центральной части он с размывом налегает на ранне-позднепермские вулканические породы, а на бортах трансгрессивно переходит либо на девонские образования, либо прямо на раннекаледонский фундамент. Мощность комплекса достигает 3—3,5 *км*. Он состоит из полимиктовых разнозернистых и гравийных песчаников, которые незакономерно чередуются в нижней части с гравелитами и конгломератами, а в верхней с алевролитами. На северо-западе и западе Ульдзинской впадины мощность конгломератов в низах комплекса превышает 1000 *м*; они представлены крупногалечными и валунными разностями. В восточном и южном направлении их мощность сокращается до 400—600 *м*. Следовательно, грубообломочный материал поступал в Ульдзинскую впадину (как и в Ценхиргольскую мульду) с северо-запада, из области Хангай-Хэнтэйского складчатого сооружения. В целом, этот комплекс совершенно идентичен верхней эпиварисцийской молассе других районов Центральной и Южной Монголии.

Итак, развитие Ульдзинской впадины как самостоятельной структуры началось одновременно с формированием нижне-верхнепермского вулканогенно-молассового комплекса. Однако своего максимума (как по объему отложений, так и по площади, на которой происходило их накопление) орогенная седиментация достигла здесь только во второй половине поздней перми — во время накопления верхней молассы.

Тамиргольская мульда

В пределах складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали позднепалеозойские орогенные структуры, в отличие от области Центрально-Монгольского поднятия, которое характеризуется их очень широким развитием, распространены мало и представлены редкими небольшими наложенными мульдами или грабен-синклиналями. Примером таких структур может служить небольшая внутригорная мульда, изученная нами (Зайцев и др., 1969) в бассейне р. Урида-Тамир-Гол в центральной части Хангайского нагорья. В современной структуре этой мульды, достигающей в поперечнике 15 *км*, сохранилось только южное крыло, в пределах которого слои лежат полого (углы падения 20—35°) с небольшими флексурообразными перегибами. С северо-запада и северо-востока мульда оборвана крупными разломами, близ которых развиты приразломные запрокинутые складки.

В составе отложений, слагающих Тамиргольскую мульду, участвуют две формации: нижнепермская наземная андезито-липаритовая

(200 *м*) и верхнепермская (возможно, и нижнепермская в нижней части) континентальная моласса (1800 *м*). Пермский орогенный комплекс резко несогласно залегает на дислоцированных нижнекаменноугольных геосинклинальных терригенных толщах, прорванных гранитами нескольких возрастных генераций, обломки которых слагают главную массу материала континентальной молассы. Континентальная моласса Тамиргольской мульды, несмотря на свою сравнительно небольшую мощность, по возрасту отвечает, как это следует из анализа растительных остатков (Дуранте, 1971б), всему объему поздней перми и концу ранней перми. Это свидетельствует о сравнительно невысоких темпах пермской орогенной седиментации в центральной части высоко поднятого в рельефе Хангай-Хэнтэйского складчатого сооружения, продукты разрушения которого в своей основной массе выносились за его пределы и накапливались на площади Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид.

* * *

Таким образом, период формирования конседиментационных орогенных структур Центральной Монголии охватывает весь поздний палеозой (от среднего карбона до конца перми) и ранний триас. Характер орогенной седиментации неоднократно менялся: в среднем — позднем карбоне накапливались морские молассы, ранняя пермь отличалась массовым вулканизмом и формированием вулканогенно-молассового комплекса, в поздней перми шло образование континентальных моласс и только на северо-востоке Центральной Монголии — морских моласс. В течение всего этого времени в разных частях Центрально-Монгольского поднятия закладывались и прекращали свое развитие крупные и мелкие конседиментационные впадины, прогибы и мульды, среди которых можно выделить структуры нескольких возрастных генераций. Одни из них, например Северо-Гобийская впадина, заложились в среднем карбоне и далее непрерывно (хотя и сложным образом — с миграцией оси) развивались на протяжении позднего палеозоя и триаса. Вторые, подобно Салхитской мульде, возникнув в среднем карбоне, замкнулись уже в ранней перми. Третьи, как Ульдзинская впадина или Муронгольские грабены, в виде самостоятельных структур оформились в начале ранней перми и продолжали развиваться в поздней перми и триасе. Наконец, структуры последней генерации, к которым относится Ценхиргольская мульда, образовались лишь в поздней перми, а прекратили свое развитие уже в раннем триасе. Совокупность всех этих разновеликих и разновозрастных структур характеризует сложный, очень неравномерно протекавший процесс орогенного развития Центральной Монголии. Возраст орогенных вулканических серий Центральной Монголии, в отличие от Южной Монголии, ограничен рамками ранней перми и лишь в отдельных районах на юго-востоке и северо-востоке этой территории поднимается до поздней перми включительно. По петрохимическим особенностям они относятся к разряду щелочноземельных высокоглиноземистых серий, а по составу пород и их парагенезам — к нормально-орогенной андезито-липаритовой формации.

СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ

Орхон-Селенгинский прогиб

Орхон-Селенгинский прогиб представляет собой крупнейшую позднепалеозойскую структуру Северной Монголии. Он занимает всю площадь междуречья Орхона и Селенги, а его северное крыло распростра-

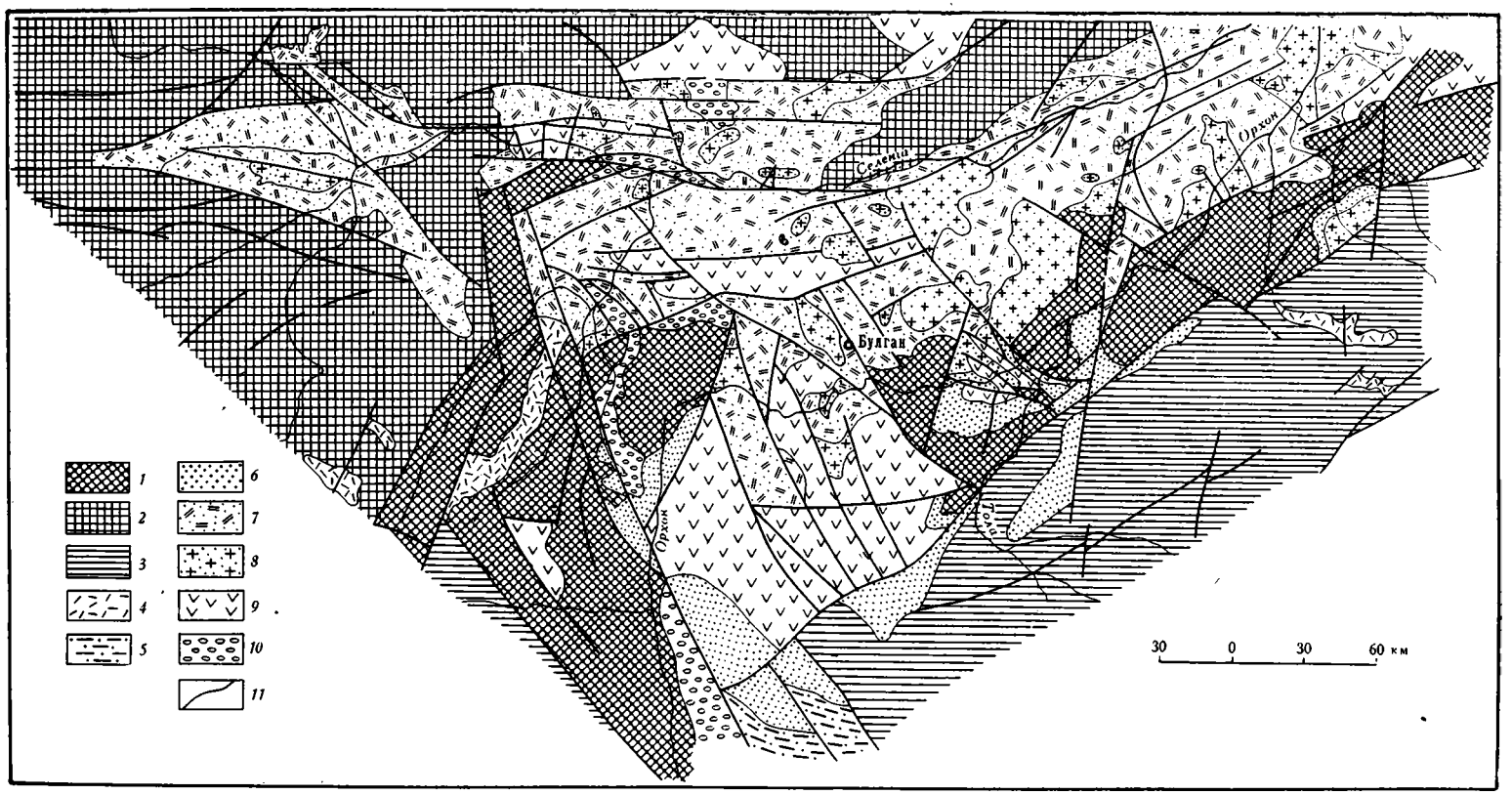


Рис. 20. Схематическая структурно-геологическая карта Орхон-Селенгинского прогиба

1—3 — раннекаледонский складчатый фундамент: *1* — Тарято-Селенгинское геоантиклинальное поднятие, *2* — Джидинский геосинклинальный прогиб, *3* — Северо-Хэнтэйский геосинклинальный прогиб; *4* — фрагменты эпикаледонских орогенных структур, сложенных девонскими наземными вулканическими сериями; *5* — среднепалеозойский складчатый комплекс Хангай-Хэнтэйской варисцийской моногеосинклинали; *6—7* — каменноугольно-пермские образования Орхон-Селенгинского прогиба: *6* — нижне-среднекаменноугольные терригенные, *7* — пермские вулканогенные; *8* — позднепермские — раннетриасовые гранитоиды; *9* — средне-верхнетриасовые терригенные и вулканогенные образования Орхонской, Бугутской, Ихэульской впадин; 10 — средне-верхнеюрские терригенные отложения; *11* — главные разломы

няется и на левобережную часть бассейна Селенги. Прогиб вытянут на восток-северо-восток. Его длина превышает 200 *км* при максимальной ширине на западе до 30—40 *км*.

В строении прогиба участвуют терригенные отложения нижнего-среднего карбона и вулканогенно-осадочные образования перми. Средне-верхнетриасовые и юрские отложения, сравнительно широко развитые на площади Орхон-Селенгинского прогиба, слагают ряд самостоятельных мелких впадин (Орхонскую, Бугутскую, Ихэульскую) и грабенов (Угейнурский и др.), наложенных на позднепалеозойские образования. Эти впадины и грабены, хотя и вписываются в общую складчато-глыбовую структуру прогиба, в генетическом отношении и по времени своего образования резко отличны от него (Томуртогоо, 1972). Их формирование было связано с совершенно особым мезозойским этапом развития всей территории Монголии (Нагибина, 1970; Зоненшайн и др., 1971).

Современные представления о стратиграфии, составе пород и структуре Орхон-Селенгинского прогиба возникли в результате исследований В. А. Ботезату, М. И. Горина, А. Х. Иванова, Н. А. Маринова, Ю. Я. Петровича, И. Б. Полищука, Ф. К. Шипулина, но особенно — после работ В. А. Амантова, Л. П. Зоненшайна, В. В. Кепежинскас, А. Я. Салтыковского, О. Томуртогоо и автора. Фундаментом прогиба служат рифейско-нижнекембрийские складчатые комплексы так называемого Тарято-Селенгинского геоантиклинального поднятия ранних каледонид Северной Монголии (Амантов и др., 1968). Каменноугольные и пермские терригенные и вулканогенные образования прогиба залегают на породах фундамента с резким угловым несогласием и после перерыва в осадконакоплении, охватившего вторую половину кембрия, ордовик, силур, а на большей части территории и девон. Они образуют хорошо выраженный второй структурный этаж, характеризующийся относительно простыми формами залегания слоев, осложненными постседиментационными складчато-глыбовыми дислокациями. Все это указывает на резко наложенный характер Орхон-Селенгинского прогиба по отношению к структурам его раннекаледонского фундамента (рис. 20).

Строение разреза

В составе отложений, слагающих Орхон-Селенгинский прогиб, отчетливо выделяются два различных по составу пород комплекса: нижний, каменноугольный, состоящий из терригенных пород, и верхний, пермский, существенно вулканогенный. Первый развит только в южной половине прогиба, второй — преимущественно в его северной половине, что свидетельствует об общей поперечной асимметрии прогиба (рис. 21).

Комплекс каменноугольных отложений образован конгломератами, песчаниками и алевролитами серой окраски и прибрежно-морского генезиса, которые слагают несколько монотонно построенных толщ. Отдельные вопросы стратиграфии каменноугольных отложений прогиба изложены в статьях Ю. Я. Петровича (1963а), Т. А. Грецкой и А. А. Моссаковского (1969), О. Томуртогоо (1970), в которых на основании детального изучения разрезов и многочисленных находок остатков фауны и флоры обосновывается принадлежность этих отложений к нижнему и, возможно, низам среднего отделов карбона.

Лучшие стратиграфические разрезы каменноугольных отложений и их соотношения с фундаментом Орхон-Селенгинского прогиба были изучены автором и О. Томуртогоо в бассейне р. Аратэли-Гол в междуречье Орхона и Толы, где на размытой поверхности раннепалеозойских гранитов залегает мощная серия терригенных пород каменноугольного

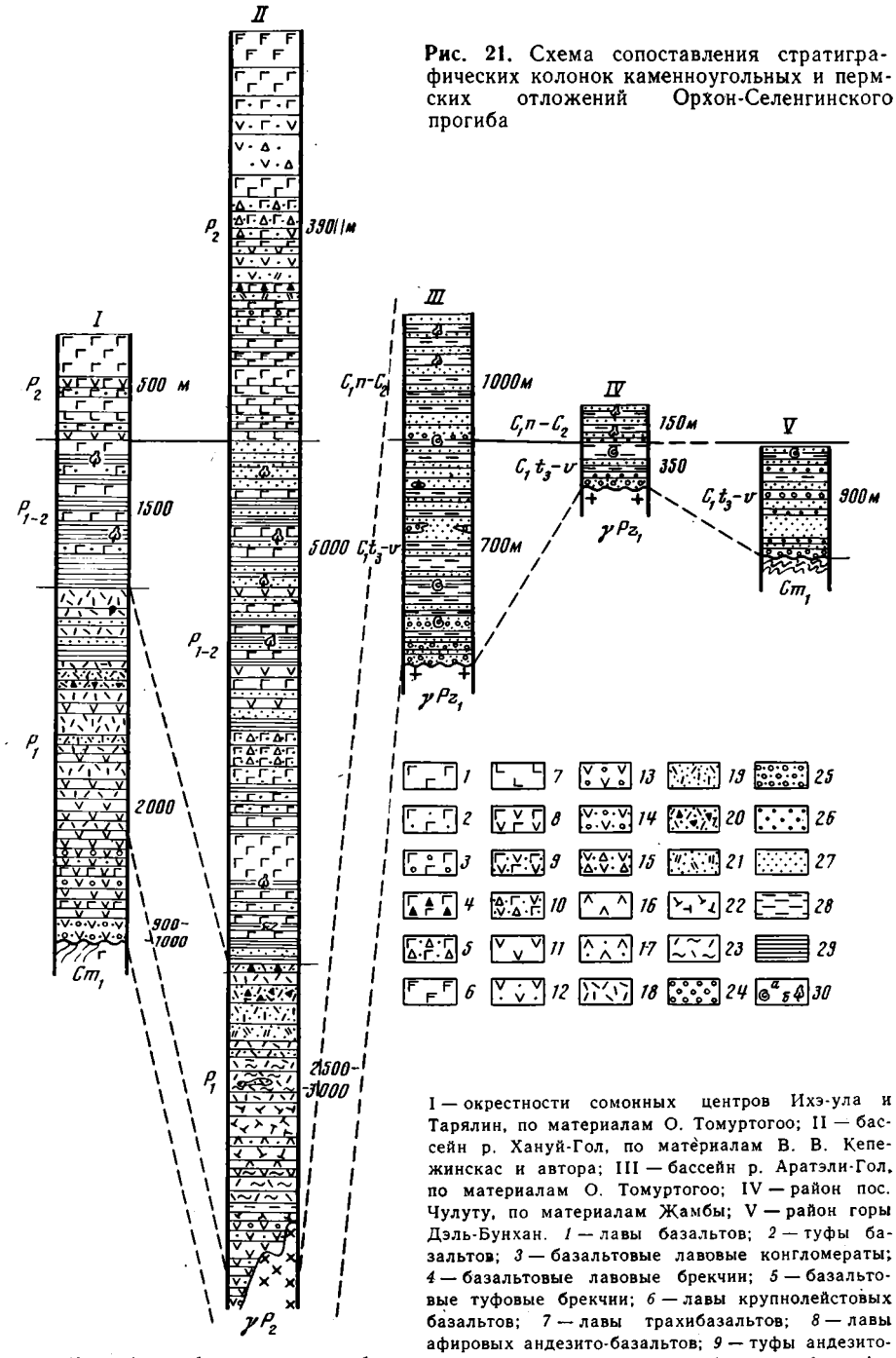


Рис. 21. Схема сопоставления стратиграфических колонок каменноугольных и пермских отложений Орхон-Селенгинского прогиба

I — окрестности сомонных центров Ихэ-ула и Тарялин, по материалам О. Томуртогоо; II — бассейн р. Хануй-Гол, по материалам В. В. Кепежинскас и автора; III — бассейн р. Аратэли-Гол, по материалам О. Томуртогоо; IV — район пос. Чулуту, по материалам Жамбы; V — район горы Дэль-Бунхан. *1* — лавы базальтов; *2* — туфы базальтов; *3* — базальтовые лавовые конгломераты; *4* — базальтовые лавовые брекчии; *5* — базальтовые туфовые брекчии; *6* — лавы крупнолейстовых базальтов; *7* — лавы трахибазальтов; *8* — лавы афировых андезито-базальтов; *9* — туфы андезито-базальтов; *10* — туфовые брекчии андезито-базальтов; *11* — лавы андезитовых порфиритов; *12* — туфы андезитовых порфиритов; *13* — лавовые конгломераты андезитовых порфиритов; *14* — туфовые конгломераты андезитовых порфиритов; *15* — вулканические брекчии андезитовых порфиритов; *16* — лавы дацитовых порфиритов; *17* — туфы дацитовых порфиритов; *18* — лавы липаритовых порфиров; *19* — туфы липаритовых порфиров; *20* — вулканические брекчии (игнимбритоподобные) липаритовых порфиров; *21* — грубые туфы трахилипаритовых порфиров; *22*—тонкие туфы трахилипаритовых порфиров; *23* — липаритовые игнимбритоподобные лавы; *24* — крупно- и среднегалечные конгломераты; *25* — «мусорные» конгломераты; *26* — гравелиты и «пуддинговые» песчаники; *27* — песчаники; *28* — алевролиты; *29* — фтаниты и кремнистые алевролиты; *30* — местонахождение остатков ископаемой фауны (*а*) и флоры (*б*)

возраста, слагающая крупную мульду, разбитую системой разломов на ряд грабен-синклиналей и односторонних грабенов. Разрез серии, описанный на южном склоне горы Орхон-Ула и восточнее, по склонам прилежащих сопок, имеет следующее строение.

	Мощность, *м*
1. Базальная толща, образованная серыми валунными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в зелено-серые грубозернистые полимиктовые песчаники с рассеянной мелкой «плавающей» галькой гранитов и линзами мелкогалечных конгломератов. Хорошо окатанная галька конгломератов представлена в основном подстилающими гранитами. В поперечнике она составляет в среднем 15—20 *см*, хотя размеры отдельных валунов достигают 40—50 *см*. Встречаются также гальки кислых и средних эффузивов	около 130—140
2. Алевролито-песчаниковая толща, состоящая из оливково-зеленых и темно-серых алевролитов, чередующихся с серыми полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, разнозернистыми гравийными или «пудинговыми»	1600—1650

Обе толщи О. Томуртогоо (1970) объединил в урмугтейульскую свиту. Двухчленное строение свита сохраняет и в более юго-западных разрезах, например в районе горы Бус-Ула и около оз. Угей-Нур, а также в окрестностях сомона Ульдзит, где ее породы, по данным Л. П. Зоненшайна, несогласно покоятся на размытой поверхности девонских эффузивов. Вышележащая часть разреза отложений карбона выделяется под названием аратэлигольской свиты (Томуртогоо, 1970), которая согласно залегает на урмугтейульской. Свита образована полимиктовыми неплотными песчаниками, грубозернистыми, гравийными, содержащими прослои и пачки крупногалечных конгломератов, а в некоторых разрезах и алевролитов. Суммарная мощность свиты — около 1000 *м*.

Пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования представлены мощной серией пород, которую предложено называть хануйской (Моссаковский, Томуртогоо, 1972б) по месту ее наиболее полного разреза, где она отчетливо подразделяется на четыре согласно пластующиеся толщи: 1) основных и средних эффузивов, 2) кислых эффузивов, 3) осадочно-вулканогенную и 4) толщу основных эффузивов. Такое строение серии хорошо выдерживается в центральной и северной частях Орхон-Селенгинского прогиба, тогда как на западе, востоке и юге намечаются значительные отклонения от этой схемы, вызванные изменениями состава и строения пермской вулканогенной серии по латерали.

Соотношения вулканогенных образований с подстилающими комплексами установлены в северной и центральной частях Орхон-Селенгинского прогиба, где они с резким угловым несогласием покоятся на раннекаледонском фундаменте и прорывающих его гранитоидах. В южной части прогиба (междуречье Орхона и Толы) контакты пермских вулканитов с подстилающими породами не наблюдались, однако, судя по косвенным данным (одинаковые согласные взаимоотношения тех и других с триасовыми отложениями), можно предполагать, что каменноугольные и пермские отложения прогиба залегают согласно несмотря на значительный стратиграфический перерыв между ними, во время которого внедрились позднепермские — раннетриасовые гранитные интрузии.

Самая нижняя толща основных и средних эффузивов образована почти исключительно лавами трахибазальтового, трахиандезитового, реже андезито-базальтового состава. Пирокласты такого же состава занимают подчиненное положение и представлены вулканическими брекчиями и грубыми литокластическими туфами. В основании толщи везде развиты мощные туфо- или лавоконгломераты, в которых обломки подстилающих пород (гнейсов, гранитов, кварцитов, известняков) скреплены

вулканическим материалом. Мощность толщи изменяется от 400 до 1000 *м*.

Залегающая выше толща кислых эффузивов состоит главным образом из лав липаритов и трахилипаритов, перемежающихся с мощными пачками игнимбритов и кислых пепловых туфов. В подчиненном количестве присутствуют дацитовые и андезитовые лавы, литокристаллокластические туфы и вулканические брекчии среднего состава. Изредка встречаются маломощные пачки гравелитов, песчаников и туфоалевролитов. Мощность толщи — от 500 до 3000 *м*.

Осадочно-вулканогенная толща сложена темноокрашенными грубыми литокластическими и пепловыми туфами базальтового состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами, перемежающимися с пачками тонкополосчатых пелитоморфных кремнистых пород («туффитов») и с многочисленными покровами и субвулканическими телами миндалекаменных базальтов, долеритов и габбро-диабазов. Большое место в составе толщи занимают туфовые брекчии и туфоконгломераты основного и среднего состава. Состав толщи и ее мощность в пределах Орхон-Селенгинского прогиба очень изменчивы. В краевых частях прогиба вулканогенные породы почти полностью вытесняют терригенные, в связи с чем толща теряет свой специфический облик и становится трудно отличимой от смежных вулканогенных свит. Видимо, этим обстоятельством в значительной мере объясняются и резкие колебания ее мощности: от 5000 *м* в осевой части Орхон-Селенгинского прогиба до 500 и 100 *м* на крыльях и даже до полного выклинивания на западном и восточном центриклинальных замыканиях, где осадочно-вулканогенные породы замещаются одновозрастными кислыми и средними эффузивами.

Осадочно-вулканогенная толща выделяется среди остальных также и тем, что именно к ней приурочена подавляющая масса органических остатков пермского возраста. В туфоалевролитах в нижней и верхней частях толщи в бассейне р. Хануй-Гол и в средней части толщи в бассейне р. Харганаин-Гол нами встречен комплекс растительных остатков, относящихся к сингулярисо-державиньевому горизонту и указывающих на вторую половину ранней перми — низы поздней перми. Такой же возраст мы должны принять и для осадочно-вулканогенной толщи в западных и центральных районах Орхон-Селенгинского прогиба. Однако восточнее, в бассейне Хучжырыйн-Гол В. В. Кепежинскас и А. Я. Салтыковский, а в бассейне ручья Усун-Сарыйн-Гол автор в той же толще обнаружили более молодой верхнепермский флористический комплекс, относящийся к грациленто-бревифолиевому горизонту. Все это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенная толща не является строго выдержанным стратиграфическим горизонтом.

Толща основных эффузивов завершает разрез перми Орхон-Селенгинского прогиба. Она представлена пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахибазальтами, часто миндалекаменными, перемежающимися с мелкообломочными кристаллокластическими туфами и туфовыми брекчиями того же состава. Подчиненное положение занимают дациты, трахиандезиты и андезито-базальты, их туфы и туфогенные песчаники. Лиловая, вишневая, красная, бурая и черная окраска пород этой толщи придает ей ярко выраженный пестроцветный облик. Видимая мощность толщи изменяется от 1500 до 3900 *м*. Органические остатки здесь не встречены, и позднепермский возраст толщи определяется по ее положению между флористически охарактеризованными нижне-верхнепермской толщей и средне-верхнетриасовыми отложениями.

По направлению к окраинным частям Орхон-Селенгинского прогиба происходят существенные изменения в строении и составе пермских образований и уменьшается их мощность. Так, при приближении к северному крылу прогиба последовательно сокращаются мощности всех толщ хануйской серии, так что в окрестностях сомонов Ихэ-Ула и Таря-

лин ее суммарная мощность не превышает 5000 *м* против 10 000—12 000 *м* в осевой части прогиба. Однако состав отдельных толщ, по сравнению со стратотипическими разрезами, почти не изменяется. Еще более значительное сокращение мощности происходит в сторону южного крыла, в пределах которого мощность всего разреза пермских образований едва достигает 3000 *м*. Сокращение мощности пермских образований сопровождается и некоторым изменением их состава, что прежде всего сказывается в постепенном выклинивании осадочно-вулканогенной толщи. Мощность ее уменьшается здесь до 100—150 *м*, т. е. почти в 40—50 раз сравнительно с ее мощностью в стратитипическом разрезе, что несоизмеримо с изменением суммарной мощности пермских образований, сократившейся всего в три — четыре раза.

Наиболее значительные изменения состава и мощности пермских образований, затрагивающие практически весь их разрез, отмечаются в продольном субширотном направлении — на западном и восточном замыканиях прогиба. Всего лишь в 50—60 *км* к западу от р. Хануй-Гол, в районе сомона Цэцэрлиг вулканическая серия по строению и составу значительно отличается от опорного хануйского разреза. Здесь отсутствует нижняя толща основных и средних эффузивов, и на кембрийских эффузивах с резким несогласием и с мощным (до 200—300 *м*) базальным горизонтом валунных конгломератов в основании залегает толща кислых эффузивов до 600 *м* мощности. Выше, замещая осадочно-вулканогенную толщу, следует мощная (до 2250 *м*) вулканическая толща, состоящая из нескольких пачек средних (трахиандезитовые и андезитовые порфириты) и кислых (трахилипаритовые и липаритовые лавы, лавобрекчии и лавоконгломераты) эффузивов. В составе этой толщи на левобережье р. Селенги (к югу от сомона Тосон-Цэнгэл) в маломощной пачке туфоалевролитов нами были обнаружены отпечатки растений сингулярисо-державиньевого флористического горизонта, характерного для осадочно-вулканогенной толщи хануйской серии. Верхняя часть разреза представлена толщей основных эффузивов, аналогичной толще хануйского разреза, но отличающейся меньшей мощностью, составляющей здесь всего 1000—1100 *м*.

Еще западнее, в бассейне р. Дод-Харганаин-Гол, левого притока р. Идэр-Гол, пермская вулканогенная серия, по данным В. А. Благонравова, начинается 500-метровой толщей валунно-галечных конгломератов с остатками растений, относящимися к грациленто-бревифолиевому комплексу поздней перми. Вышележащая часть разреза состоит из часто переслаивающихся пестроокрашенных туфопесчаников, туфоконгломератов, туфолав и туфов липаритовых порфиров и андезито-дацитовых порфиритов, среди которых обособляется 400-метровая пачка андезитовых порфиритов. Таким образом, здесь развиты только верхнепермские образования, коррелирующиеся по остаткам флоры с толщей основных эффузивов центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, но коренным образом отличающиеся от нее по составу пород. Мощность их здесь составляет 1600 *м*.

Сходные изменения претерпевает вулканическая серия и к востоку. Так, на восточном замыкании Орхон-Селенгинского прогиба, в районе разв. Амархид, О. Томуртогоо описал разрез пермских вулканических образований, характеризующийся частой перемежаемостью лав и лавобрекчий андезитовых порфиритов, игнимбритов, лавобрекчий и лав липаритового и трахилипаритового состава. По всему разрезу встречаются маломощные пачки кислых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов, чрезвычайно сходных с таковыми из осадочно-вулканогенной свиты центральной части Орхон-Селенгинского прогиба. В верхней части разреза изредка присутствуют горизонты (30—50 *м*) андезито-базальтов и базальтовых порфиритов. Мощность вулканогенной серии составляет здесь 1100 *м*. В туфоалевролитах нами обнаружены остатки растений,

принадлежащие грациленто-бревифолиевому комплексу верхней перми. Следовательно, и здесь вулканогенная серия, как на крайнем западе прогиба, имеет позднепермский возраст и существенно кислый состав, резко отличный от состава толщи основных эффузивов центральных частей прогиба, с которой она одновозрастна, судя по флористическим остаткам.

Восточнее, в бассейне р. Иро-Гол, А. Я. Салтыковский и Д. Оролмаа изучили еще один разрез пермской вулканогенной серии, очень близкий по составу и строению с разрезом района разв. Амархид, но отличающийся еще более молодым (позднепермским) возрастом. Вулканическая серия состоит здесь из липаритовых и трахилипаритовых порфиров, среди которых в подчиненном количестве развиты андезитовые и трахиандезитовые лавы, лавобрекчии и туфы. Вулканические пачки перемежаются с туфогенно-осадочными, включающими пласты туфов кислого состава, туфопесчаников и туфоалевролитов, в которых обнаружены отпечатки растений, характерные для самого молодого верхнепермского горизонта сульцивных кордаитов, что позволяет коррелировать эту существенно кислую осадочно-вулканогенную толщу, мощностью около 1700 *м*, с верхней частью толщи основных эффузивов хануйской серии.

Триасово-юрская серия континентальных вулканогенных и терригенных пород, которую мы предлагаем называть орхонской, четко распадается на две связанные постепенными переходами свиты: нижнюю, терригенную, абзогскую и верхнюю, в основном вулканогенную, могодскую.

Абзогская свита в одних местах (к северу от оз. Угей-Нур, юго-восточнее сомона Бурэг-Хангай, в бассейне ручья Аратэли-Гол) залегает с размывом, но без признаков углового несогласия на терригенных породах нижнего или среднего карбона, в других (восточнее сомона Хишиг-Ундэр) — со стратиграфическим несогласием на пермских вулканогенных породах, прорванных интрузиями гранитов. Она сложена бурыми, реже лилово-бурыми полимиктовыми конгломератами, крупно- и среднегалечными, иногда валунными, с гравийно-песчаным цементом, серыми и зелено-серыми полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, часто косослоистыми, и черными, темно-серыми или оливковыми тонкослоистыми или скорлуповатыми алевролитами, содержащими в большом количестве остатки ископаемых растений. Для абзогской свиты характерна очень грубая и крупная ритмичность строения, выраженная в двукратном чередовании грубообломочных (в основном конгломератовых или песчанико-конгломератовых) и тонкообломочных (песчанико-алевролитовых) толщ мощностью по нескольку сотен метров каждая. Эта особенность строения свиты, сохраняющаяся на всей площади Орхонской впадины, использована нами для выделения в ее составе подсвит: нижней, образованной базальной конгломератовой (100—1200 *м*), и сменяющей ее песчанико-алевролитовой (500—1100 *м*) толщами, и верхней, также состоящей из конгломератовой (250—1000 *м*) и песчанико-алевролитовой (250—800 *м*) толщ.

В породах абзогской свиты нами выявлено несколько мест с остатками ископаемой флоры (наиболее полные сборы сделаны в окрестностях сомона Бурэг-Хангай), приуроченной к песчанико-алевролитовым толщам нижней и верхней подсвит, что позволяет довольно точно датировать возраст свиты в целом, как вторая половина триаса.

Могодская свита как правило содержит в основании довольно мощную (150—400 *м*) толщу бурых полимиктовых конгломератов, в низах — мелко- и среднегалечных, в верхах — крупногалечных и даже валунных, с туфогенным цементом. Главная же часть свиты представлена вулканогенными породами андезито-базальтового состава с преобладанием андезитов. Для ее строения характерно неправильное чередование различного состава лав, лавовых брекчий, туфоконгломератов и туфов. Нижняя часть свиты образована крупногалечными лаво- и туфоконгло-

мератами и брекчиями андезитового состава. Выше следуют лавы и вулканогенно-обломочные породы андезитового и трахиандезитового состава с отдельными горизонтами дацитовых порфиров и плагиопорфиров. В верхней части видимого разреза свиты в значительном количестве появляются трахибазальты. Неполная видимая мощность могодской свиты изменяется от 1000 до 1800 *м*. Позднетриасово-раннеюрский возраст свиты определяется ее положением в едином стратиграфическом разрезе выше средне-верхнетриасовой абзогской свиты, с которой она связана постепенным переходом, и тем, что в средне-позднеюрское время в Орхон-Селенгинском прогибе уже накапливались резко отличные терригенные угленосные отложения (Маринов, Петрович, 1964).

Магматические образования

В пределах Орхон-Селенгинского прогиба развиты две наземные вулканические серии — позднепалеозойская, в основном пермская, возможно, включающая и раннетриасовые вулканогенные образования, которая непосредственно связана с развитием Орхон-Селенгинского прогиба, и позднетриасовая — раннеюрская, территориально приуроченная к площади Орхон-Селенгинского прогиба, но генетически связанная с формированием Орхонской, Бугутской и других раннемезозойских впадин с каждой из этих серий ассоциируют интрузивные, часто отчетливо комагматичные с эффузивами массивы гранитоидного состава.

Детальное петрографическое изучение пород позднепалеозойской, в основном пермской вулканической серии Орхон-Селенгинского прогиба в последние годы сделано В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицким (1973). В составе продуктов позднепалеозойского вулканизма они выделили по петрографическим признакам две группы пород: 1) базальтового и трахибазальтового состава и 2) липаритового и трахилипаритового состава. Эти группы резко преобладают, определяя общий контрастный состав вулканической серии. Трахиандезитовые, андезитовые и андезито-дацитовые породы занимают подчиненное положение.

Группа базальтовых и трахибазальтовых пород включает, с одной стороны, базальтовые лавы с нормальным содержанием щелочей (3,5—5,6%), фенокристаллы в которых представлены плагиоклазом (обычно лабрадор или андезин-лабрадор) и моноклинным пироксеном; лейкократовые базальты с порфировыми вкрапленниками только плагиоклаза, иногда обрастающего по краям калишпатом; реже встречаются двупироксеновые лабрадоровые базальтовые лавы с клинопироксеном и ортопироксеном во вкрапленниках, а с другой, меланократовые пироксеновые трахибазальтовые лавы и плагиоклаз-пироксен-оливиновые базальты, сумма щелочей в которых достигает 6—7,5%. Особенно интересными членами базальтовой группы пород являются довольно часто встречающиеся калиевые (ортоклазовые) трахибазальтовые лавы с аномально высокой щелочностью за счет повышенного содержания K_2O (до 2,5%), представленные обычно крупнопорфировыми породами, во вкрапленниках которых развиты плагиоклаз, пироксен или амфибол, ортоклаз. Наряду с порфировыми лавами широко развиты базальтовые лавовые брекчии с обломочной структурой и базальтовые литокластические, реже пепловые туфы. В виде рвущих тел широко представлены оливиновые щелочные базальты, отсутствующие в покровах, а также ортоклазовые базальты и габбро-диабазы.

Породы базальтовой группы часто находятся в тесном парагенезе с терригенными породами — песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами и существенно кремнистыми полосчатыми пелитоморфными породами, так называемыми туффитами, содержание кремнезема в которых по данным химического анализа достигает 74%, а щелочей — 9%.

Группа трахилипаритовых и липаритовых пород отличается общим

лейкократовым обликом при большом разнообразии петрографических типов. Цветные минералы во вкрапленниках, как правило, отсутствуют. В редких случаях встречаются единичные фенокристаллы биотита. Все разнообразие пород этой группы определяется различным сочетанием калиевого полевого шпата, кварца и кислого плагиоклаза (олигоклаза). В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкий выделяют здесь липаритовые и трахилипаритовые лавы, порфировая структура которых обусловлена ориентированными в одном направлении фенокристаллами калишпата и олигоклаза, а также кварца в липаритах, а основная масса представляет собой фельзитовый, сферолитовый или микропойкилитовый агрегат. Главную роль среди пород рассматриваемой группы играют пирокластические образования: липаритовые и трахилипаритовые туфы, образованные тонкообломочной пепловой массой с осколками кристаллов кварца, калишпата и фельзитовых лав. Большое место занимают трахилипаритовые и липаритовые игнимбриты, пепловые, крупнообломочные, переполненные обломками кислых и микролитовых андезитовых и андезито-дацитовых лав. В эту же группу входят своеобразные, хотя и не очень широко развитые трахидациты, сумма щелочей в которых превышает 10%.

Петрохимические особенности пород позднепалеозойской вулканической серии Орхон-Селенгинского прогиба резко отличают их от пород одновозрастных вулканических серий Центральной и Южной Монголии. Свойственные им общий субщелочной характер, присутствие отдельных представителей щелочных пород (трахибазальты, калиевые щелочные базальты, трахидациты и трахилипариты) и общая калиевая специализация родоначальных магм позволили В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкому (1973) прийти к выводу о существовании на севере Монголии особой позднепалеозойской субщелочной петрографической провинции.

Для петрохимической характеристики позднепалеозойских вулканических пород Орхон-Селенгинского прогиба мы располагаем данными 48 химических анализов (рис. 22) по всему разрезу вулканической серии. Анализ этих материалов, проведенный В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицким, показал, что группе базальтовых и трахибазальтовых пород свойствен непрерывный ряд петрохимических составов от высокоглиноземистых базальтов нормального типа до щелочных калиевых базальтов. Щелочные базальты и трахибазальты представлены двумя петрохимическими типами (см. среднее содержание, в %):

	Na_2O	K_2O	SiO_2
покровов	3,85	1,69	51,16
субвулканических тел	3,17	2,30	49,09

Отдельные наиболее кислые дифференциаты базальт-трахибазальтовой группы представлены трахиандезитами (Na_2O — 5,75, K_2O — 5,0, SiO_2 — 55,18%), которые, однако, занимают резко подчиненное положение и встречаются в основном в низах вулканической серии.

В группе кислых пород намечаются три петрохимических типа, отражающих, как считают В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкий, различные тенденции в магматической дифференциации родоначальных магматических расплавов (см. среднее содержание, в %):

	Na_2O	K_2O	SiO_2
Трахидациты, наиболее щелочные и наиболее основные породы кислой группы	5,98	3,34	63,51
Трахилипариты натрового типа	5,11	3,81	70,45
Трахилипариты калиевого типа	2,90	5,33	73,66

Таким образом, петрохимические особенности трахилипаритовых пород указывают на субщелочной характер родоначальных кислых расплавов.

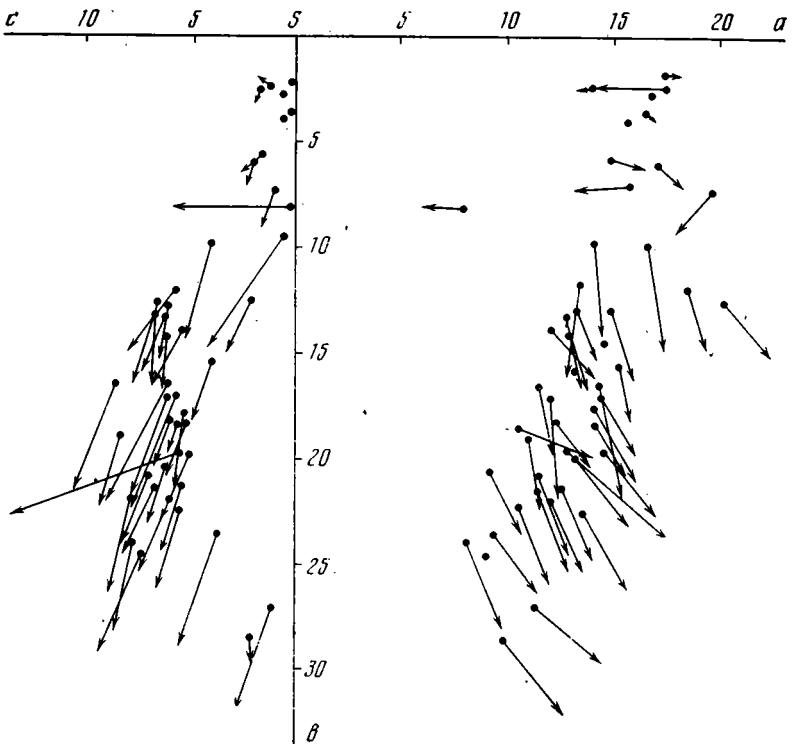


Рис. 22. Состав пермских вулканических пород Северной Монголии (Орхон-Селенгинский прогиб) на диаграмме А. Н. Заварицкого

Трахилипаритовые и липаритовые породы, с одной стороны, и трахибазальтовые и базальтовые, а также трахиандезитовые и андезитовые породы, с другой, образуют мощные комплексы более или менее однородного состава, которые либо перемежаются в вертикальном разрезе, либо замещают друг друга по латерали.

Каждая из рассмотренных петрографических и петрохимических групп позднепалеозойских вулканических пород представляет собой по существу парагенетическую ассоциацию и может рассматриваться в качестве вулканической формации — трахилипаритовой игнимбритовой, в первом случае, субщелочной, базальт-трахибазальтовой, во втором.

Таким образом, в позднепалеозойской вулканической серии и по петрографическим признакам, и по петрохимическим особенностям обособляются две группы субщелочных пород — основных и кислых,— которые, по-видимому, являются производными различных магматических расплавов, на что указывает отсутствие в более или менее значительном количестве промежуточных пород среднего состава.

Вместе с тем, для обеих групп, как отмечают В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкий, характерны некоторые общие петрохимические тенденции, в частности повышение содержания калия как в кислых, так и в основных породах, и большое сходство геохимических особенностей. Это может указывать на общие глубинные причины возникновения родоначальных магматических расплавов для обеих групп пород, вероятно, связанные с подъемом в верхние горизонты земной коры больших масс базальтовой магмы.

С позднепалеозойской вулканической серией пространственно и, видимо, генетически связаны довольно многочисленные интрузивные массивы габброидного и гранитоидного состава. Первые обычно имеют

небольшие размеры (сотни метров — первые километры в поперечнике) и чаще всего представлены послойными телами, образованными мелко- или среднезернистыми габбро-монцонитами субвулканического облика. Вторые образуют крупные массивы (100—200 *км*²), примерами которых могут служить Булганский, Хишиг-Ундэрский или Эрдеинтуинобинский. Они отличаются пестрым петрографическим составом, отражающим многофазный характер их формирования. Главное место в строении массивов гранитоидов занимают порфировые (субвулканический облик) породы гранодиоритового и граноплагиосиенитового состава, испытавшие послемагматическую микроклинизацию. Диориты редки. Габброиды практически отсутствуют, а в качестве образований наиболее поздних фаз внедрения выступают микроклиновые адамеллиты и аляскитовые граниты. Все породы отличаются повышенным содержанием щелочей, особенно калия. Позднепермский — раннетриасовый возраст этих интрузивных массивов четко определяется как их геологическими соотношениями (например, Хишиг-Ундэрский массив прорывает нижне-верхнепермские вулканогенные образования и, в свою очередь, перекрыт базальными конгломератами основания средне-верхнетриасовых моласс), так и отдельными калий-аргоновыми определениями возраста слагающих их пород (Павленко, 1973), выполненными по биотиту и показавшими 247 млн. лет.

А. С. Павленко и Л. В. Филиппов, которые проводили специальное петрологическое и геохимическое изучение позднепалеозойских массивов Орхон-Селенгинского прогиба, относят их к адамеллит-граносиенит-порфировой магматической формации, а наиболее поздние аляскитовые граниты — к лейкогранитовой формаций. Они подчеркивают, что все массивы, относящиеся к этим двум формациям, представляют собой типичные магматические тела, внедрившиеся в зоны разломов и не несущие каких-либо признаков гранитизации или контактового метасоматоза. Образование магматических расплавов, давших всю гамму интрузивных пород адамеллит-граносиенит-порфировой и лейкогранитной формаций, А. С. Павленко и Л. В. Филиппов объясняют процессами гибридизации сиалическим материалом (в условиях многократного палингенеза) щелочной базальтовой магмы и ее последующей глубинной магматической дифференциацией.

Таким образом, среди позднепалеозойских интрузивных образований можно выделить две формационно обособленные группы пород, по вещественному и петрохимическому составу вполне сопоставимые с аналогичными группами пород позднепалеозойской вулканической серии.

Субщелочным базальтоидным породам базальт-трахибазальтовой формации отвечают, видимо, комагматичные с ними интрузии субвулканических габбро-монцонитов. Аналогом трахидацитов, трахилипаритов и липаритов трахилипаритовой формации являются породы интрузивных массивов адамеллит-граносиенит-порфировой и лейкогранитной формаций. На их генетическое родство, помимо сходства петрохимических и геохимических особенностей, может указывать и то обстоятельство, что, как в трахилипаритовой вулканической формации, по данным В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого (1973), так и в соответствующих ей интрузивных формациях, по данным А. С. Павленко и Л. В. Филиппова (1971; Павленко и др., 1972), максимальная щелочность присуща наименее кислым породам формации — трахидацитам и граносиенит-порфирам, что может указывать на большую роль щелочных основных магм в их формировании.

Позднетриасовая — раннеюрская вулканическая серия, краткую характеристику петрографического и петрохимического состава которой мы приводим лишь для ее сравнения и противопоставления позднепалеозойской вулканической серии, состоит главным образом из пород андезитовой группы, очень разнообразных по структурным и текстурным

признакам и сильно варьирующих по степени щелочности. Это — лавы, субвулканические рвущие тела, а также мощные пирокластические накопления (туфоконгломераты, туфовые брекчии, туфы и т. д.), среди которых, по данным В. В. Кепежинскас и А. Я. Салтыковского, выделяются амфибол-плагиоклазовые андезиты нормальной щелочности, а также амфибол-пироксен-плагиоклазовые и оливин-пироксен-плагиоклазовые трахиандезиты с калишпатом. В. В. Кепежинскас подчеркивает, что для трахиандезитов, особенно слагающих рвущие тела, очень характерны крупнолейстовые разности с ориентированным или беспорядочным расположением крупных кристаллов плагиоклаза и большое разнообразие цветных минералов, представленных оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, амфиболом и биотитом. Это резко отличает трахиандезиты позднетриасовой — раннеюрской вулканической серии от аналогичных пород позднепалеозойской серии, в которых среди цветных минералов развит только клинопироксен.

Кроме андезитов и трахиандезитов, составляющих большинство пород позднетриасовой — раннеюрской вулканической серии, встречаются, правда в незначительном количестве, андезито-базальты и трахитовые андезито-базальты, андезито-дациты и трахитовые андезито-дациты, трахидациты латитового типа, а также ортоклазовые трахибазальты, которых относительно больше в верхах серии.

В петрохимическом отношении породы позднетриасовой — раннеюрской серии отличаются повышенным содержанием щелочей, среднее содержание (в %) которых достигает в трахиандезитах — 7, в трахитовых андезито-базальтах — 7,5 и в трахибазальтах — 7,2. Отмечается отчетливое возрастание щелочности пород в северном направлении. В. В. Кепежинскас указывает, что для позднетриасовой — раннеюрской вулканической серии характерен дифференциационный ряд: трахиандезит — трахитовый андезито-дацит — трахидацит латитового типа, что позволяет рассматривать серию как трахиандезитовую наземную вулканогенную формацию.

Структура

Главную роль в формировании современной структуры Орхон-Селенгинского прогиба играли разломы нескольких направлений, различные сочетания которых обусловили его общую угловатую конфигурацию в плане и определили основные особенности строения и сложного складчато-глыбового поперечного профиля.

Структурными ограничениями Орхон-Селенгинского прогиба с севера, юга и юго-востока служат протяженные, часто кулисообразно подставляющие друг друга разломы субширотной восток-северо-восточной ориентировки. Наиболее крупные среди них (Харабухайгольский, Селенгинский, Желтуринский и Баингольский) имеют протяженность от 200 до 300 *км*. В ряде мест эти разломы пересечены более молодыми сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западной ориентировки. Юго-западная граница прогиба проходит по системе тесно сближенных северо-западных разломов (Орхонскому и некоторым другим более мелким), которые торцово сочленяются с упомянутыми субширотными разломами и тем самым обусловливают характерную треугольную в плане форму Орхон-Селенгинского прогиба.

Исходя из господствующей ориентировки разломов в структуре прогиба можно выделить три крупные глыбовые зоны: Южную, Центральную и Северную.

Южная зона занимает междуречье Орхона и Толы и распространяется на левобережье Орхона до Бугутского субширотного разлома, который отделяет ее от Центральной. Серия субмеридиональных разломов расчленяет Южную зону на блоки, в пределах которых в каменно-

угольных, пермских и триасово-нижнеюрских отложениях проявились интенсивные германотипные складчатые дислокации. Система этих вытянутых блоков образует очень специфическую и весьма характерную для Орхон-Селенгинского прогиба ступенчато-глыбовую структуру, состоящую из одинаково перекошенных блоков раннекаледонского фундамента, в которых западная часть вздернута по разлому по сравнению с восточной, относительно опущенной. Амплитуда вертикальных перемещений смежных блоков достигает 2—3, максимум 4 *км*. В ряде мест эта общая ступенчатая структура дополнительно осложнена частными разломами субширотной или северо-восточной ориентировки, которые разбивают некоторые глыбовые ступени на отдельные мелкие блоки (рис. 23, 24).

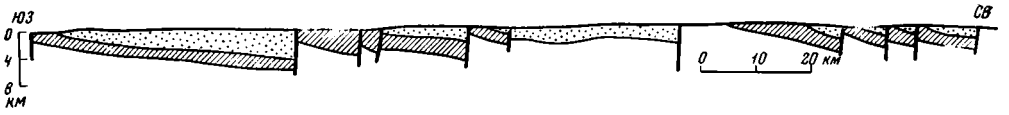


Рис. 23. Субширотный профиль через Южную глыбовую зону Орхон-Селенгинского прогиба

Штриховкой обозначены породы нижнего — среднего карбона и перми, точками — среднего — верхнего триаса

Наиболее крупными тектоническими блоками Южной зоны, играющими роль глыбовых ступеней, являются: 1. Сайханский горст, в котором на поверхности вскрыт раннекаледонский фундамент, лишь местами перекрытый маломощным чехлом каменноугольных или среднеюрских отложений; 2. Могодская грабен-синклиналь, образованная согласно пластующимися каменноугольными и триасово-нижнеюрскими отложениями; она имеет асимметричный профиль; в ее юго-западном пологом крыле слои наклонены на северо-восток под углом 20—30°, а в крутом восточном крыле — на юго-запад под углом 45—50°; 3. Хульджингольская горст-моноклиналь, сложенная верхнепермскими вулканогенными накоплениями и наклоненная на восток под углом 40—60°; 4. Хишигундэрская грабен-синклиналь, в строении которой участвуют породы позднепермского и триасово-раннеюрского возраста; в западном крыле синклинали слои падают под углом 15—30°, а в узком, оборван-

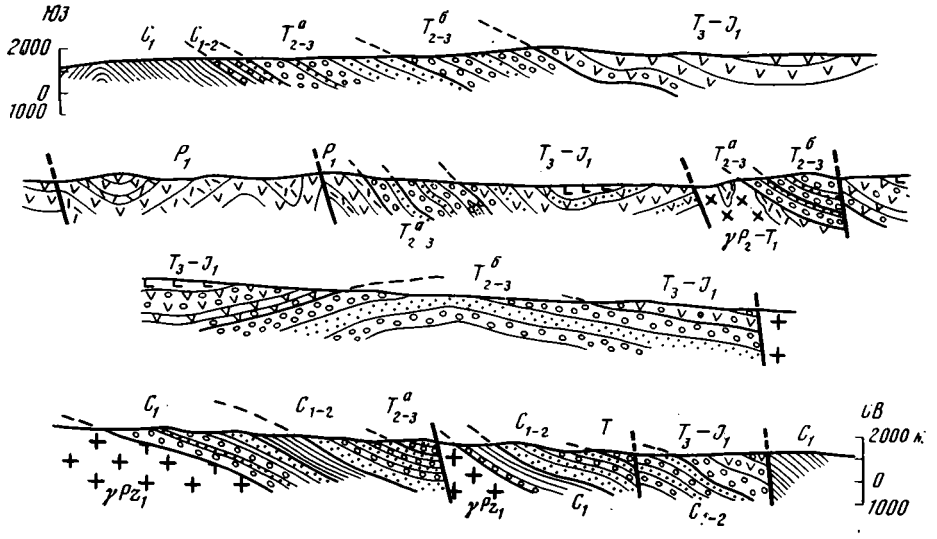


Рис. 24. Геологический разрез через Южную глыбовую зону Орхон-Селенгинского прогиба

ном разломом восточном крыле — круто под углом 40—50°; ядро синклинали резко смещено на восток; 5. Бурэгхангайская грабен-синклиналь, также сложенная пермскими (в западной части) и триасово-нижнеюрскими (в центральной и восточной частях) отложениями, но отличающаяся от остальных более сложным строением ядра, которое распадается на две овальные мульды, разделенные пологой седловиной; 6. Аратэлигольский горст, в котором на поверхность выведен фундамент и в пределах которого как бы в миниатюре повторена ступенчато-глыбовая структура, свойственная всей зоне; здесь хорошо выражена система из четырех небольших асимметрично построенных грабен-синклиналей, сложенных согласно залегающими каменноугольными и триасово-нижнеюрскими отложениями; однако амплитуда вертикальных перемещений по разломам здесь измеряется 1—2 *км*.

Все разломы субмеридиональной ориентировки, разделяющие рассмотренные глыбовые ступени, слегка изогнуты в плане, а их сместители наклонены под углом 70—80° в восточных румбах. Зоны приразломных дислокаций, как правило, не превышают в ширину нескольких сотен метров. Эти разломы следует рассматривать как взбросы, в ряде случаев сопровождающиеся небольшой (сотни метров — первые километры) сдвиговой составляющей.

Центральная глыбовая зона, расположенная между Бугутским (на юге) и Селенгинским (на севере) разломами, занимает всю правобережную часть бассейна р. Селенги. В отличие от Южной и Северной зон, имеющих сравнительно небольшую длину, Центральная зона простирается в широтном направлении от р. Хануй-Гол на западе до места слияния рек Орхон и Селенга на востоке более чем на 200 *км* и по существу является главным структурным элементом Орхон-Селенгинского прогиба. Она отличается наибольшей глубиной погружения фундамента.

Главную роль в строении Центральной зоны играют субширотные взбросы и сбросы, расчленяющие ее на несколько узких (10—30 *км*) и протяженных продольных ступеней. Плоскости сместителей этих разломов почти вертикальны или наклонены под углом 70—80° в южных румбах. Вертикальные перемещения по ним были значительными и достигали 5—8 *км*. Отдельные поперечные разломы субмеридиональной ориентировки разбивают продольные ступени на блоки, смещенные один относительно другого, что, однако, не нарушает общего линейного стиля глыбовых дислокаций Центральной зоны. Если исключить самую западную, особенно сильно передробленную часть зоны, то почти на всем ее протяжении можно выделить две или три продольные, одинаково построенные глыбовые ступени, у которых южные края приподняты, а северные опущены и на которых в пермских и триасово-нижнеюрских отложениях образовались асимметричные грабенообразные синклинали с широтной ориентировкой осей. Наиболее крупные среди них — Бугутская и Селенгинская. Бугутская грабен-синклиналь — асимметричная складка, у которой южное крыло, образованное пермскими осадочно-вулканогенными породами и согласными с ними триасовыми терригенными и вулканогенными образованиями, под углом 30—40° наклонено на север, а северное, в строении которого участвуют только триасовые и раннеюрские вулканогенные образования, под углом 50—70° падает на юг. Ядро синклинали сильно смещено на север и косо срезано Хаганнурским разломом.

Селенгинская грабен-синклиналь, сложенная одними пермскими толщами, является самой крупной структурой такого типа в Орхон-Селенгинском прогибе. Раннекаледонский фундамент, находящийся в ее основании, погружен на 7—8 *км*, т. е. глубже, чем в остальных зонах прогиба. Ось синклинали простирается на северо-восток и на востоке срезана Селенгинским разломом. Поэтому в большей восточной части грабен-синклиналь представлена только южным крылом с очень крутым, почти вертикальным, залеганием слоев. В пределах Селенгинской

грабен-синклинали очень широко проявилась дисгармоничная складчатость, затронувшая туфоалевролитовые пачки осадочно-вулканогенной толщи и выразившаяся в многочисленных флексурообразных, брахиформных и даже линейных складках, оси которых вытянуты согласно с простиранием грабен-синклинали; размах крыльев таких складок варьирует от десятков до сотен метров; наклон их крыльев измеряется от 20—30 до 50—60°.

Северная зона, расположенная к северу от Селенгинского разлома в южной части междуречья Селенги и Эгыйн-Гол, очень сходна с Центральной, но отличается меньшими размерами. Ее длина не превышает 160 *км* при ширине 30—35 *км*. Она кулисообразно смещена на запад относительно большей части Орхон-Селенгинского прогиба. Зона состоит из нескольких субширотных продольных ступеней, которые, в свою очередь, разбиты поперечными субмеридиональными сбросами на угловатые, иногда прямоугольные блоки, незакономерно опущенные или поднятые один относительно другого.

Строение этих ступеней лучше всего рассмотреть на примере западной части самой южной ступени, где сформировалась характерная Ихэульская грабен-синклиналь. Ее южное крыло, оборванное Селенгинским разломом, сложено толщей кислых эффузивов нижней перми, интрудированной небольшими массивами позднепермских-раннетриасовых гранитов, на которой структурно согласно залегают базальные конгломераты среднего-верхнего триаса. Слои падают здесь на север под углом 50—60°. В строении ядра и северного крыла Ихэульской грабен-синклинали участвуют только отложения триаса, которые к северу постепенно выполаживаются, падая под углом 10—30° в северных румбах. При приближении к северному борту грабен-синклинали слои резко изменяют направление падения на южное, а их наклон возрастает до 70—80°. Асимметричное строение Ихэульской грабен-синклинали обусловлено тем, что южный край блока ее раннекаледонского основания в процессе тектонических деформаций был приподнят, а северный опущен. Таким же асимметричным профилем обладает расположенная севернее Тарялингольская глыбовая ступень.

Таким образом, Северная глыбовая зона Орхон-Селенгинского прогиба образована серией продольных ступеней с задранными южными и опущенными северными краями и в этом отношении полностью повторяет особенности строения Центральной зоны, от которой ее отличает значительно меньшая погруженность фундамента, залегающего на глубине не более 3—4 *км*, и меньшие амплитуды (1—3 *км*) вертикальных перемещений блоков.

Возраст деформаций, обусловивших сложную складчато-глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба, мы считаем среднеюрским, исходя из того, что на разных горизонтах совместно дислоцированных верхнепалеозойских и средне-верхнетриасовых — нижнеюрских отложений резко несогласно залегают грубообломочные, местами угленосные отложения средней — верхней юры (Маринов, Петрович, 1964). Подобные взаимоотношения мы наблюдали на юге прогиба, в районе оз. Угей-Нур, где средне-верхнеюрские конгломераты с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных нижнекаменноугольных отложениях, и в его центральных и северных частях, например в окрестностях оз. Айрхан-Нур, где на смятых в складки породах хануйской серии перми покоится наложенная мульда среднеюрских терригенных отложений с очень пологим (менее 10°) залеганием слоев.

Приведенный материал показывает, что все особенности структуры Орхон-Селенгинского прогиба определились в середине мезозоя, когда фундамент прогиба был разбит по разломам различных направлений (субширотное, северо-западное, северо-восточное, реже субмеридиональное) на несколько систем блоков и глыбовых ступеней, испытавших

перемещения в вертикальном и, в меньшей степени, в субгоризонтальном направлениях. В результате возникла ступенчато-глыбовая структура прогиба, ориентированная в субширотном направлении в центральной и северной частях прогиба и в субмеридиональном — на юге. В отложениях, слагающих прогиб и наложенные на него раннемезозойские впадины, эти ступенчато-глыбовые перемещения блоков фундамента выразились в постседиментационных совместных дислокациях каменноугольных, пермских и средне-верхнетриасовых-нижнеюрских отложений, которые были смяты в приразломные складки и образовали грабены, асимметричные грабен-синклинали, оборванные моноклинали и односторонние горсты. Постседиментационная природа этих деформаций, как это показано ниже при анализе фаций и мощностей каменноугольных и пермских отложений Орхон-Селенгинского прогиба и триасовых отложений Орхонской впадины, совершенно определенно следует из их сравнения с относительно простыми конседиментационными структурными формами, развившимися в карбоне, перми и триасе.

В дальнейшем, после кратковременной средне-позднеюрской эпохи, когда в грабенообразных депрессиях накапливались грубообломочные терригенные угленосные отложения, структура Орхон-Селенгинского прогиба испытала некоторое усложнение в результате новых подвижек по уже существовавшим и вновь возникшим разломам, которые, однако, не повлияли на сформированный ранее структурный план.

История развития и формации

Заложение Орхон-Селенгинского прогиба следует связывать с началом карбона, когда в пределах междуречья Орхона и Толы на раннекаледонском фундаменте возник наложенный бассейн, в котором в условиях компенсированного прогибания стали накапливаться мелководные прибрежно-морские отложения. Об этом свидетельствует обилие грубообломочного материала не только в базальных слоях, но и по всему разрезу, его местное автохтонное происхождение, косослоистые серии в песчаниках и обилие остатков мелководной морской фауны в сочетании с привнесенным с прилежащей суши растительным детритом.

Характер распределения мощностей нижнекаменноугольных отложений (рис. 25) отражает существование на юге Орхон-Селенгинского прогиба обособленного бассейна, который был вытянут на восток-севе-

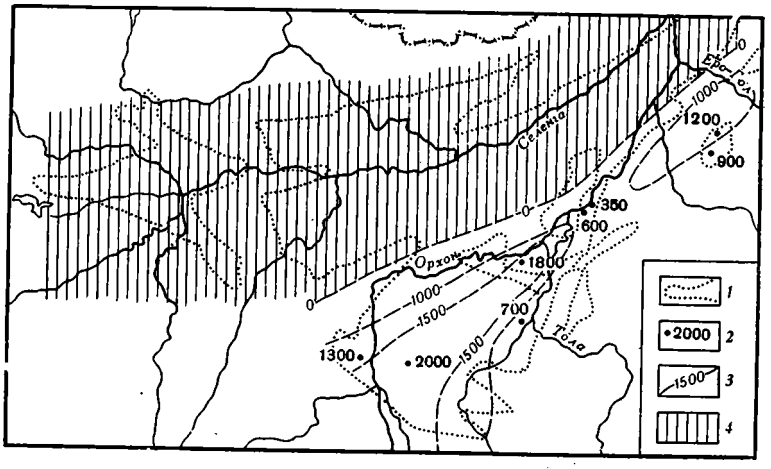


Рис. 25. Схема мощностей нижнекаменноугольных отложений (турне—визе) Орхон-Селенгинского прогиба

1 — современные границы прогиба; *2* — опорные разрезы и мощность(в *м*); *3* — изопахиты (в *м*); *4* — области, в которых не происходило накопления нижнекаменноугольных отложений

ро-восток и состоял, по-видимому, из нескольких седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями с сокращенным разрезом каменноугольных отложений. Одна из таких ванн занимала междуречье Орхона и Толы. Она четко обрисовывается по изопахитам 1500 и 1000 *м* для отложений урмугтейульской свиты и по изопахитам 1000 и 500 *м* — для отложений аратэлигольской свиты и, судя по направлению изменения мощностей, открывалась на юго-запад. Другая ванна, менее прогнутая, располагалась северо-восточнее, на правобережье р. Орхон, где ее границы в самых общих чертах трассируются по изопахитам 1000 *м* для отложений урмугтейульской свиты.

Незначительная распространенность каменноугольных отложений в современном срезе не позволяет точно установить северную и южную границы бассейна. Вслед за Ю. Я. Петровичем (1963а), можно полагать, что северная граница бассейна проходила где-то на юге междуречья Селенги и Орхона, так как уже на широте г. Булган и далее к северу непосредственно на фундамент налегают уже пермские образования. Это подтверждается и общим погрубением в северном направлении обломочного материала в отложениях нижнего карбона, на что в свое время также обратил внимание Ю. Я. Петрович. В отношении южной границы дело обстоит сложнее. Можно лишь говорить, что южный край бассейна седиментации, представлявшего собой, по-видимому, простой синклинальный прогиб, намечается по некоторому уменьшению мощностей каменноугольных отложений в районе горы Бус-Ула и на хр. Цзамар-Нуру, т. е. к югу от осевой зоны прогиба, располагавшейся в раннем карбоне в средней части междуречья Орхона и Толы. В палеогеографическом отношении Орхон-Селенгинский прогиб, который Л. П. Зоненшайн (1967, 1970) и И. Б. Филиппова (1970) называют Орхонским, в раннем карбоне был тесно связан с располагавшейся южнее крупной Хангай-Хэнтэйской среднепалеозойской моногеосинклиналью, хотя структурно они были разобщены пологим продольным поднятием, не служившим, однако, преградой для периодически возникавших проливов, соединявших оба бассейна.

Прогибы такого типа относят обычно к особой категории геосинклинальных структур — внешним геосинклинальным прогибам (Белостоцкий и др., 1959), пригеосинклинальным (Мелещенко и др., 1960) или регенерированным геосинклинальным прогибам (Зоненшайн, 1967), которые закладываются и развиваются на консолидированном складчатом основании под влиянием тектонических движений в смежных крупных геосинклинальных зонах. Подобной зоной для Орхон-Селенгинского прогиба в раннем карбоне служила Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь, о чем свидетельствует и формационный состав нижнекаменноугольных отложений прогиба. В юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба (окрестности оз. Угей-Нур) нижняя часть каменноугольных отложений в формационном отношении является полным аналогом *внутригеосинклинальной терригенной формации* (надформации) Хангайского синклинория (Филиппова, 1969а), в котором она распадается на несколько субформаций (формаций, по И. Б. Филипповой), образующих три однотипных цикла. Каждый из них имеет двучленное строение. Нижний член каждого цикла представлен кремнисто-песчаниковой субформацией, верхний член — флишоидной песчанико-алевролито-аргиллитовой субформацией. Подобное строение внутригеосинклинальная терригенная формация хангайского типа полностью сохраняет и в юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба с той лишь разницей, что здесь представлен только один цикл, состоящий из кремнисто-песчаниковой субформации (конгломерато-песчаниковая толща урмугтейульской свиты) и флишоидной песчанико-алевролитовой субформации (песчанико-алевролитовая толща урмугтейульской свиты). В составе парагенеза пород кремнисто-песчаниковой субформации главную роль играют се-

рые полимиктовые, иногда аркозовые разнозернистые песчаники массивного сложения; очень характерны ярко-лиловые яшмоиды, хотя они присутствуют в незначительном количестве. Второстепенными компонентами парагенеза являются алевролиты и мелкогалечные внутриформационные конгломераты. Их галька представлена обломками пород той же формации. В флишоидной субформации основное место занимают алевролиты, которые местами приобретают полосчатый облик. Они находятся во флишоидном чередовании с тонкими пластами мелко- и среднезернистых полимиктовых, иногда аркозовых песчаников. Мощность внутригеосинклинальной терригенной формации в юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба достигает 1800—2000 *м* и быстро уменьшается на север и северо-восток. В этом направлении по латерали, а также повсеместно вверх по разрезу, внутригеосинклинальная терригенная формация постепенно замещается *молассовой формацией*, к которой относится, весь объем нижнекаменноугольных отложений в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба — в бассейне р. Аратэли-Гол и верхняя их часть (аратэлигольская свита) в окрестностях оз. Угей-Нур и сомона Ульдзит.

В парагенезе пород молассовой формации ведущую роль играют песчаники и конгломераты. Песчаники окрашены в зеленовато-серые, серые, бурые и желтовато-серые цвета. Среди них наблюдаются массивные разнозернистые отсортированные полимиктовые, иногда аркозовые разности; очень характерны гравийные песчаники с рассеянной дресвой и галькой (часто крупной) гранитов — так называемые пудинги. Обломочный материал песчаников представлен зернами полевых шпатов, кварца, различных, в том числе эффузивных, пород. Обломки пород обычно хорошо окатаны, а зерна минералов напротив, угловатые, остроугольные. Текстура песчаников массивная, нередко косослоистая. Конгломераты слагают отдельные горизонты (от нескольких метров до 100 *м* мощности) или линзы среди песчаников. Среди них выделяются мелко- и крупногалечные разности с отдельными валунами до 20—25 *см* в поперечнике, погруженными в песчанико-гравийный цемент. В составе гальки преобладают граниты и эффузивы кислого и среднего состава. Мощность конгломератовых горизонтов и их количество возрастают к юго-западу. Одновременно с этим в составе гальки появляются продукты размыва хангайской внутригеосинклинальной формации: песчаники и яшмоиды. Алевролиты оливково-зеленые, серые и темно-серые, массивные со скорлуповатой отдельностью; они образуют тонкие (0,5—1,5 *м*) прослои в песчаниковых пачках. В отдельных частях разреза формации встречаются и мощные пачки кремнистых алевролитов, в которых содержатся остатки морской фауны. Они представляют собой клинья внутригеосинклинальной терригенной формации, расщепляющие молассу и слепо заканчивающиеся в ней. Такие взаимопереходы по латерали внутригеосинклинальной терригенной и молассовой формаций очень характерны для нижнекаменноугольных отложений Орхон-Селенгинского прогиба. Мощность молассовой формации в пределах Орхон-Селенгинского прогиба непостоянна и колеблется от 600 до 2000 *м*. По своему типу она является типичным представителем нижних моласс, формирование которых отражает процесс замыкания геосинклинальных прогибов, в данном случае Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали и тесно связанного с ней внешнего геосинклинального прогиба, располагавшегося в междуречье Орхона и Толы. Укажем здесь же, что аналогичная по составу, строению и визе-намюрскому возрасту нижняя молассовая формация описана В. А. Амантовым (1966) юго-западнее г. Улан-Батора, около базы Алтын-Обо, уже в пределах собственно Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали.

Вторая половина среднего и, видимо, весь поздний карбон характеризовались прекращением седиментации на всей площади Орхон-Селен-

гинского прогиба. Палеонтологически документированные отложения этого возраста в пределах прогиба и его ближайшего обрамления отсутствуют. Нет на всей этой площади и признаков существенного размыва нижнекаменноугольных пород и их переотложения, которое могло бы происходить в это время. Как мы уже отмечали, согласные структурные взаимоотношения каменноугольных, пермских и триасовых образований свидетельствуют о том, что в это время в Орхон-Селенгинском прогибе не было и сколько-нибудь значительных тектонических деформаций. Во второй половине среднего и в позднем карбоне прогиб в геоморфологическом отношении представлял собой, по-видимому, аллювиально-пролювиальную равнину с прекратившейся седиментацией, на поверхности которой формировалась кора выветривания. Реликты этой коры и продуктов ее переотложения, сохранившиеся под средне-верхнетриасовыми отложениями, отмечены в бассейне р. Аратэли-Гол (Грецкая, Моссаковский, 1969).

Новый этап развития Орхон-Селенгинского прогиба начался в ранней перми (возможно, в конце позднего карбона, так как возраст нижней части позднепалеозойской вулканической серии Орхон-Селенгинского прогиба точно не установлен), когда его площадь, особенно центральная и северная части, была охвачена мощным процессом наземного вулканизма, сопровождавшегося сильным прогибанием ложа. Сначала, в ранней перми вулканическая деятельность ограничивалась только площадью Орхон-Селенгинского прогиба, а затем во второй половине ранней перми и, особенно, в поздней она распространилась к западу и востоку, обусловив формирование цепи вулкано-тектонических структур Северной Монголии и примыкающих с востока районов Восточного Забайкалья, которые Л. П. Зоненшайн (1967) объединил в Селенгинский вулканический пояс. Этот позднепалеозойский этап развития Орхон-Селенгинского прогиба отражает эпоху эпиварисцийского горообразования и вулканизма, охвативших практически всю территорию Монголии и сопредельных районов Китая и СССР.

Вулканическая деятельность в пределах Орхон-Селенгинского прогиба началась и закончилась мощными и продолжительными излияниями лав базальтового, трахибазальтового и трахиандезитового состава, слагающих две трети всего объема позднепалеозойских вулканических продуктов. Разделявшая их кратковременная эпоха кислого раннепермского вулканизма характеризовалась извержениями центрального типа с массовыми выбросами пирокластов и образованием мощной игнимбритовой толщи. Продукты позднепалеозойского вулканизма в Орхон-Селенгинском прогибе относятся, как было показано В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицким (1973), к базальт-трахибазальтовой и трахилипаритовой игнимбритовой вулканическим формациям.

Базальт-трахибазальтовая формация образована преимущественно лавами базальтового состава, которые составляют до 75% ее объема. Это — базальты с нормальным содержанием щелочей; лейкократовые базальты с вкрапленниками плагиоклаза, иногда обрастающего по краям калишпатом; реже — лабрадоровые базальты, меланократовые пироксеновые трахибазальты, оливиновые базальты и калиевые (ортоклазовые) крупнопорфировые трахибазальты. В виде рвущих тел представлены оливиновые щелочные базальты, отсутствующие в покровах, ортоклазовые базальты и габбро-диабазы. Второстепенную роль играют лавы андезито-базальтов, туфы и туфовые брекчии базальтового, трахиандезитового и андезито-дацитового состава, которые в виде маломощных пачек прослаивают серии базальтовых покровов. Мощность базальт-трахибазальтовой формации в отдельных случаях достигает 4000 *м*, хотя обычно составляет 1500—2000 *м*.

Трахилипаритовая игнимбритовая формация состоит главным образом из пепловых, реже литокластических туфов, а в основном из игним-

бритов трахилипаритового, липаритового, реже трахидацитового состава. Трахилипаритовые и липаритовые фельзитовые и сферолитовые лавы, хотя и слагают довольно мощные серии покровов, по своему объему, не превышающему 25%, уступают пирокластам. Второстепенные члены формации — лавы и туфовые брекчии трахиандезитового и андезитового состава — в виде отдельных горизонтов рассеяны по всему разрезу формации, особенно в районах западного и восточного обрамления Орхон-Селенгинского прогиба, где наблюдаются латеральные переходы между базальт-трахибазальтовой и трахилипаритовой формациями. Второстепенными членами парагенеза являются также туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты.

В центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, где комплекс вулканогенно-осадочных образований достигает максимальной мощности, измеряемой 10—12 *км*, базальт-трахибазальтовая формация появляется в его разрезе дважды — в нижней и верхней частях. Средняя часть комплекса образована здесь трахилипаритовой игнимбритовой формацией и сменяющей ее вверх по разрезу своеобразной *вулканомиктовой молассой.*

Последняя характеризуется парагенезом разнообразных вулканомиктовых обломочных пород. Ее главные компоненты представлены разнозернистыми песчаниками (до 44% общего объема формации), кремнистыми алевролитами (до 33%), грубыми литокристаллокластическими туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями (до 23%). Песчаники слабо сортированы и по размерности плохо окатанных зерен варьируют от грубозернистых до мелкозернистых; преобладающая окраска коричневато-бурая, зелено-серая, реже темно-серая. Среди обломочных зерен преобладают фрагменты кристаллов плагиоклаза и обломки эффузивных пород. Выделяются тонкослоистые, почти листоватые, песчаниковые пачки сравнительно небольшой мощности (до 35 *м*) и мощные пачки (180—250 *м*) массивных грубозернистых песчаников, содержащих прослои по 30—40 *см* гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой, представленной одними кислыми эффузивами. Для песчаниковых пачек очень характерны единичные пласты по 3—5 *м* мощности или серии сближенных 30—40-сантиметровых прослоек кремнистых алевролитов, группирующихся иногда в пачки до 40—150 *м*.

Среди кремнистых алевролитов отмечены темно-серые, светло-серые, оливково-зеленые и кремовые фарфоровидные разности, некоторые обладают тонкой полосчатостью. Эти породы состоят из переотложенных и стратифицированных пепловых частиц кислого состава, о чем свидетельствует их химический состав (Na_2O — до 7, K_2O — 0,15—0,20, SiO_2 — 74, Al_2O_3 — до 14,5%, при незначительном содержании железа, магния и кальция). Туфоконгломераты, туфобрекчии и грубые литокристаллокластические туфы основного состава, нередко пятнистые, занимают второстепенное положение. Все породы произошли за счет размыва возвышавшихся в рельефе вулканических построек, переотложения и сортировки водными потоками пирокластического материала.

Формационное тело вулканомиктовой молассы расслоено многочисленными силлами и покровами базальтов и габбро-диабазов, а по западной периферии Орхон-Селенгинского прогиба также липаритов и трахилипаритов, которые представляют собой «хвосты» вулканических формаций, замещающих по латерали вулканомиктовую молассу. Они слагают выклинивающиеся или линзовидно раздувающиеся тела, средняя мощность которых колеблется от 50 до 70 *м*, иногда достигая 150—200 *м*. Количество и суммарная мощность этих вулканических пород в составе вулканомиктовой молассы весьма различны. В центральной части Орхон-Селенгинского прогиба суммарная мощность всех вулканических пород достигает 2170 *м*, т. е. составляет почти 40% общего объема формации. По направлению к крыльям прогиба мощность возрастает еще больше.

Анализ изменения мощностей как всего пермского вулканогенно-моласссового комплекса, так и отдельных слагающих его формаций (рис. 26, 27), показывает, что зона наибольшего прогибания в Орхон-Селенгинском прогибе в это время располагалась в междуречье Селенги и Орхона, т. е. сильно сместилась к северу по сравнению с ранне-среднекаменноугольным временем. Это особенно хорошо вычитывается из схемы изопахит, составленной для отложений второй половины нижней перми — верхней перми, по которым имеется наибольшее количество замеров мощности в конкретных разрезах. Если в междуречье Селенги и Орхона суммарная мощность этих отложений достигает 9000 *м*, то на левобережье Селенги, в районе сомона Ихэ-Ула (т. е. при приближении к северному крылу прогиба), она уменьшается до 2000 *м*, а на правобережье Орхона, на южном крыле прогиба, суммарная мощность комплекса сокращается еще больше — до 1000 *м*.

Еще более резкие колебания испытывает мощность верхней вулканомиктовой молассы — единственной формации осадочного генезиса, для которой только и можно, строго говоря, применять анализ мощностей. Если в междуречье Селенги и Орхона (в бассейне р. Хануй-Гол) мощность этой формации измеряется 4500—5000 *м*, то на севере (в районе сомона Ихэ-Ула) мощность сокращается до 1500 *м*, а на юге (на правобережье р. Орхона) — до 100—150 *м*. Менее резкое, но совершенно закономерное сокращение мощности вулканомиктовой молассы происходит и по простиранию Орхон-Селенгинского прогиба, т. е. к западу и к востоку.

Первоначальные контуры и размеры Орхон-Селенгинского прогиба в период формирования пермских вулканогенных серий устанавливаются по выклиниванию вулканомиктовой молассы в результате замещения по латерали терригенных пород вулканическими. На рис. 27 показаны контуры распространения пород этой формации и места замеров ее мощности. Вулканомиктовая моласса образует очень сложное линзовидное тело, которое отмечает депрессию, существовавшую во второй половине ранней перми и в начале поздней перми в осевой части прогиба. В эту депрессию, которая распространялась от г. Мурэн на западе до района разв. Амархид на востоке, охватывая почти все междуречье Селенги и Орхона и частично левобережную часть бассейна Селенги, поступал обломочный вулканогенный материал, сносимый с окружающих вулканических построек. Позднее, во второй половине поздней перми, депрессия стала областью накопления потоков базальтовых и трахибазальтовых лав, мощность которых превышает здесь 4000 *м*. За пределами депрессии мощность базальтовых и трахибазальтовых накоплений либо резко сокращается до 1,5—2,0 *км*, либо они в значительной мере замещаются игнимбритами и лавами трахилипаритового и липаритового состава.

Таким образом, в направлении от центральной части Орхон-Селенгинского прогиба к его западной и восточной периферии происходит выклинивание нижней и частичное замещение верхней базальт-трахибазальтовой формации кислыми породами трахилипаритовой формации, сопровождающееся одновременным выклиниванием вулканомиктовой молассы. Это указывает на различный характер позднепалеозойского вулканизма в прогибе и по его обрамлению. В горном обрамлении господствовал кислый вулканизм, лишь эпизодически прерывавшийся излияниями средних и основных лав. В прогибе же, за исключением времени, охватывающего середину ранней перми, происходили массовые излияния лав основного и среднего состава.

Итак, на протяжении карбона и перми Орхон-Селенгинский прогиб претерпел сложное развитие, в ходе которого происходили и миграция прогиба в пространстве, и длительные перерывы в осадконакоплении, и, наконец, изменялся характер самого прогиба. Если в раннем карбоне

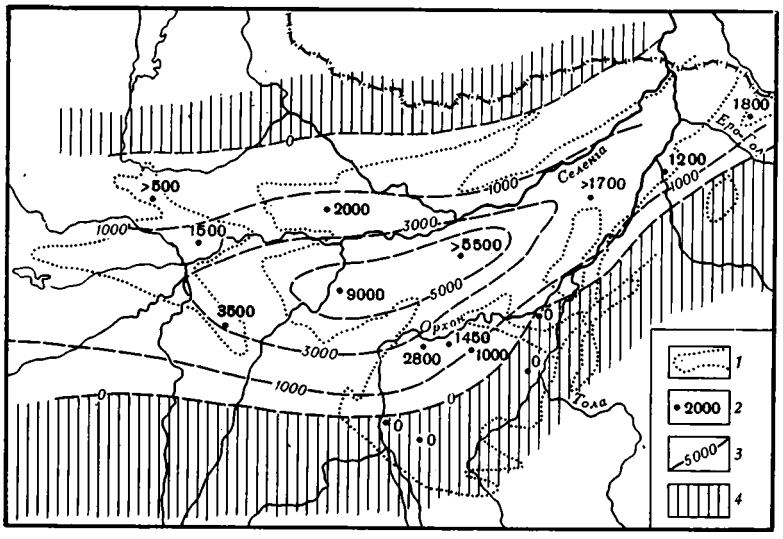


Рис. 26. Схема мощностей нижнепермских (вторая половина) и верхнепермских вулканогенных и вулканогенно-молассовых образований Орхон-Селенгинского прогиба

1 — современные границы прогиба; *2* — опорные разрезы и мощности (в *м*); *3* — изопахиты (в *м*); *4* — области, в которых не происходило накопления вулканогенных и вулканогенно-молассовых образований во второй половине ранней перми и поздней перми

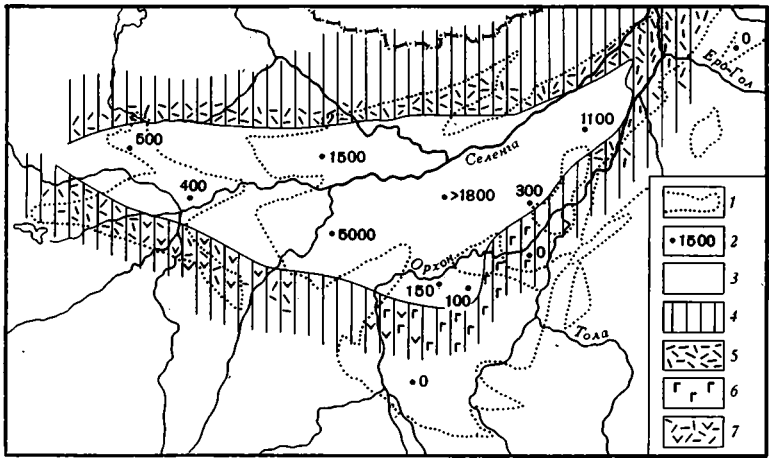
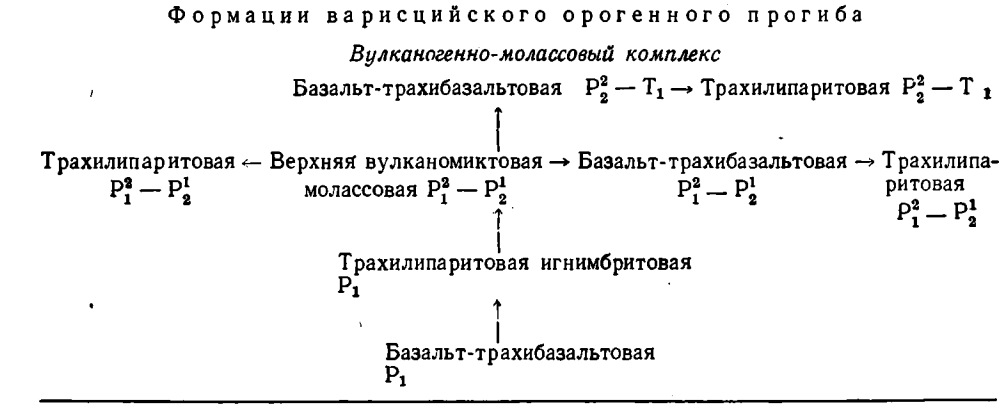


Рис. 27. Схема размещения вулканомиктовой молассы и ее мощность в Орхон-Селенгинском прогибе

1 — современные границы прогиба; *2* — местоположение опорных разрезов и мощности (в *м*) вулканомиктовой молассы; *3* — центральная часть Орхон-Селенгинского прогиба, в пределах которой локализовалась вулканомиктовая моласса; *4* — периферические части Орхон-Селенгинского прогиба и его обрамления, где формирование вулканомиктовой молассы не происходило; *5—7* — состав одновозрастных с вулканомиктовой молассой вулканических образований в периферических частях Орхон-Селенгинского прогиба и его обрамления: *5* — вулканогенные образования кислого состава, *6* — вулканогенные образования основного состава, *7* — вулканогенные образования смешанного (кислого и среднего) состава

он начал развиваться как наложенный на раннекаледонский фундамент внешний геосинклинальный прогиб, замкнувшийся где-то в начале среднего карбона, то в перми и, видимо, в раннем триасе он представлял собой типичный орогенный прогиб, существовавший в условиях мощного наземного вулканизма и являвшийся одним из целой группы аналогичных орогенных структур Монголии. С ними его сближает время формирования орогенных вулканических и молассовых формаций (см. схему),

Схема
формационных рядов Орхон-Селенгинского прогиба



одинаковый характер соотношений со складчатым фундаментом, германотипный стиль глыбовых дислокаций и их мезозойский возраст.

Орхон-Селенгинский прогиб обладает также некоторыми чертами, отличающими его от одновозрастных орогенных структур Центральной и Южной Монголии. Прежде всего — это субщелочной и щелочной характер выполняющих его вулканических формаций, породы которых содержат относительно много калия. Другая важная специфическая особенность Орхон-Селенгинского прогиба — сравнительно слабое развитие верхней молассы, формирование которой было подавлено вулканическими процессами. Место верхней молассы занимает здесь своеобразная вулканомиктовая обломочная формация, связанная тесными взаимопереходами с базальт-трахибазальтовой формацией. Наконец, по сравнению с орогенными структурами Центральной и Южной Монголии, здесь гораздо слабее интенсивность складчато-глыбовых дислокаций.

На этом можно было бы закончить рассмотрение истории развития Орхон-Селенгинского прогиба. Однако, поскольку складчато-глыбовые деформации, сформировавшие главные особенности морфологии его современной структуры, произошли позднее — в середине юрского периода, необходимо, хотя бы кратко, сказать о тех геологических событиях, которые проявились на площади прогиба в раннем мезозое.

В середине триаса в разных частях Орхон-Селенгинского прогиба возникло несколько небольших бассейнов седиментации (Орхонская, Бугутская, Ихэульская впадины и др.), в которых в среднем и позднем триасе начали накапливаться грубообломочные молассы, а затем в са-

мом конце триаса и в ранней юре — продукты вновь возродившегося наземного трахиандезитового вулканизма. Первичную изолированность этих небольших впадин и своеобразие их развития с односторонним смещением центров максимального прогибания показал О. Томуртогоо (1972) на примере Орхонской впадины. Озерно-пролювиальный бассейн, в котором накапливались триасово-юрские отложения Орхонской впадины, на протяжении всего времени ее развития постепенно смещался с юго-запада на север и северо-восток. На это указывает закономерный характер изменения мощностей как всей молассовой формации, так и ее отдельных частей, образующих в целом так называемую ложную моноклиналь («смещенный комплекс»), в которой место накопления каждой вышележащей толщи в процессе седиментации как бы смещалось на север по отношению к более низким компонентам разреза. В результате на северном крыле впадины на подстилающие пермские породы Орхон-Селенгинского прогиба сразу, минуя молассовую формацию, налегает верхняя трахиандезитовая формация.

Приуроченность грубообломочных песчанико-конгломератовых фаций к южной части Орхонской впадины, т. е. к участку максимального прогибания ее ложа в средне-позднетриасовое время, и постепенное их замещение к северу и северо-востоку менее грубозернистыми песчаниковыми фациями указывает на то, что обломочный материал поступал с юга, со стороны Хангайского варисцийского горного сооружения. Это находит подтверждение и в составе средне-верхнетриасовой молассы Орхонской впадины, обломочный материал которой представлен кварцитами, красными яшмо-кварцитами, кремнистыми алевролитами и другими типично «хангайскими» породами.

Такой же стиль развития был свойствен и остальным раннемезозойским впадинам, несмотря на то, что в одних из них (Ихэульская) главное место занимает средне-верхнетриасовая молассовая формация, а в других (Бугутская) — нижнеюрская трахиандезитовая. Лишь в середине юрского периода как верхнепалеозойские отложения Орхон-Селенгинского прогиба, так и раннемезозойские образования Орхонской, Бугутской и Ихэульской впадин были совместно дислоцированы в сложную систему грабенов, горстов, грабен-синклиналей и асимметричных моноклиналей.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы относительно позднепалеозойского орогенного развития территории Монголии.

1. Верхнепалеозойские и триасовые орогенные образования включают здесь два разновозрастных, различных по своему распространению и значению комплекса: а) нижне- и частично среднекаменноугольные нижние молассы, локализованные исключительно в варисцийских геосинклинальных зонах; они либо завершают седиментацию остаточных геосинклинальных прогибов Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, либо заполняют отдельные самые ранние наложенные впадины Южно-Монгольской эвгеосинклинали; б) средне-верхнекаменноугольные, пермские и нижнетриасовые верхние молассы и ассоциирующие с ними наземные вулканогенные формации, которые широко распространены не только в варисцийских, но и в раннекаледонских структурных зонах, где они выполняют разновеликие, большей частью резко наложенные прогибы, впадины, мульды и грабены, составляющие основную массу позднепалеозойских орогенных структур Монголии. Эти два комплекса пород и соответственно две большие группы орогенных структур отражают крупные периоды позднепалеозойского орогенного развития территории Монго-

лии. Первый период был связан с замыканием варисцийских геосинклинальных прогибов и их складчатостью (стадия нижних моласс), второй стал временем мощного, практически повсеместного в раннекаледонских и варисцийских зонах Монголии и сопредельных территорий горообразования, наземного вулканизма и последующего разрушения и нивелировки горного рельефа (горообразовательная стадия и стадия верхних моласс).

2. По стилю развития позднепалеозойские орогенные структуры Монголии подразделяются на две группы: а) наложенные структуры (наиболее многочисленные), несогласно, со структурной перестройкой перекрывшие складчатые комплексы варисцид или раннекаледонский фундамент (Северо-Гобийская, Ульдзинская, Ноянсомонская и другие впадины); время развития этой группы структур ограничено вторым периодом орогенного развития Монголии (средний — поздний карбон, пермь и ранний триас) и б) унаследованные структуры (малочисленные), характерным представителем которых может служить Орхон-Селенгинский прогиб, унаследовавший структуру варисцийского внешнего геосинклинального прогиба и развивавшийся, хотя и с перерывом в осадконакоплении, без структурной перестройки на протяжении всего позднего палеозоя.

3. Позднепалеозойские орогенные структуры Монголии тесно связаны с развитием варисцийских геосинклинальных зон. В Южно-Монгольской эвгеосинклинали, в меньшей мере в Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали это выражается в том, что орогенные структуры фиксируют время их превращения в складчатые сооружения. В тех же случаях, когда орогенные структуры несогласно накладываются на раннекаледонский фундамент, эта связь обнаруживается в особенностях их конседиментационного развития, в частности, в закономерной миграции их осей в стороны от растущего свода складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали (на север — в Орхон-Селенгинском прогибе и на юг — в Северо-Гобийской впадине).

4. Существует совершенно определенная тенденция в изменении состава и возраста позднепалеозойских орогенных вулканических серий Монголии, которая заключается в том, что по направлению с юга на север их возраст омолаживается и одновременно в породах увеличивается содержание щелочей (особенно калия) и глинозема. Раньше всего — в среднем и позднем карбоне — вулканизм начался в варисцийской эвгеосинклинальной зоне Южной Монголии, где он продолжался до ранней перми включительно. Здесь сформировалась щелочноземельная серия с очень низким содержанием K_2O в породах. Серия образована липаритовой (игнимбритовой), дацито-липаритовой и андезито-базальтовой орогенными формациями.

В Центральной Монголии начало позднепалеозойского вулканизма следует связывать с рубежом карбона и ранней перми, а его максимум с ранней пермью. Прекращение вулканических извержений в Центральной Монголии не было одновременным. Оно растянулось на длительное время, охватывающее вторую половину ранней и начало поздней перми. Продукты вулканизма представлены широким спектром пород от базальтов через андезиты и дациты до липаритов, которые относятся к щелочноземельной высокоглиноземистой серии и объединяются в орогенную андезито-липаритовую формацию.

В Северной Монголии позднепалеозойский вулканизм также начался в ранней перми, однако максимума достиг в поздней перми, а завершился лишь в раннем триасе. В отличие от Центральной и Южной Монголии, вулканические породы характеризуются здесь высоким содержанием как суммы щелочей, так и отдельно K_2O. Они образуют совокупность субщелочных и щелочных базальт-трахибазальтовых и трахилипаритовых формаций.

Отмеченная общая закономерность отражает изменения состава и возраста позднепалеозойских вулканических пород с юга на север — в направлении от границы с позднепалеозойской — раннемезозойской эвгеосинклинальной зоной Внутренней Монголии в глубь континентального блока Центральной и Северной Монголии. Наряду с ней существуют и другие более частные связи между составом вулканических пород и тектоническими структурами. Наиболее важной среди них является, как это можно видеть на примере Орхон-Селенгинского прогиба и Северо-Гобийской впадины, отчетливая приуроченность вулканических извержений основного и среднего состава к участкам опускания (конседиментационным прогибам), а кислого состава — к тектоническим поднятиям.

5. Складчато-глыбовые постседиментационные деформации верхнепалеозойских и триасовых орогенных образований проявились только в середине мезозоя (между поздним триасом и средней юрой), что было свойственно всей территории Монголии. Сложность и степень интенсивности этих наложенных деформаций закономерно возрастает с севера на юг. Если на севере Монголии они представлены грабенами, грабен-синклиналями и асимметричными моноклиналями, связанными в относительно простые системы ступенчато-глыбовых субширотных и субмеридиональных глыбовых зон и образовавшимися главным образом под влиянием вертикальных тектонических движений, то в Центральной Монголии складчато-глыбовые деформации значительно более интенсивны и отличаются сложным структурным рисунком. Здесь на фоне крупных ступенчато-глыбовых зон развиты либо мелкоблоковые структуры типа «битой тарелки», либо многочисленные различно ориентированные куполовидные, брахиантиклинальные и брахисинклинальные штамповые складки. Наряду с этим, в отдельных зонах тектоническая структура становится линейной (субширотной) и сопровождается узкими и протяженными поясами интенсивного смятия. Это указывает на значительную роль в формировании орогенных структур Центральной Монголии не только вертикальных глыбовых движений, но и горизонтального стресса, ориентированного по меридиану.

Еще больше признаков сильного горизонтального стресса несут орогенные структуры Южной Монголии, для которых, за редким исключением, типичны ярко выраженная линейность при субширотной ориентировке и сжатый, часто асимметричный профиль в поперечном разрезе. Запрокидывание на север крыльев и осевых плоскостей складок, отчетливо выраженное в ряде мест, свидетельствует о том, что стресс был направлен с юга на север.

Очевидно, постседиментационные тектонические деформации верхнепалеозойских и триасовых орогенных комплексов Монголии были следствием сильного сжатия и горизонтального стресса, распространявшегося из области Внутренней Монголии на север и постепенно ослабевавшего в этом направлении. Причины возникновения сжатия еще не вполне ясны. Наиболее вероятным представляется предположение о том, что именно в это время произошло резкое сближение (столкновение) крупных континентальных массивов Северной Евразии и Китайско-Корейской платформы, двигавшихся навстречу друг другу. Показательно, что именно с этого момента (между триасом и юрой) в прилежащих частях этих крупнейших континентальных массивов началась эпоха сильнейших тектонических движений и деформаций, известных под названием яньшанских.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

В варисцидах Казахстана обычно выделяют две системы: Джунгаро-Балхашскую и Обь-Зайсанскую. Средняя часть Обь-Зайсанской системы скрыта под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом Кулундинской степи, и непосредственному наблюдению доступны только два крупных отрезка этой системы — северный, известный под названием Колыван-Томской системы, и южный — под названием Иртыш-Зайсанской системы. Джунгаро-Балхашская и Обь-Зайсанская складчатые системы в пределах Казахстана ориентированы в северо-западном субмеридиональном направлении. Характерная особенность казахстанских варисцид — их тесная пространственная связь с каледонидами, которые не только образуют «жесткую раму», обрамляющую варисцийские геосинклинальные прогибы, но и в значительной степени слагают их фундамент, особенно в северных частях (Богданов, 1959).

Так, Джунгаро-Балхашская система на севере выклинивается в теле Центрально-Казахстанских каледонид. С юго-запада она ограничена каледонскими складчатыми сооружениями Северного Тянь-Шаня и Чу-Илийских гор, а на востоке — поздними каледонидами Чингизского хребта и Тарбагатая.

Обь-Зайсанская складчатая система также располагается между каледонскими сооружениями Чингиза и Тарбагатая на юго-западе и Горного Алтая на северо-востоке. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований (Спижарский, 1968; Сурков, 1968; Куликов, 1971) показывает, что варисциды Обь-Зайсанской системы прослеживаются далеко на север под чехлом мезозоя — кайнозоя, где они слепо выклиниваются среди каледонских и более древних складчатых сооружений фундамента Западно-Сибирской плиты.

ЮЖНЫЙ И ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН

История геосинклинального развития варисцид Южного и Центрального Казахстана и формирования их складчатой структуры в последние годы рассмотрена в ряде специальных исследований (Беспалов, 1954; Афоничев, 1960; Буш, 1963; Асатуллаев и др., 1965; Филатова, Буш, 1965; Афоничев, Шлыгин, 1966; Филатова, 1966; Бахтеев, 1967; Трифонов, 1967; Бахтеев, Филатова, 1969; Войтович, 1969). Наряду с этим большое внимание было уделено изучению стратиграфии и вещественного состава верхнепалеозойских существенно вулканогенных образований, слагающих орогенные формации варисцид Джунгаро-Балхашской системы. Очень важные исследования в этом направлении провели по Северному Прибалхашью В. Я. Кошкин (1963; 1969; Кошкин, Радченко, 1965), В. В. Коптева и И. Г. Щерба (1963; Щерба, 1966), М. К. Бахтеев (1966, 1967), В. В. Кепежинскас (1969) и многие другие; по Южной Джунга-

рии — В. Ф. Беспалов (1960), Г. М. Фремд (1963), К. А. Азбель и М. Р. Борукаева (1966а, б), А. С. Кумпан (1966), К. Н. Ткаченко (1969) и др. Благодаря этим исследованиям Джунгаро-Балхашская область — один из наиболее хорошо изученных регионов варисцийского орогенного вулканизма.

В современной структуре Джунгаро-Балхашской варисцийской складчатой системы (рис. 28) выделяется шесть главных структурных элементов: 1) Северо-Балхашский мегасинклинорий, в составе которого обособляются Токрауский, Северо-Прибалхашский и Алакульский синклинории; 2) Центральный Джунгаро-Балхашский мегантиклинорий, который распадается на две части: Балхашский антиклинорий на севере и Центрально-Джунгарский антиклинорий на юге; 3) Северо-Джунгарский синклинорий; 4) Бороталинский синклинорий; 5) Южно-Джунгарский антиклинорий и 6) Илийский синклинорий. Последние две структуры возникли в процессе орогенного этапа развития Джунгаро-Балхашской системы в результате вовлечения в горообразование прилежащих частей каледонид и не имели варисцийской геосинклинальной предыстории.

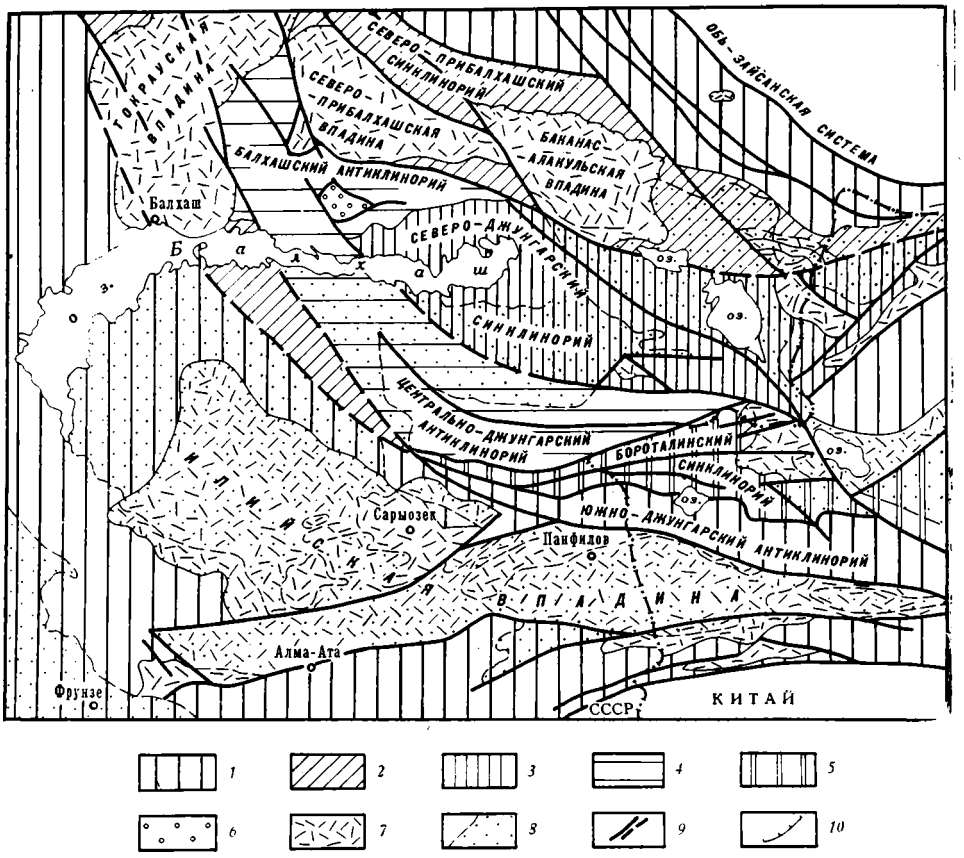


Рис. 28. Тектоническая схема Джунгаро-Балхашской варисцийской складчатой системы (составлена по материалам Н. А. Афоничева, В. А. Буша и Н. И. Филатовой)

1 — каледонское складчатое обрамление; *2—7* — структуры варисцийской складчатой области: *2—3* — внутренняя эвгеосинклинальная зона: *2* — Северо-Прибалхашский синклинорий, *3* — Северо-Джунгарский синклинорий, *4—5* — внешняя миогеосинклинальная зона: *4* — Центрально-Джунгарский и Балхашский антиклинории, *5* — Бороталинский синклинорий, *6—7* — верхнепалеозойские орогенные образования: *6* — моласса Саякской синклинали, *7* — вулканогенные комплексы Илийской, Токрауской, Северо-Прибалхашской и Алакульской впадин; *8* — площади, перекрытые чехлом кайнозойских рыхлых отложений; *9* — разломы; *10* — границы орогенных впадин

Мы не будем здесь останавливаться на сложной структурно-фациальной зональности Джунгаро-Балхашской системы в собственно геосинклинальный этап ее развития, которая специально рассмотрена в работах Н. А. Афоничева (1960, 1967), Н. И. Филатовой и В. А. Буша (1965) и М. К. Бахтеева (1967). Для наших целей более важно выяснить особенности и время формирования складчатых структур региона и последующего образования наложенных структур орогенного этапа развития.

Первые мощные складкообразовательные движения в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе произошли, как отмечает В. Ф. Беспалов (1956), где-то в середине визейского века нижнего карбона (так называемая саурская фаза складчатости), когда прекратилась геосинклинальная седиментация в значительной части этой области и сформировались складчатые структуры Северо-Балхашского мегасинклинория и Центрального Джунгаро-Балхашского мегантиклинория. Именно с этим моментом геологической истории следует связывать, по-видимому, начало раннеорогенного периода в Джунгаро-Балхашской системе. В это время в отдельных зонах стали формироваться нижние, в ряде случаев морские, молассы, тогда как в других зонах еще продолжалась геосинклинальная седиментация. Так, в Северо-Балхашском мегасинклинории в ряде мест в среднем визе началось накопление толщи пестроцветных валунно-галечных конгломератов и серых косослоистых песчаников мощностью до 600—700 *м*, которые выполняют небольшие впадины, резко несогласно располагающиеся на складчатых образованиях турне и нижнего визе и прорывающих их гранитоидах (Бахтеев, 1967). Однако эти молассы вверх по разрезу, как, впрочем, и по простиранию, быстро замещаются наземными вулканическими породами среднего и кислого состава верхнего визе — намюра.

В пределах западной части Балхашского антиклинория, как отмечают М. К. Бахтеев и Н. А. Афоничев, средне-верхневизейские — намюрские серые и зелено-серые песчаники, алевролиты и конгломераты мощностью до 2000 *м* с размывом и несогласием залегают на турнейских и более древних образованиях.

В Центрально-Джунгарском антиклинории, по данным Н. А. Афоничева (1960), резко несогласно на породах девона или докембрия залегает маломощная толща (500—600 *м*) серых песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями конгломератов, известняков и гравелитов верхнего визе — намюра, которые слагают мелкие наложенные мульды. Н. И. Филатова и В. А. Буш (1965) считают, что в составе этих отложений, которые они относят к терригенно-карбонатной геоантиклинальной формации, присутствуют также верхнетурнейские и нижневизейские породы.

Песчанико-конгломератовые и песчанико-алевролитовые толщи визе-намюрского возраста, слагающие наложенные мульды, отмечают время складчатых деформаций в зонах ранней консолидации Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области и с полным правом могут быть отнесены к нижним молассам.

Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории, располагающиеся соответственно к северу и югу от Центрально-Джунгарского антиклинория, в раннем и начале среднего карбона представляли собой остаточные геосинклинальные прогибы, не затронутые складчатостью. В Северо-Джунгарском прогибе, а также в южной части Северо-Балхашского мегасинклинория (Саякский район), где, как отмечают В. Я. Кошкин (1963, 1969) и В. Г. Трифонов (1967), внутривизейские складчатые деформации не проявились, в это время накапливалась мощная (свыше 2600 *м*) сероцветная морская терригенная формация, охватывающая визейский, намюрский и башкирский ярусы и постепенно надстраивающая разрез яшмовой формации верхнего девона — турне. Некоторые особенности этой терригенной формации, образованной серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами,

ритмично чередующимися в нижней части и становящимися более грубозернистыми, плохо отсортированными, массивными и косослоистыми в верхней части, одновременно с появлением в верхах разреза конгломератов, позволяют сравнивать ее с аллохтонными морскими молассами (Афоничев, 1966, 1967). В Бороталинском прогибе аналогичная морская терригенная формация имеет позднетурнейский — средневизейский возраст, а разрез этого прогиба завершается формацией органогенно-обломочных известняков, охватывающей позднее визе, намюр и почти весь средний карбон.

Во второй половине среднего карбона в складчатость последовательно были вовлечены Северо-Джунгарский и Бороталинский геосинклинальные прогибы, на месте которых сформировались соответствующие синклинории. Среднекаменноугольные движения завершили формирование складчатой структуры Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, и с этого времени орогенный режим распространился на всю ее территорию. Этот момент следует рассматривать как начало позднеорогенного периода развития, характеризующегося интенсивным наземным вулканизмом и горообразованием.

Хотя наземный субсеквентный вулканизм в ряде мест Джунгаро-Балхашской системы (например, в Токрауском и Северо-Балхашском синклинориях) начался очень рано — в турне, визе и намюре, а в Илийской впадине — в турне, т. е. еще в раннеорогенный период, тем не менее эпохой наиболее мощного и широкого проявления орогенного вулканизма следует считать средне-верхнекаменноугольное и нижнепермское время, когда практически вся Джунгаро-Балхашская складчатая система и примыкавшие части каледонид Чу-Илийских гор, Кетменского хребта и Тарбагатая стали ареной мощного проявления наземного вулканизма, местами продолжавшегося до раннего триаса включительно.

Другая очень важная и специфическая особенность Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы состоит в том, что формирование верхних моласс на большей части ее площади было подавлено вулканическими процессами, выбросившими на земную поверхность огромные массы вулканического материала. Верхние молассы образовывались лишь на локальных участках и имели существенно вулканомиктовый состав. Они формировались одновременно с вулканическими извержениями, продукты разрушения которых составили главную массу обломочного материала моласс. Накопление этих моласс определялось не столько тектоническим режимом, сколько интенсивностью вулканических процессов.

В качестве структур орогенного этапа развития Джунгаро-Балхашской варисцийской складчатой системы обычно выделяют крупное сводово-глыбовое Джунгарское поднятие с отдельными наложенными на него небольшими позднепалеозойскими межгорными впадинами типа Эбинорской и группу обширных позднепалеозойских впадин, выполненных главным образом наземными вулканитами, которые располагались по периферии сводового поднятия в пределах Северо-Балхашского мегасинклинория (Токрауская, Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская) и на каледонском складчатом фундаменте Чу-Илийских гор, Кетменского хребта и Южной Джунгарии в зоне, примыкавшей с юга к варисцийской складчатой системе (Илийская впадина).

Илийская впадина

Общая характеристика

Под названием Илийской впадины (синклинория) обычно выделяют широкую полосу развития преимущественно верхнепалеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Южной Джунгарии, протя-

гивающуюся в субширотном направлении и заключенную между Южно-Джунгарским антиклинорием на севере и Чу-Илийским, Заилийским и Кетменским антиклинориями на юге. Границы Илийской впадины проходят, как правило, по крупным разломам: Южно-Джунгарскому, Заилийскому и Кетменскому. Северо-западная часть впадины скрыта под чехлом отложений Южно-Прибалхашской кайнозойской впадины. А. С. Кумпан (1960), основываясь на геофизических данных, предполагает, что Илийская впадина продолжается на северо-запад до оз. Балхаш, где соединяется с Токрауской впадиной. В. Ф. Беспалов (1956) же считает, что Илийская впадина не распространяется на северо-запад, а вытянута в широтном направлении, и видит ее продолжение в выходах верхнепалеозойских вулканитов к северу от Фрунзе, к югу от Джамбула и в Приташкентском районе. Восточное окончание Илийской впадины находится за пределами СССР в Китае. Можно лишь указать, что ее ширина в пределах Южной Джунгарии достигает 150 *км*, а длина — не менее 600 *км*.

Фундамент Илийской впадины образован каледонским складчатым комплексом, в составе которого присутствуют кембро-ордовикские и силурийские геосинклинальные терригенно-карбонатные, кремнистые и эффузивные толщи и несогласно залегающие на них девонские орогенные вулканические серии. Эти породы обычно сложно дислоцированы и разбиты многочисленными разломами на систему разновеликих блоков. На каледонском складчатом комплексе с резким несогласием залегают различные горизонты мощного вулканогенно-осадочного наземного комплекса карбона и перми.

Резкое несогласие между этими комплексами описано В. Ф. Беспаловым (1960) в горах Алтын-Эмель на северо-востоке Илийской впадины и в Чу-Илийских горах на юго-западе.

Строение разреза

Прежде, чем перейти к характеристике каменноугольных и пермских вулканогенных образований Илийской впадины, необходимо, хотя бы кратко, сказать о спорных вопросах их стратиграфии. Одни исследователи (Беспалов, 1960; Фремд, 1963, 1972) считают, что этот комплекс характеризуется непрерывным разрезом, который охватывает по возрасту интервал времени от турнейского яруса нижнего карбона до поздней перми, а возможно, и до триаса включительно. Другие (Кумпан и др., 1969), анализируя распределение органических остатков, оспаривают этот вывод и доказывают, что внутри комплекса существует региональный перерыв в осадконакоплении, падающий на московский век среднего карбона. В связи с этим они разделяют верхнепалеозойский комплекс на две части, или на два самостоятельных комплекса наземных вулканитов. В последнее время к такому же выводу пришли К. А. Азбель и М. Р. Борукаева (Азбель и др., 1971).

Имеющиеся в настоящее время сведения по биостратиграфии верхнего палеозоя Илийской впадины не позволяют окончательно решить этот спорный вопрос. Однако, если исходить из особенностей развития Джунгаро-Балхашской варисцийской системы в целом, в которой замыкание и складчатость последнего остаточного Бороталинского геосинклинального прогиба произошли в московском веке среднего карбона, после чего вся Джунгаро-Балхашская система вступила в орогенный этап своего развития, то тогда существование перерыва в накоплении осадков в Илийской впадине в середине среднего карбона может быть прямо связано с тектоническими движениями, обусловившими начало горообразовательной стадии и, соответственно, позднеорогенного периода в этом регионе. Поэтому выводы А. С. Кумпана и его соавторов о строении

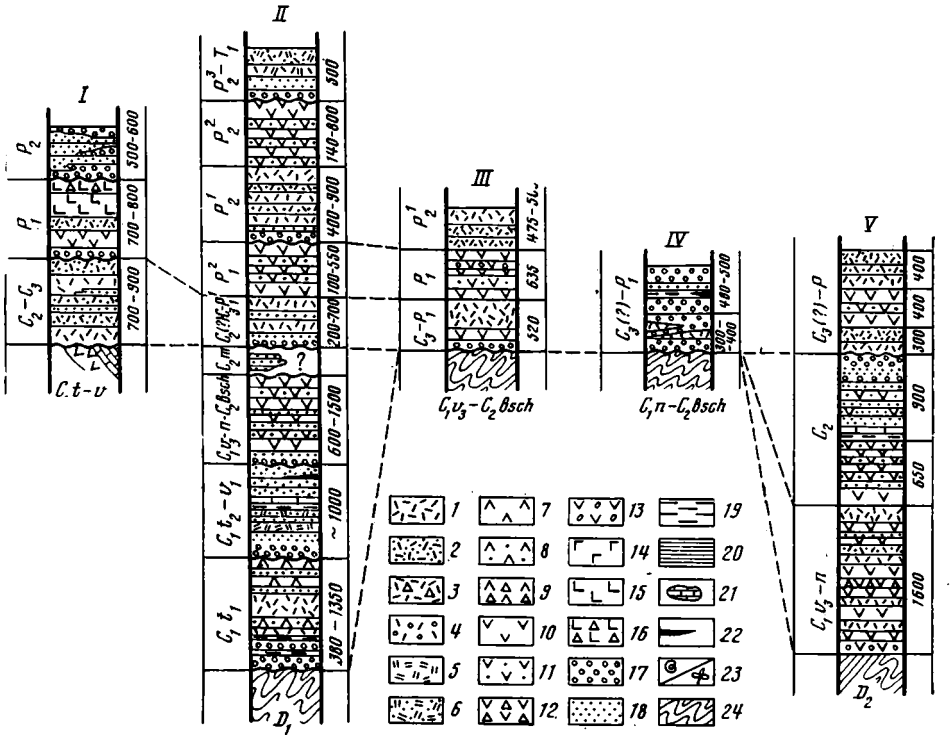


Рис. 29. Схема сопоставления стратиграфических колонок верхнепалеозойских отложений Джунгарии

I — Южно-Кетменская впадина, II — Илийская впадина, III — Эбинорская впадина, IV — грабен-синклиналь Дурной речки, V — Аркалдинская мульда; *1—4* — вулканические породы липаритового состава: *1* — лавы, *2* — туфы и игнимбриты, *3* — вулканические брекчии, *4* — туфоконгломераты; *5—6* — вулканогенные породы трахилипаритового состава: *5* — лавы, *6* — пирокласты; *7—9* — вулканогенные породы дацитового состава: *7* — лавы, *8* — туфы, *9* — вулканические брекчии; *10—13* — вулканогенные породы андезитового состава: *10* — лавы, *11* — туфы, *12* — вулканические брекчии, *13* — туфоконгломераты; *14* — диабазовые порфириты; *15—16* — вулканогенные породы базальтового состава: *15* — лавы, *16* — вулканические брекчии; *17* — конгломераты; *18* — песчаники: *19* — алевролиты; *20* — аргиллиты и глинистые сланцы; *21* — известняки; *22* — каменные угли; *23* — органические остатки: *а* — фауна, *б* — флора; *24* — подстилающие комплексы

комплекса каменноугольно-пермских вулканических образований в целом представляются нам более правильными.

Из сказанного следует, что комплекс каменноугольно-пермских существенно наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, слагающих Илийскую впадину, может быть расчленен на две части: нижнюю, включающую отложения турнейского, визейского, намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона, которые сравнительно слабо распространены, и верхнюю, развитую более широко и охватывающую образования верхнего карбона, возможно, самих верхов среднего карбона, перми и, вероятно, нижнего триаса (рис. 29).

Магматические образования

Среди продуктов каменноугольно-пермско-раннетриасового вулканизма Илийской впадины выделяются две обособленные группы пород: вулканические породы кислого (липаритового, трахилипаритового и липарито-дацитового) состава и вулканические породы среднего и основного состава, отвечающие в целом андезитам и андезито-базальтам.

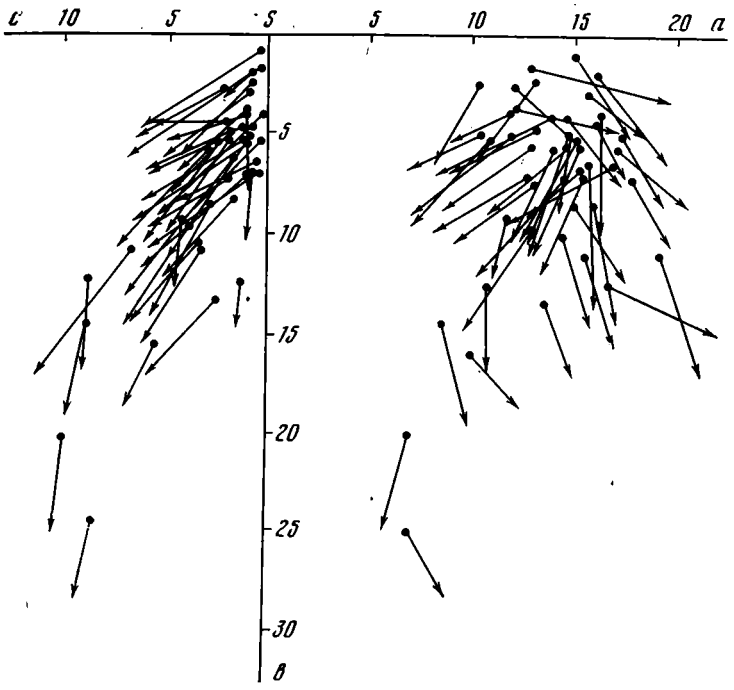


Рис. 30. Составы позднепалеозойских вулканических пород Южной Джунгарии на диаграмме А. Н. Заварицкого

Среди кислых пород наиболее распространены пирокласты, среди которых Г. М. Фремд (1972) выделяет игнимбриты и туфолавы, игнеспумиты, витрокластические лавобрекчии липаритов, липарито-дацитов, трахилипаритов. Лавы липаритов, дацито-липаритов, дацитов, трахилипаритов и трахидацитов, а также фельзитов, часто флюидальных, обычно слагают экструзивные, жерловые и субвулканические тела, реже короткие, но мощные потоки.

Группа вулканических пород основного и среднего состава представлена, судя по описаниям К. П. Ткаченко (1969), базальтами и андезито-базальтами, содержащими во вкрапленниках плагиоклаз (от основного андезита до лабрадора), авгит, реже ромбический пироксен и в незначительных количествах оливин, и андезитами. Последние содержат в фенокристаллах плагиоклаз, авгит, реже роговую обманку. Лавы образуют потоки, субвулканические и жерловые тела. Наряду с ними очень широко развиты эксплозивные образования среднего состава: агломератовые, лапиллиевые, гравийные и псаммитовые туфы и туфобрекчии. Особо выделяется группа переотложенных вулканических пород — вулканомиктовых моласс, широко представленных среди позднепалеозойских вулканитов. К ним относятся лахаровые брекчии, туфы смешанного состава, туфы и туфопесчаники.

Обработка результатов большого числа химических анализов вулканических пород, выполненная независимо разными исследователями (Беспалов, 1966; Азбель, Борукаева, 1966б; Ткаченко, 1969; Фремд, 1972), привела всех к общему выводу, что в составе комплекса вулканических пород карбона, перми и нижнего триаса Илийской впадины выделяются две обособленные генетически различные группы пород липаритового и андезитового и андезито-базальтового состава, которые обе относятся к нормальному щелочноземельному типу вулканических серий (рис. 30). Вместе с тем, все исследователи приходят к единому выводу о

том, что породы каждой из этих групп являются продуктами разных магм: основной (базальтовой) и кислой (литогенной).

В ходе развития позднепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии намечаются некоторые изменения петрохимического состава пород каждой из этих групп, которые, однако, не выходят за пределы норм, отвечающих породам щелочноземельной ветви. Так, в породах липаритовой группы с раннего карбона по ранний триас включительно наблюдается постепенное увеличение щелочной тенденции, особенно четкой в породах поздней перми — раннего триаса (Фремд, 1972), что указывает на эволюцию магматизма во времени. В группе андезитов и андезитобазальтов, напротив, К. М. Ткаченко (1969) отмечает постепенное увеличение основности и уменьшение щелочности за счет калия в породах поздней перми и триаса, по сравнению с раннепермскими, что он связывает с ослаблением явлений контаминации базальтовой магмы сиалическим материалом в процессе угасающего позднепермского — раннетриасового вулканизма. О том, что эта контаминация активно происходила в ранней перми, свидетельствуют оплавленные ксенокристаллы кварца, встреченные К. М. Ткаченко в раннепермских базальтовых лавах.

В Илийской впадине распространены многочисленные массивы интрузивных полнокристаллических гранитоидов. Среди них выделяют два крупных, вероятно многофазных, комплекса: Центрально-Джунгарский (послесреднекаменноугольный) и Южно-Джунгарский (послепермский). Все эти массивы обычно пространственно приурочены к реконструируемым вулканическим аппаратам, а слагающие их породы имеют явное петрохимическое и геохимическое родство с одновозрастными и вмещающими их вулканическими образованиями (Ткаченко, 1969), что позволяет ряду исследователей включать интрузивные массивы Южно-Джунгарского комплекса в состав единой позднепалеозойской вулкано-плутонической формации.

Структура

Илийская впадина отличается глыбовой, довольно сложной структурой. На фоне в общем пологого залегания мощных вулканогенных толщ выделяется ряд брахисинклиналей и грабен-синклиналей, разделенных горст-антиклинальными поднятиями. Среди брахисинклинальных структур существуют две возрастные генерации, сформировавшиеся в разные этапы тектонического развития впадины (Азбель, 1966).

В ранний этап (ранний карбон — башкирский век среднего карбона) образовались Кугалинская, Матай-Коендытауская, Мукринская, Долантауская и некоторые другие грабен-синклинали, возникшие в связи с расколами каледонского фундамента по разломам северо-западного и северо-восточного направления. В их строении участвуют терригенные и терригенно-вулканогенные толщи нижне-среднекаменноугольного возраста. В свою очередь, эти крупные грабен-синклинальные структуры осложнены пологими брахискладками второго порядка, вытянутыми в широтном направлении с углами падения на крыльях 35—45°, реже 50—60°, а в осевых частях 15—20°. Они часто прорваны гранитоидами Центрально-Джунгарского комплекса. Наиболее крупные массивы гранитов этого комплекса приурочены к Алтынэмельскому поперечному поднятию. Возраст складчатых структур первой генерации К. А. Азбель (1969) определяет как среднекаменноугольный.

В поздний (средне-позднекаменноугольный — пермский — раннетриасовый) этап сформировались две крупные грабенообразные впадины — Сарыозекская и Панфиловская,— разделенные Алтынэмельским поперечным горст-антиклинальным поднятием. Эти структуры наложились на грабен-синклинали первой генерации и в значительной степени перекрыли их, хотя в общих чертах подчинялись их структурному плану.

Дислокации вулканических толщ верхнего палеозоя просты и обычно представлены пологими брахискладками, удлиненными в широтном направлении, и моноклиналями с углами наклона слоев, не превышающими 25°. В пермских отложениях угол наклона слоев колеблется в пределах 10—22°, в пермско-триасовых — 5—8°. Толщи прорваны в большинстве случаев мелкими массивами гранитоидов Южно-Джунгарского комплекса.

Горст-антиклинальные поднятия, среди которых наиболее крупным является Алтынэмельское, могут быть охарактеризованы как выступы сложно дислоцированного каледонского фундамента, которые облекались терригенными и терригенно-вулканогенными толщами нижнего — среднего карбона. В результате последние образовали антиклинальные складки северо-восточного (Алтынэмельская антиклиналь) или субширотного северо-западного (Кугалинская антиклиналь) простирания. Они ограничены разломами; некоторые разломы прослеживаются на сотни километров.

История развития и формации

Вся история развития Илийской впадины теснейшим образом связана с развитием позднепалеозойского наземного вулканизма этой области. Заложение впадины относится к началу раннего карбона, когда в каледонской складчатой зоне южного обрамления Джунгаро-Балхашской варисцийской системы произошли расколы фундамента и начались дифференцированные движения отдельных блоков, сопровождавшиеся активной вулканической деятельностью и накоплением грубых валунно-галечных конгломератов, песчаников и вулканических продуктов сначала кислого (турне — раннее визе), а затем среднего и основного (позднее визе, намюр, средний карбон) состава.

По своей тектонической природе область Илийской впадины представляла собой в то время краевую геоантиклинальную зону островодужного типа, которая отличалась мощным наземным орогенным вулканизмом и в пределах которой на локальных участках накоплялись молассы, местами угленосные. Вся зона в целом служила областью сноса терригенного материала, поступавшего на север в еще не замкнувшийся Бороталинский геосинклинальный прогиб (Афоничев, 1966). В связи с общей неустойчивой тектонической обстановкой, чутко реагировавшей на любой пароксизм в Джунгаро-Балхашской области, осадочно-вулканогенная седиментация в Илийской впадине на протяжении раннего карбона неоднократно прерывалась. Об этом свидетельствуют перерывы в напластовании осадочных и вулканогенных пород в среднетурнейское и средневизейское время.

Комплекс отложений турнейского, визейского, намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона характеризуется тесным парагенезом осадочных терригенных пород с вулканическими. Главную роль среди терригенно-осадочной части этой ассоциации играют бурые, серые и малиново-бурые конгломераты, иногда валунно-галечные с галькой эффузивов, кремнистых пород и кварцитов, серые и зеленосерые гравелиты, песчаники и алевролиты, темно-серые до черных, с остатками растений. Мощность конгломератовых пачек, особенно базальных, иногда достигает 250—300 *м*. Слои гравелитов, песчаников и алевролитов часто чередуются и образуют слоистые пачки мощностью по 70—150, редко 250 *м*. В качестве второстепенных членов выступают тонкие слои известняков, содержащие остатки морских организмов и линзовидные пласты угля мощностью до 3—5 *м*.

Среди вулканических пород главная роль принадлежит витрокластическим и литокристаллокластическим туфам, туфоконгломератам и туфобрекчиям, а также туфолавам и игнимбритам липаритового, липарито-

дацитового и дацитового состава. Перечисленные породы образуют пачки мощностью по 50—100 *м* и более. Лавы кварцевых порфиров, дацитов, андезитов, а также пироксеновых и роговообманковых андезитовых порфиритов и андезито-базальтов обычно слагают покровы от 5—8 до 50—60 *м* мощности, которые занимают подчиненное положение на фоне пирокластических пород. Андезиты и андезито-базальты, кроме того, часто образуют экструзивные тела.

В составе рассматриваемой ассоциации широко представлены различные переотложенные вулканомиктовые породы: лахаровые конгломераты и брекчии, туфогенные косослоистые песчаники и туфогравелиты, слагающие пачки мощностью 50—100 *м*.

Состав вулканических пород меняется незакономерно. В одних случаях (алабасинская свита) отмечается довольно частая, иногда беспорядочная, иногда ритмичная перемежаемость кислых пирокластических пород и лав андезито-базальтового состава, в других — в крупных частях разреза комплекса преобладают вулканиты какого-нибудь одного определенного состава, например, липарито-дацитового в мукринской свите или андезито-базальтового в долантауской свите. Это обстоятельство позволило некоторым исследователям (Азбель, 1969) выделить в составе комплекса не одну, а две самостоятельные вулканические формации (или комплекса): липарито-дацитовую, нижнюю, и андезито-базальтовую, верхнюю. Вместе с тем, Н. А. Афоничев (1966) весь комплекс пород нижнего карбона — башкирского яруса среднего карбона отнес к одной формации (андезито-дацитовой островного типа), выделив в ее составе дополнительно угленосную субформацию. Последняя, однако, судя по парагенезу слагающих ее пород, должна рассматриваться скорее как нижняя угленосная моласса.

Рассматриваемый вулканогенно-осадочный комплекс правильнее называть *вулканогенно-молассовым андезито-дацито-липаритовым*, выделяя в его составе не только вулканогенные *дацит-липаритовую* и *андезито-базальтовую*, но и *молассовую формации*. Нужно учесть, что роль грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов, песчаников,— имеющих нормальное осадочное происхождение и полимиктовый состав, в этом комплексе довольно значительна. Характерная особенность вулканогенно-молассового комплекса — частая перемежаемость вулканических, главным образом кислых, пород с терригенными конгломерато-песчанико-алевролитовыми пачками молассового облика, которые образуют три очень сходных макроритма вулканогенно-осадочной седиментации, разделенные поверхностями размыва. Каждый из макроритмов начинается базальными конгломератами и песчаниками, которые выше сменяются вулканическими породами (лавами или пирокластами) наземного происхождения. Вулканические породы первых двух макроритмов имеют кислый состав, третьего макроритма — смешанный: кислый в низах и андезито-базальтовый в верхах. Для терригенных пород очень характерен как вулканомиктовый, так и полимиктовый состав обломочного материала.

Следует подчеркнуть, что породы, образовавшиеся в ходе разных седиментационных макроритмов, часто накоплялись в пространственно разобщенных участках, благодаря чему нижнекаменноугольно-башкирские вулканогенно-осадочные образования в разных местах представлены различными компонентами разреза.

Образование вулканогенно-молассового комплекса нижнего карбона — башкирского яруса среднего карбона в Илийской впадине, как уже было отмечено, происходило одновременно с продолжавшейся геосинклинальной седиментацией в остаточных Токрауском и Бороталинском прогибах. В связи с этим молассы, входящие в состав комплекса, следует рассматривать как нижние молассы раннеорогенного развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Они занимают очень харак-

терную тектоническую позицию в краевой геоантиклинальной зоне, где выполняют наложенные структуры и хорошо сопоставляются с одновозрастными нижними молассами, развитыми в других зонах ранней консолидации этой системы — в Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях и в Центрально-Джунгарском антиклинории. Таким образом, название «нижний вулканогенно-молассовый комплекс» применительно к рассматриваемым вулканогенно-осадочным образованиям приобретает не только стратиграфический, но и тектонический смысл.

Многие особенности строения нижнего вулканогенно-молассового комплекса — несколько поверхностей размыва, связанных с поднятиями и вызванной ими интенсивной денудацией пород еще в процессе образования самой формации, грубообломочный пролювиальный характер конгломератов и гравелито-песчаниковых пачек, обусловленный существованием интенсивно расчлененного рельефа, остатки многочисленных стратовулканов и щитовых вулканов, с которыми было связано формирование лахаровых конгломератов и брекчий,— все это свидетельствует о том, что в геоморфологическом отношении в раннем карбоне и первой половине среднего карбона территория Илийской впадины представляла собой вулканическое нагорье или систему вулканических гряд, возвышавшихся над уровнем моря. Эти гряды, как отмечает Н. А. Афоничев (1960, 1966), служили своеобразными барьерами между остаточными морскими геосинклинальными бассейнами варисцид Джунгаро-Балхашской системы и эпиконтинентальным морем на западе и юго-востоке, в каледонской области Центрального Казахстана.

Вторая половина среднего карбона была важным переломным моментом в истории развития Илийской впадины. Именно с этим периодом связывается окончание становления варисцийской складчатой структуры Джунгаро-Балхашской системы, ее общее воздымание и начало позднеорогенного периода, обусловившее резкое изменение палеогеографической обстановки. В это время, как подчеркивают А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов и К. В. Митрофанова (1969), произошла коренная структурная перестройка Илийской впадины. В результате глыбовых подвижек по многочисленным вновь возникшим и подновленным разломам породы нижней вулканогенно-молассовой деформации были дислоцированы и частично эродированы. Затем наступил главный этап формирования Илийской впадины, охвативший конец среднего карбона, поздний карбон, пермь и даже начало триаса. Он отличался резким усилением вулканической деятельности, достигшей максимума в конце ранней и начале поздней перми. В этот этап образовался верхний вулканогенно-молассовый комплекс, достигающий 3000 *м* мощности, который в настоящее время широко развит в центральных частях крупных грабенообразных впадин — Панфиловской на востоке и Сарыозекской на западе. Породы комплекса залегают трансгрессивно и несогласно как на нижнем вулканогенно-молассовом комплексе, так и непосредственно на каледонском фундаменте Илийской впадины.

Особенности распределения в верхнем вулканогенно-молассовом комплексе вулканических пород разного состава позволили А. С. Кумпану, Г. М. Добрецову и К. В. Митрофановой (1969) выделить ряд самостоятельных формаций: нижнюю дацит-липаритовую (соответствующую кугалинской свите среднего (?) — верхнего карбона — нижней перми), андезитовую (бекайнарская свита нижней перми), игнимбритовую дацит-липаритовую (жалгызагашская свита верхней перми), андезито-базальтовую (желдыкаринская свита верхней перми) и субщелочную трахилипаритовую (малайсаринская свита верхней перми — нижнего триаса).

Нижняя дацит-липаритовая формация характеризуется отчетливо слоистым строением и состоит из часто переслаивающихся пачек пород разного состава и генезиса: пепловых туфов и игнимбритов кислого со-

става, туффитов, лав липаритового состава и терригенно-осадочных пород — конгломератов, туфоконгломератов, туфопесчаников. Эти главные члены формации, особенно игнимбриты, часто образуют пачки мощностью от 50 до 100 *м*. Покровы кислых лав обычно маломощны (5—10 *м*). Конгломераты, чаще всего залегающие в основании формации, валунно-галечные и туфогенные, достигают 25—50 *м* мощности. В качестве наиболее типичных второстепенных членов служат постоянно перемежающиеся прослои и пачки известняков, известковых и известково-кремнистых сланцев и алевролитов. Количество и мощность пирокластических пород и игнимбритов кислого состава колеблется в значительных пределах, но в общем возрастает на востоке Илийской впадины. Напротив, в ее западной части формация приобретает черты осадочно-телепирокластической.

Андезитовая формация состоит главным образом из лав и туфов андезитового и андезито-базальтового состава и продуктов их размыва, представленных туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и лахаровыми конгломератами. «Однако количественные соотношения перечисленных пород между собой крайне непостоянны и находятся в зависимости прежде всего от положения тех или иных разрезов по отношению к древним вулканическим центрам. Вблизи таких центров данная формация почти целиком представлена лавами и грубыми агломератовыми туфами андезитов и андезито-базальтов, достигающими мощности 800—1000 *м*; в удалении от центров извержения накоплялись слоистые туфовые толщи значительно меньшей мощности 150—300 *м*» (Кумпан и др., 1969, стр. 120).

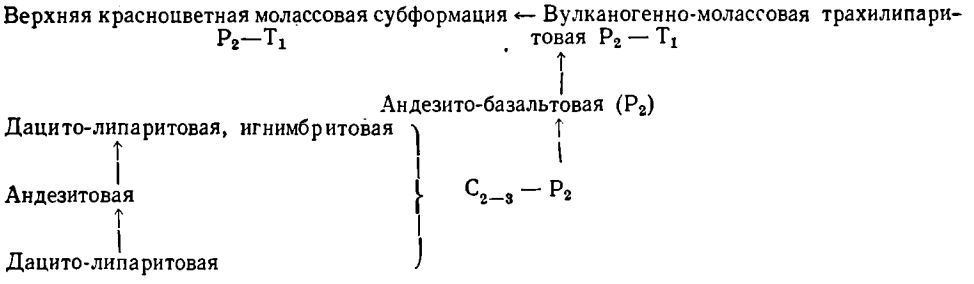
Игнимбритовая дацито-липаритовая формация образована в большей своей части пепловыми, витрокластическими и кристаллокластическими туфами, спекшимися туфами и игнимбритами липаритовых и дацито-липаритовых порфиров. Эти породы являются главными членами формации. Второстепенные члены представлены слоями и пачками полосчатых туфов и туффитов, красноцветных песчаников и алевролитов, частично туфогенных. В основании формации располагается пачка вулканомиктовых валунно-галечных конгломератов непостоянной мощности, которые трансгрессивно залегают на подстилающих породах. Очень характерный признак формации — ее отчетливая макрослоистость за счет чередования горизонтов плотных игнимбритов с более мощными пачками слабо спекшихся туфов. Другая особенность — постепенное изменение состава пород по разрезу от дацитов и липарито-дацитов (в низах) до липаритов и трахилипаритов (в верхах).

Андезито-базальтовая формация образована андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами и трахиандезитовыми порфиритами, туфоконгломератами и агломератами, туфами смешанного состава, реже туфолавами и основными туфами при незначительной роли лахаровых конгломератов и красноцветных песчанико-конгломератовых пород.

Наиболее молодая *вулканогенно-молассовая трахилипаритовая формация* сложена пепловыми туфами, игнимбритами кислого состава, туффитами, перемежающимися с пестроцветными отложениями (конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами), полимиктовыми, косослоистыми, преобладающими в нижней части формации. Количество терригенных осадочных пород молассового облика составляет в этой формации, по данным Г. М. Фремда (1963), до 47% общего объема. В связи с этим возможно выделить две субформации: красноцветную молассовую и трахилипаритовую. В состав последней включаются также многочисленные экструзивные субвулканические образования (жерловины, дайки, экструзии и т. д.), представленные липаритами трахилипаритами, уклоняющимися в сторону трахитов, а также микродиоритами, диоритовыми порфиритами и андезитами. Общий формационный ряд Илийской впадины изображен на представленной ниже схеме.

Схема
формационных рядов Илийской впадины

Верхний вулканогенно-молассовый комплекс



Нижний вулканогенно-молассовый комплекс

Нижняя угленосная молассовая ← Нижняя андезито-дацито-липаритовая (C_1—C_2^1)

Таким образом, можно указать следующие наиболее общие особенности позднепалеозойского (верхнего) вулканогенно-молассового комплекса.

1. Наземные условия накопления и формирования пород.

2. Тесный парагенез лав и пирокластических вулканических пород с грубообломочными породами молассового типа, отмеченный во всех частях разреза. Важно подчеркнуть, что в составе комплекса широко развиты так называемые вулканические молассы, образованные переотложенным вулканическим материалом (лахаровые конгломераты, брекчии, туфопесчаники и туфоалевролиты), которые, по данным Г. М. Фремда (1963), обычно занимают до 25% общего объема пород. В то же время нормальные осадочные полимиктовые породы типа верхних моласс в более или менее значительном количестве появляются лишь в верхней части комплекса — в его верхнепермско-нижнетриасовой части.

3. Характерны стратиграфические перерывы в напластовании пород, свидетельствующие о крайне неспокойной тектонической обстановке и указывающие на определенную макроритмичность процесса образования вулканогенно-молассового комплекса. Это находит свое выражение не только в периодической смене состава вулканических пород (от кислых к средним и снова к кислым), но и в поверхностях размыва, которые обычно предшествовали периодам активной вулканической деятельности с кислым составом извержений. Перерывы и поверхности размыва отмечаются в основании дацито-липаритовой (средний — верхний карбон — нижняя пермь), игнимбритовой дацито-липаритовой (верхняя пермь) и субщелочной трахилипаритовой вулканогенно-молассовой формации верхней перми — нижнего триаса. Такое совпадение едва ли случайно; оно указывает на закономерную связь кислых вулканических извержений и внедрения комагматичных с ними кислых экструзивных субвулканических тел с периодами тектонических поднятий в Илийской впадине, тогда как излияния лав андезито-базальтового состава сопровождали периоды замедленного поднятия или даже относительного прогибания (Беспалов, 1960).

4. Во время образования верхнего вулканогенно-молассового комплекса на протяжении второй половины среднего карбона, позднего карбона, перми и раннего триаса происходила необратимая эволюция петрохимического состава вулканических извержений, который на фоне общего щелочноземельного характера постепенно приобретал повышенную щелочность в ряду кислых пород и все бо́льшую и бо́льшую основность и магнезиальность в вулканических породах основного и среднего состава.

Эта особенность связана, скорее всего, с завершением магматической дифференциации в кислых магматических очагах и ослаблением процессов контаминации сиалическим материалом поднимавшихся масс базальтовой магмы.

Тектоническая и геоморфологическая обстановка во время формирования верхнего вулканогенно-молассового комплекса Илийской впадины была весьма разнообразна, и главное, непостоянна. В это время Илийская впадина в строгом смысле не представляла собой тектоническую депрессию, которая была бы геоморфологически выражена на поверхности. Как и в раннем карбоне, она выступала в позднем палеозое в виде вулканического нагорья, в пределах которого находилось множество разнообразных вулканических построек в том числе крупных щитовых и стратовулканов. Отдельные вулканические постройки достигали 2—3 *км* высоты. В стороны от вулканов расстилались лавовые и игнимбритовые поля. Извержения вулканического материала привели, однако, не только к образованию мощных двояковыпуклых линз вулканических пород, но и к возникновению обширных кальдерообразных проседаний и более крупных вулкано-тектонических депрессий. Последние заполнялись не только игнимбритами и лахаровыми конгломератами, но и тонкослоистыми пепловыми туфами, туфопесчаниками и алевролитами, часто отлагавшимися в озерных бассейнах, возникших на месте этих депрессий.

Как уже отмечалось, вулканические извержения на протяжении всего позднего палеозоя непрерывно компенсировали прогибание ложа грабенообразных синклинальных структур Илийской впадины, достигавшего глубины 2—3 *км*, что, собственно, и определило ее природу как крупной тектонической депрессии орогенного типа. Однако важнейшая специфическая особенность этой впадины, как и других крупных позднепалеозойских вулканических впадин Джунгаро-Балхашской системы, состояла в том, что вулканизм непрерывно подновлял разрушавшийся горный рельеф, образованный различными вулканическими аппаратами. Естественно, что в связи с этим Илийская впадина не могла быть областью аккумуляции обломочного материала, значительная часть которого выносилась за ее пределы. Указанная особенность объясняет отсутствие в Илийской впадине специфического набора осадочных формаций типа верхних моласс, столь характерных для орогенных межгорных впадин в других варисцийских складчатых областях.

Токрауская, Северо-Прибалхашская, Баканас-Алакульская впадины

Общая характеристика

На севере Джунгаро-Балхашской варисцийской складчатой системы расположены три крупные и тесно связанные между собой позднепалеозойские впадины, заполненные мощными вулканическими толщами орогенного типа. На западе находится Токрауская впадина, в центре располагается Северо-Прибалхашская, а на востоке — Баканас-Алакульская (см. рис. 28). Некоторые исследователи (Беспалов, 1956) рассматривают эти впадины как части единого более крупного прогиба—Каркаралинской эпигеосинклинали. Другие, наоборот, некоторые из перечисленных впадин, например, Токраускую, разделяют на более мелкие (Северо- и Южно-Токрауская) впадины. Можно сказать, что еще нет твердо устоявшегося структурного районирования позднепалеозойских вулканических впадин Северного Прибалхашья, хотя выделение трех главных впадин, пожалуй, наиболее широко распространено.

Усилиями большого коллектива геологов, в последние 10—15 лет изучавших геологию верхнепалеозойских образований Северного Прибалхашья, среди которых следует отметить в первую очередь А. В. Авдеева,

М. И. Александрову, М. К. Бахтеева, В. Ф. Беспалова, О. М. Гаек, В. В. Кепежинскас, В. В. Коптеву, В. Я. Кошкина, Т. В. Перекалину, А. А. Розенкранца, М. В. Тащинину, В. Г. Тихомирова, В. Г. Трифонова и И. Г. Щербу, в настоящее время разработана общая схема расчленения верхнепалеозойских образований, изучены главные особенности проявления и эволюции позднепалеозойского эффузивного и интрузивного магматизма и выявлены основные черты тектонической структуры Северного Прибалхашья.

Система позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья протягивается с запада на восток на 500—600 *км*, образуя выпуклую к северу прерывистую полосу выходов верхнепалеозойских вулканогенных образований, ширина которой колеблется в пределах 100—150 *км*. Крупные впадины кулисообразно подставляют одна другую и отделены сериями параллельных субмеридиональных северо-западных и северо-восточных разломов. Кроме того, Токрауская впадина отделена от Северо-Прибалхашской выходами варисцийского складчатого комплекса в пределах Кентерлауского антиклинория — северного окончания Балхаш-Центрально-Джунгарского антиклинория. Все перечисленные впадины характеризуются изометричной, несколько вытянутой формой в плане (Токрауская впадина вытянута в субмеридиональном направлении, Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская — в субширотном) и сложным, часто асимметричным профилем в разрезе.

Строение разреза

Наиболее древние отложения, относящиеся к комплексу верхнепалеозойских образований, которые слагают впадины Северного Прибалхашья, распространены локально только в Токрауской впадине, где представлены, по данным М. И. Александровой и др. (1960), средневизейской сероцветной песчанико-конгломератовой толщей, резко несогласно залегающей на турнейских и верхнетурнейско-нижневизейских дислоцированных отложениях, прорванных гранитоидами ранне- и средневизейского возраста (Бахтеев, 1967).

Следующий выше по разрезу комплекс обычно выделяют под названием каркаралинской свиты (рис. 31). Разрез вулканогенного верхнего палеозоя Северного Прибалхашья начинают, как правило, именно с этой свиты. Соотношения каркаралинской свиты с подстилающими отложениями различны. Там, где свита залегает непосредственно на отложениях среднего визе, между ними отмечаются согласные взаимоотношения. На всех более древних породах (включая нижневизейские и турнейские) каркаралинская свита залегает с резким угловым несогласием. Строение и состав каркаралинской свиты очень непостоянны и меняются не только от одной впадины к другой, но и в пределах отдельных впадин.

По данным ряда авторов (Александрова и др., 1960), в Токрауской впадине в низах каркаралинской свиты выделяется толща роговообманковых и авгитовых андезитовых порфиритов и их туфов (300 *м*), а в верхах — толща туфов с подчиненными лавовыми покровами, состав которых меняется от пироксеновых до кварцевых порфиритов (330 *м*). В южной части этой впадины М. К. Бахтеев (1966) разделяет каркаралинскую свиту также на две толщи, имеющие здесь, однако, кислый состав: нижнюю толщу туфов липарито-дацитового состава, и верхнюю, состоящую из туфов и спекшихся туфов липаритового состава. Мощность свиты здесь очень резко колеблется от 200 до 1400 *м*, причем максимальная мощность приурочена к центрам вулканических извержений.

В Северо-Прибалхашской впадине, по данным В. Я. Кошкина (1963), свита имеет четкое двучленное строение. Нижняя толща образована грубыми туфобрекчиями андезитовых порфиритов, местами носящими следы переотложения водными потоками; мощность толщи меняется от

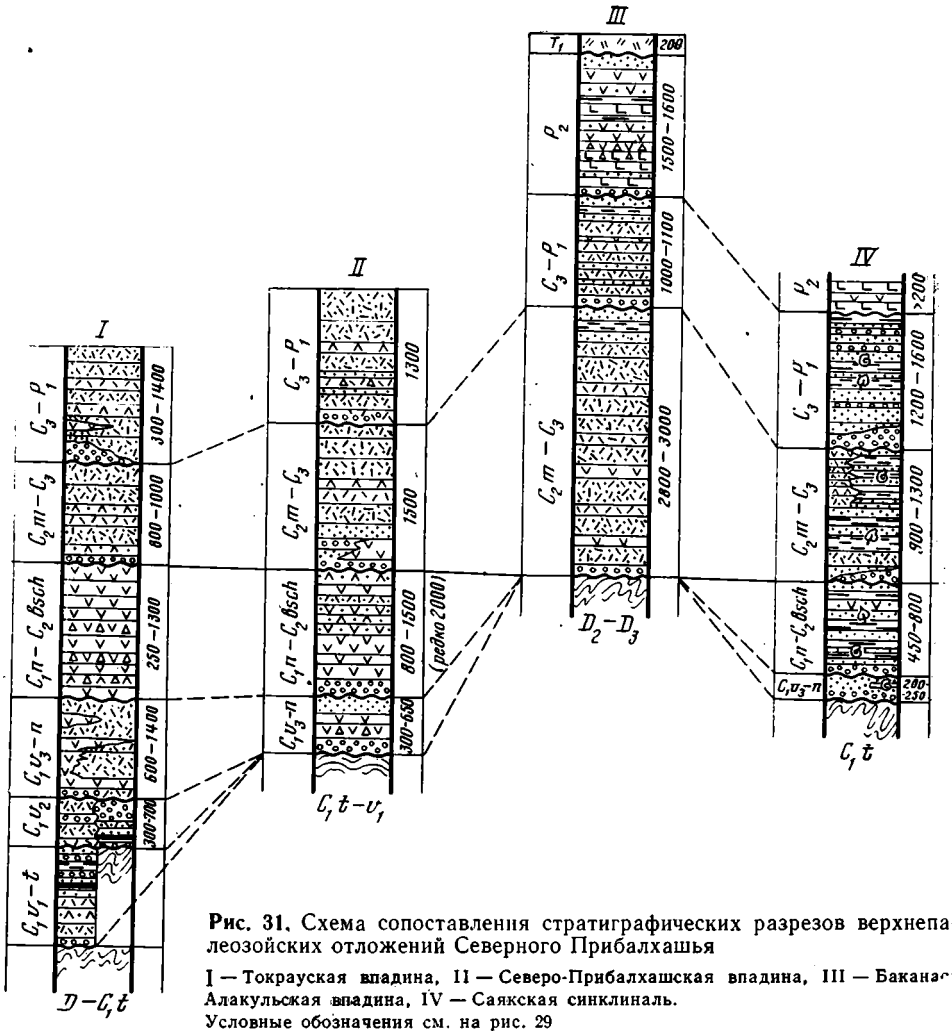


Рис. 31. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнепалеозойских отложений Северного Прибалхашья

I — Токрауская впадина, II — Северо-Прибалхашская впадина, III — Бакана-Алакульская впадина, IV — Саякская синклиналь.
Условные обозначения см. на рис. 29

500 *м* на западе до 150 *м* на востоке. Верхняя толща имеет существенно осадочный состав и сложена песчаниками и алевролитами, содержащими пласты углей, которые отлагались в условиях озерно-болотных фаций. Ее мощность — всего 100—150 *м*.

Возраст каркаралинской свиты на основании изучения флористических остатков (Кошкин, Радченко, 1965) устанавливается как верхневизейский — намюрский ярусы нижнего карбона.

Вышележащая калмакэмельская свита сложена главным образом породами андезитового ряда при подчиненной роли кислых дацитовых и осадочных пород. Она широко развита только в Токрауской и Северо-Прибалхашской впадинах. Как отмечают М. И. Александрова и соавторы указанной работы (1960), В. Я. Кошкин (1963) и В. В. Кепежинскас (1969), перед отложением калмакэмельской свиты произошли крупные тектонические движения, сопровождавшиеся гранитными интрузиями. Вследствие этого породы калмакэмельской свиты залегают с несогласием на всех подстилающих породах.

В северной части Токрауской впадины в составе калмакэмельской свиты преобладают лавы и лавовые брекчии андезитовых порфиритов (Кошкин, 1969). Восточнее, в горах Момонтау, главное место в составе свиты занимают туфобрекчии и туфы андезитового состава, а лавы появ-

ляются лишь в ее самых верхних частях. На юге Токрауской впадины в составе свиты преобладают лавы андезитового и дацитового состава. М. К. Бахтеев (1966, 1967) отмечает, что площади распространения калмакэмельской свиты в этом районе повсеместно совпадают с центрами вулканической деятельности. При этом мощность вулканических пород в этих местах может достигать 1200 *м*, уменьшаясь в стороны от вулканических центров до 100 *м*. Возраст свиты в Токрауской и Северо-Прибалхашской впадинах на основании анализа остатков ископаемой лепидофитовой и ангароптеридиевой флор принят как намюрский — первая половина среднекаменноугольного отдела (Кошкин, Радченко, 1965).

Перед отложением следующей керегетасской свиты на границе башкирского и московского веков среднего карбона на большей части северного и северо-восточного Прибалхашья, как отмечает В. Я. Кошкин (1963), произошло общее поднятие и размыв вулканических образований. В связи с этим в большинстве мест породы керегетасской свиты залегают на подстилающих с размывом и часто с угловым несогласием.

В Токрауской впадине в составе керегетасской свиты преобладают лавы и пирокласты липаритового и дацитового состава (Кепежинскас, 1969). Среди пирокластических пород широко развиты игнимбриты и туфолавы. В южной части впадины, по данным М. К. Бахтеева (1966), керегетасская свита имеет двучленное строение. Нижняя толща состоит из чередующихся покровов лав, туфолав и пачек спекшихся туфов липаритового, трахилипаритового и дацитового состава, а также андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. В верхней толще резко преобладают лавы и игнимбриты трахилипаритового и трахидацитового состава. Мощность свиты достигает 1500 *м* вблизи от вулканических центров и сокращается вдали от них до 100 *м*.

Северо-Прибалхашская впадина в керегетасское время характеризовалась сложной фациальной зональностью, на которую впервые обратил внимание В. Я. Кошкин (1963). На севере впадины в горах Жорга и Кары-Озек В. Я. Кошкин расчленил керегетасскую свиту на нижнюю подсвиту, сложенную андезитовыми, трахиандезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, и верхнюю, представленную грубыми литокластическими туфами, туфобрекчиями и игнимбритами липаритового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава.

В Баканас-Алакульской впадине керегетасская свита слагает нижнюю часть комплекса выполняющих ее верхнепалеозойских образований и повсеместно с резким несогласием залегает на подстилающих породах среднего и верхнего девона. По данным А. А. Розенкранца (1957), свита представлена здесь очень мощной (около 2800—3000 *м*) толщей часто чередующихся туфов и лав липаритовых порфиров и андезитовых порфиритов, а также мелкозернистых песчаников и алевролитов, обычно приуроченных к верхам свиты. Керегетасская свита на основании изучения остатков ископаемых растений (Кошкин, Радченко, 1965) относится ко второй половине среднего карбона — верхнему карбону.

Более высокие горизонты разреза верхнепалеозойских отложений в Северном Прибалхашье выделяются под названием архарлинской свиты. Породы архарлинской свиты залегают, как правило, несогласно на разных горизонтах керегетасской, калмакэмельской и каркаралинской свит, а иногда и на породах нижнекаменноугольного складчатого комплекса. Они представлены главным образом спекшимися туфами и другими пирокластическими породами, реже лавами липаритового состава, залегающими очень полого и слагающими внутренние участки отдельных брахисинклиналей и мульд. В. Я. Кошкин (1963) отмечает, что наиболее типичный разрез этой свиты описан в горах Архарлы, где ее нижнюю часть слагают грубые туфобрекчии и туфы кислого состава, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туффитами и туфопесчаниками. Эта толща отличается четкой слоистостью и достигает мощности 600—

650 *м*. Верхняя часть свиты образована мощными пачками литокристаллокластических туфов, туфобрекчий и игнимбритов липаритового и липарито-дацитового состава, дацитов и игнимбритоподобных туфов андезитового состава. Мощность верхней толщи 670 *м*.

В Баканас-Алакульской впадине стратиграфическими аналогами архарлинской свиты являются колдарская и кызылкинская свиты, выделенные А. А. Розенкранцем (1957). Колдарская свита сложена пестроокрашенными туфами и лавами липаритов, дацитов и андезитов, содержащими прослои алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность этой свиты — 550 *м*. Выше залегает кызылкинская свита, сложенная липаритовыми порфирами, туфолавами и туфоагломератами кислого состава с прослоями песчаников и алевролитов, которые начинают преобладать в верхней части свиты. Мощность свиты достигает 500—600 *м*. Возраст архарлинской свиты и ее аналогов по остаткам растений устанавливается как верхний карбон — нижняя пермь (Кошкин, Радченко, 1965).

Более молодой верхнепермский — нижнетриасовый комплекс вулканогенных пород развит главным образом в Баканас-Алакульской впадине, где он залегает несогласно на подстилающих образованиях. Нижняя часть комплекса сложена базальтами, трахибазальтовыми и андезитовыми порфиритами, туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями с прослоями граувакковых песчаников (Кумпан и др., 1969). В низах этой толщи отмечены маломощные прослои кремнистых и доломитизированных известняков, содержащих филлиподы татарского яруса верхней перми. Мощность базальтовой толщи составляет 1500—1600 *м*. В. Я. Кошкин (1969) аналогичные образования выделяет под названием курайлинской свиты.

Выше, по данным А. С. Кумпана и др. (1969), залегает бериктасская свита, состоящая из трахитовых и трахито-липаритовых порфиров, а также дацитовых и андезитовых порфиритов с горизонтами кислых туфолав и туфов липаритового состава (200 *м*). По-видимому, одновременно с накоплением пород бериктасской свиты внедрялись и силлы трахитовых и трахилипаритовых порфиров. Бериктасская свита на основании ее стратиграфического положения, а также радиологических определений возраста слагающих ее пород относится большинством исследователей к нижнему триасу.

Особое место среди впадин Северного Прибалхашья занимает Саякская синклиналь, наложенная на Балхашский антиклинорий. Структура и стратиграфия слагающих ее верхнепалеозойских отложений детально изучены В. Я. Кошкиным (1963) и В. Г. Трифоновым (1967).

Разрез отложений Саякской синклинали, включающий образования верхневизейского и намюрского ярусов нижнего карбона, всего среднего и верхнего карбона и перми, резко отличается от разрезов соседних Токрауской, Северо-Прибалхашской и Баканас-Алакульской впадин благодаря преобладанию терригенных, существенно вулканомиктовых и туфогенных пород, которые в большинстве случаев отлагались в морской обстановке. Другая особенность стратиграфического разреза Саякской синклинали — сокращенная мощность, по сравнению с соседними вулканическими впадинами, как всего разреза верхнего палеозоя, так и отдельных слагающих его свит.

Таким образом, в Северном Прибалхашье развиты два типа разрезов верхнепалеозойских орогенных образований: вулканогенные, свойственные Токрауской, Северо-Прибалхашской и Баканас-Алакульской впадинам, и осадочные, терригенные, типичные для Саякской синклинали и других наложенных мульд Балхашского антиклинория. Указанные два типа разреза пространственно разобщены, хотя и расположены в пределах одной и той же складчатой геосинклинальной области. Это позволяет проследить, с одной стороны, особенности проявления и эволюции

вулканических процессов, не замаскированные накоплением терригенно-осадочных пород, а с другой, выявить в относительно чистом виде основные черты верхнепалеозойской осадочной орогенной седиментации в этой области.

Магматические образования

Характеристика магматических пород Северного Прибалхашья облегчается благодаря специальным петрологическим исследованиям, выполненным Т. В. Перекалиной (1963, 1966) применительно к позднепалеозойскому гранитоидному магматизму и В. В. Кепежинскас (1969), детально изучившей петрографию и петрохимию продуктов позднепалеозойского вулканизма. Кроме того, существует обширная литература (Кошкин, 1963, 1969; Коптева, 1966; Авдеев, 1969; Абдурахманов, Лялин, 1969; Перекалина и др., 1969; и др.), посвященная описанию многочисленных вулканических построек и реликтов вулканических аппаратов, а также кальдер проседания и кольцевых вулкано-плутонических структур в верхнепалеозойских отложениях Северного Прибалхашья.

В. В. Кепежинскас использовала статистические методы обработки большого петрографического материала и показала, что вулканические породы андезито-дацитовой и дацито-липаритовой групп чрезвычайно сходны независимо от того, в каких частях разреза верхнего палеозоя они находятся. Некоторым исключением из этого правила являются лишь кислые дацито-липаритовые породы калмакэмельской свиты, которые отличаются несколько повышенной щелочностью.

В целом, в составе позднепалеозойского комплекса вулканических, в том числе и экструзивно-субвулканических, пород выделяются две главные группы: 1) липаритового и трахилипаритового, реже дацитового и 2) андезитового и андезито-базальтового состава.

Среди первой группы существенно кислых пород по фациальной принадлежности выделяются лавы, вулканогенно-обломочные породы и очень своеобразные по происхождению и структурно-текстурным признакам игнимбриты и туфолавы. Если лавы образуют не только покровы, но и различные субвулканические тела, то остальные разновидности кислых вулканических пород образуют стратифицированные толщи.

Наиболее широко распространены среди пород описываемой группы липаритовые порфиры, среди которых выделяются флюидальные, пемзовидные и массивные разновидности.

Не менее распространены и разнообразные лавовые и туфовые брекчии и туфы липаритовых порфиров. Среди туфов выделяются пепловые и зернистые разности, причем последние представляют собой самую распространенную разновидность пирокластических пород. Почти все зернистые туфы являются кристаллокластическими. По гранулометрическому составу они подразделяются на мелко- и крупнообломочные. Обычно они образуют мощные линзовидные пласты или пачки пластов. Туфовые брекчии липаритового состава чаще всего распространены близ центров извержений. При более или менее однородном петрографическом составе они отличаются угловатой формой обломков и отсутствием заметной слоистости и сортировки обломочного материала.

Игнимбриты развиты очень широко и присутствуют как в виде стратифицированных образований, составляющих нередко мощные пачки и толщи, так и среди пород, слагающих жерла вулканов. Они имеют преимущественно липаритовый и трахилипаритовый, реже дацитовый состав, характеризуются специфической флюидальной линзовидной текстурой и постоянно содержат крупные кристаллокласты полевых шпатов, слюды и кварц.

Резко подчиненное положение занимают породы дацитового состава, которые встречаются в виде отдельных горизонтов и линз среди вулкани-

гов липаритового состава. Они представлены в основном туфами, туфолавами и переотложенными туфами.

Трахилипаритовые порфиры, их лавы, брекчии и туфы обычно наблюдаются в виде маломощных горизонтов среди липаритовых пород. Нередко они слагают также рвущие субвулканические, в том числе жерловые, тела. Лишь в Баканас-Алакульской впадине в самых верхах разреза, по-видимому в его нижнетриасовой части, трахилипаритовые порфиры, трахидациты и трахиты слагают не только мощные экструзивные и субвулканические тела, но и лавовые покровы значительной мощности.

Группа андезитовых и андезито-базальтовых пород представлена андезитовыми порфиритами, андезитовыми лавовыми брекчиями, туфами андезитовых порфиритов и андезитовыми туфовыми брекчиями.

Наиболее распространены лавы андезитовых порфиритов, которые отличаются большим разнообразием структурно-текстурных особенностей и состава вкрапленников. По составу вкрапленников выделяются пироксен(авгит)-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и плагиоклазовые андезитовые порфириты. Все эти разновидности встречаются в одних и тех же разрезах и чередуются между собой. Наиболее широко развиты пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты. Часто они обладают миндалекаменной текстурой.

Лавовые брекчии андезитовых порфиритов имеют тот же состав, что и лавы, но отличаются обломочной структурой — угловатые обломки андезитовых порфиритов, реже более кислых пород, сцементированы в них лавой андезитового состава.

Туфы андезитовых порфиритов состоят из мелких угловатых обломков андезитовых лав и осколков плагиоклазов, пироксенов и роговых обманок, причем обломки пород и минералов резко преобладают над цементирующей массой из рыхлых туфовых продуктов.

Андезитовые туфовые брекчии отличаются от туфов тем, что в них туфы андезитовых порфиритов цементируют крупные обломки и глыбы андезитовых, реже дацитовых лав, очень неравномерно распределенные.

Породы дацитового состава, хотя и встречаются в составе группы андезитовых пород, занимают в ней подчиненное положение. Они представлены главным образом туфами и туфовыми брекчиями, реже лавами.

Андезито-базальтовые порфириты в среднекаменноугольной части разреза представлены гиперстеновыми и гиперстен-авгитовыми разностями. В пермской части разреза отмечается появление базальтовых и трахибазальтовых порфиритов с вкрапленниками оливина.

Одновременно с мощными проявлениями орогенного вулканизма в Северном Прибалхашье происходили многократные интрузии, породы которых объединены в ряд комплексов.

По данным М. К. Бахтеева, В. С. Попова, Т. В. Перекалиной и других исследователей, здесь выделяются карабулакский комплекс среднезернистых плагиогранитов и адамеллитов визейского возраста и среднекаменноугольный топарский комплекс, к которому относятся крупные многофазные батолитообразные плутоны, главная интрузивная фация которых представлена плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В. С. Попов (1967) отмечает, что топарский комплекс формировался в эпоху общего поднятия и замыкания герцинской структуры Токрауского синклинория. Т. В. Перекалина (1966) также относит породы топарского комплекса к позднеорогенной габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации, завершающей эпоху главной складчатости.

Более молодые интрузивные комплексы Северного Прибалхашья (кокдомбакский, калдырминский, джагсытагалинский и акчатауский) Т. В. Перекалина относит к посторогенным интрузивным формациям, которые характеризуются широким площадным распространением и генетически, по-видимому, тесно связаны с одновозрастными вулканическими сериями.

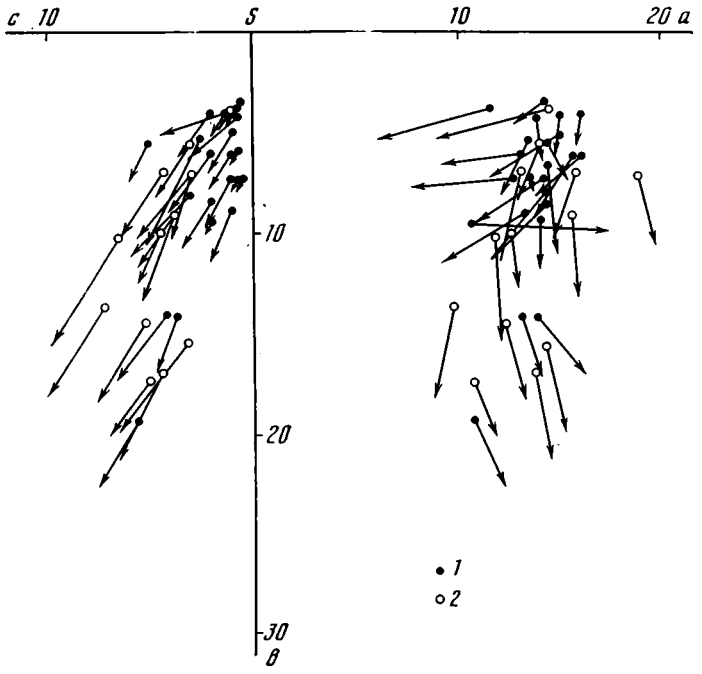


Рис. 32. Составы позднепалеозойских вулканических пород Северного Прибалхашья на диаграмме А. Н. Заварицкого

1 — ранне-среднекаменноугольные породы каркаралинской и калмакэмельской свит; *2* — средне-позднекаменноугольные и нижнепермские породы керегетасской, архарлинской и кызылкинской свит

Кокдомбакский комплекс, по данным В. С. Попова (1967), образован кварцевыми диоритами и гранодиоритами (I фаза), адамеллитами, кварцевыми сиенито-диоритами и граносиенитами (II фаза) и мелкозернистыми гранитами и граносиенитами (III фаза). Для него характерны мелкие трещинные тела, пространственно тяготеющие к эффузивам керегетасской свиты и участвующие в строении вулкано-тектонических депрессий. Калдырминский комплекс сложен биотитовыми, аляскитовыми и щелочными гранитами, которые прорывают эффузивы керегетасской свиты и гранитоиды кокдомбакского комплекса, но в свою очередь прорываются гранитами и жильными телами перми. К джаксытагалинскому комплексу относятся линейные и кольцевые дайковые поля, образованные дайками основного и среднего состава, гранодиорит- и гранит-порфиров, а также наиболее поздними дайками диорит-порфиритов и габбро-диабазов. Дайки джаксытагалинского комплекса пересекают все верхнепалеозойские эффузивы, включая архарлинскую свиту, но прорываются гранитами пермского акчатауского комплекса. Акчатауский комплекс представлен лейкократовыми гранитами, слагающими штокообразные массивы, во многих случаях связанные с вулканическими центрами керегетасского и архарлинского времени.

Изучение петрохимического состава всех групп вулканогенных пород позднего палеозоя (Бахтеев, 1967; Кепежинскас, 1969; Гаек, 1969а, б и др.) и одновозрастных интрузивных пород (Перекалина, 1966; Попов, 1967; Тимофеева, 1973 и др.) показало, что почти все они принадлежат щелочноземельному ряду (рис. 32), тогда как позднепермские и триасовые вулканические образования отличаются повышенной щелочностью и должны рассматриваться как представители субщелочной или даже щелочной вулканической серии (Кумпан и др., 1969; Азбель и др., 1971; Стеркин, Ковалевский, 1966).

Следует обратить внимание на то, что А. М. Курчавов (1970а, б) установил повышенную щелочность раннепермских вулканических пород на севере Токрауской впадины, в районе оз. Карасор. Развитые там вулканиты трахибазальтового и трахилипаритового состава характеризуются высоким содержанием калия и относятся к породам субщелочного типа. Это свидетельствует о том, что позднепалеозойские щелочноземельные вулканиты Северного Прибалхашья сменяются субщелочными и щелочными не только по вертикали, но и по латерали.

Сравнение особенностей петрографического состава и химизма пород дацито-липаритовой и андезито-базальтовой групп привело всех перечисленных выше исследователей к единодушному выводу о том, что породы каждой из этих групп являются продуктами различных магм — андезитовой или андезито-базальтовой, с одной стороны, и липаритовой, с другой. Расхождения возникают лишь при оценке роли тех или иных процессов в образовании крупных масс вулканических пород андезитового состава. Так, В. В. Кепежинскас (1969) и М. К. Бахтеев (1967) главную роль в этом процессе отводят контаминации первичной базальтовой магмы сиалическим материалом. В. В. Кепежинскас (1969), в частности, рассматривает позднепалеозойские андезитовые и андезито-базальтовые породы в качестве производных толеитовой магмы, контаминированной сиалическим материалом, и относит их к гиперстеновой серии Х. Куно. Вместе с тем, О. М. Гаек (1969а, б) главной причиной образования пород андезитового ряда считает процессы дифференциации базальтовой магмы в промежуточных очагах. Внутрикоровое происхождение пород дацито-липаритовой группы признают без исключения все исследователи позднепалеозойского вулканизма Северного Прибалхашья.

Одной из главных особенностей наземного вулканизма Северного Прибалхашья является огромный интервал времени его проявления. Первые значительные наземные извержения произошли в визейское, возможно, в позднетурнейское время на крайнем западе Токрауской впадины (Гаек, 1969а, б). Наиболее поздние проявления наземного вулканизма имели место в конце поздней перми — начале триаса. Особенно широко они проявились на востоке Северного Прибалхашья, в зоне, примыкающей к хребтам Чингиз и Тарбагатай. На протяжении этого длительного времени масштаб и характер вулканизма, как и состав его продуктов неоднократно менялись, что нашло свое выражение в характерной для вулканических комплексов орогенного типа перемежаемости толщ вулканических пород различного состава — липаритового, дацито-липаритового, андезитового и андезито-базальтового,— которые обычно разделены поверхностями размыва. Естественно, что эта особенность строения позднепалеозойского — раннемезозойского вулканогенного комплекса была использована при его стратиграфическом расчленении, а некоторыми исследователями (Бахтеев, 1967; Гаек, 1969а, б; Кумпан и др., 1969) была положена в основу выделения различных формаций и субформаций, объем которых, однако, трактуется ими различно.

В настоящее время геологи, работающие в Центральном и Восточном Казахстане, активно обсуждают проблемы палеовулканологии, в том числе и вопрос о существовании многочисленных вулканических центров — вопрос, весьма важный в связи с палеовулканологическими реконструкциями различных вулканических построек типа щитовых вулканов или стратовулканов, вулканов центрального или трещинного типа, отдельных вулканических нагорий, вулкано-тектонических депрессий и кальдер проседания. Собраны и частично опубликованы данные, позволяющие уверенно говорить об очень широком развитии в позднепалеозойском вулканическом комплексе вулканических построек самых различных типов. В первую очередь следует выделить работы В. В. Коптевой (1964, 1966; Коптева, Щерба, 1963), А. В. Авдеева (1969), В. В. Кепежинскас (1969), В. Я. Кошкина (1963), М. К. Бахтеева (1966, 1967), О. М. Гаек

(1969а, б), в которых отмечены центры вулканических извержений для отдельных отрезков позднепалеозойского времени и детально описаны реликты различных вулканических аппаратов.

Наиболее характерными примерами вулканических аппаратов раннекаменноугольного времени могут служить выявленные О. М. Гаек (1969а, б) некки гор Акмай и Кинели, трещинные тела Борды, Косэ и некоторые другие. Однако в конце раннего и начале среднего карбона особенно широко были развиты вулканические центры типа трещинного асимметричного щитового вулкана, описанного В. Я. Кошкиным (1963) в горах Калмакэмель на юге Северо-Прибалхашской впадины. Аналогичные вулканические щиты в то время располагались также в горах Канжайляу, Каражал и в ряде других мест. Важной особенностью вулканической деятельности раннего карбона и начала среднего карбона является резкое преобладание вулканов трещинного типа и практически полное отсутствие, как это отмечает В. С. Попов (1967), четко очерченных вулкано-тектонических депрессий.

Средне-позднекаменноугольные и раннепермские вулканические центры Северного Прибалхашья, в отличие от ранне-среднекаменноугольных, в подавляющем большинстве представляли собой вулканические аппараты центрального типа, нередко насаженные на разломы. По-видимому, в связи с этим именно в позднепалеозойских вулканических толщах особенно широко развиты разнообразные вулкано-тектонические депрессии и центрально-кольцевые системы позднекаменноугольных и пермских интрузий, которые представляют собой глубокие срезы вулканических построек центрального типа.

Детальное изучение разрезов и фациальный анализ вулканических пород, слагающих Южно-Кызылтасскую, Шенгельбайскую, Коктомбакскую, Борлинскую, Жанетскую, Кызылдырскую, Майтасскую, Шанграктасскую, Белькудукскую и Жуанотобинскую позднепалеозойские мульды Токрауской впадины и Чубарайгырскую, Огузтаускую, Сарыобинскую и другие мульды Северо-Прибалхашской впадины, позволило В. В. Коптевой, М. К. Бахтееву, О. М. Гаек и другим исследователям рассматривать такие мульды в качестве типичных вулкано-тектонических депрессий и кальдер проседания. По описанию О. М. Гаек (1969а, б), эти структуры представляли собой изометричные циркообразные постройки с периферическим кольцом, сложенным вулканогенными породами, дававшими возвышенный рельеф, и центральной пониженной частью, занятой интрузивными образованиями, обычно комагматичными вулканитам, реже более молодыми. По мнению М. К. Бахтеева (1967), на месте каждой из таких мульд первоначально существовал крупный щитовой (по форме) вулкан, часто отличавшийся от аналогичных соседних вулканов типом и составом извержений. Размеры таких вулканов достигали нескольких десятков километров. По мере опорожнения магматического очага под вулканическим конусом по системе кольцевых трещин происходило обрушение центральной части вулканической постройки и возникала кальдера проседания, заполнявшаяся игнимбритами, туфолавами и спекшимися туфами.

Характерный пример таких вулкано-тектонических депрессий дают Чубарайгырская и Огузтауская мульды, детальное описание строения и истории формирования которых привела В. В. Коптева (1964, 1966, 1968). По-видимому, такие же вулкано-тектонические структуры, но на более глубоких срезах, описали А. В. Авдеев (1969) и Т. В. Перекалина (1963; Перекалина и др., 1969) в качестве центрально-кольцевых систем позднекаменноугольных, пермских и раннетриасовых гранитных интрузий, среди которых выделяются купола и кальдеры. Размеры этих структур в поперечнике колеблются от 15 до 30 *км*. Купола представляют собой сводообразные или многокупольные массивы пермских гранитов с аляскитами в центре, которые ограничены концентрическими и рассечены ради-

альными трещинами. К трещинам приурочены вторичные кварциты и тела гипабиссальных мелких интрузивных образований. Примером кальдерных структур является также система позднепалеозойских интрузивов Улькен-Кара-Куу и Жаман-Карабасская кальдера (Авдеев, 1969).

Подобно тому, как это имеет место в других позднепалеозойских впадинах варисцид Восточного Казахстана и Западной Европы, во впадинах Северного Прибалхашья на фоне чрезвычайно сложной фациальной изменчивости и колебаний состава вулканических продуктов в латеральном направлении, обусловленной существованием и одновременной деятельностью многочисленных самостоятельных вулканических центров, можно все же наметить некоторые общие тенденции развития позднепалеозойского вулканизма.

Прежде всего, четко намечаются два этапа развития вулканизма: поздневизейско-намюрско-среднекаменноугольный и средне-верхнекаменноугольный — пермо-триасовый. Оба этапа характеризовались пестрым составом продуктов извержений, изменявшихся от андезито-базальтов до липаритов и трахилипаритов, и сопровождались внедрением комагматичных гранитоидов. В конце каждого из этапов (в начале среднего карбона и в поздней перми) преобладали андезитовые и андезито-базальтовые породы при одновременном повышении щелочности в кислых дацито-липаритовых покровных и экструзивных образованиях. В отношении позднепермских и раннетриасовых пород конца второго этапа эту важную особенность уже давно подметил А. А. Розенкранц (1957), выводы которого подтверждены последними исследованиями А. С. Кумпана, Г. Л. Добрецова и К. В. Митрофановой (1969). В. В. Кепежинскас (1969) убедительно показала повышенную щелочность дацито-липаритовых пород среднекаменноугольной калмакэмельской свиты, по сравнению с более древними визе-намюрскими и более поздними средне-позднекаменноугольными и раннепермскими породами дацит-липаритового состава.

Учитывая все это, а также опираясь на сходство состава, пространственную и возрастную близость позднепалеозойских эффузивных и интрузивных пород, В. С. Попов (1967) выделяет в Северном Прибалхашье ранне-среднекаменноугольную — синорогенную и средне-позднекаменноугольную — пермскую — посторогенную вулкано-плутонические ассоциации. Для этих ассоциаций характерно то, что на ранних этапах их формирования главная роль принадлежит эффузивам, а на поздних — крупным массам плутонических (интрузивных) пород гранитоидного ряда. Однако в синорогенной ассоциации гранитоиды представлены существенно плагиоклазовыми типами (плагиогранитная и габбро-диорит-гранодиорит-гранитная формации), тогда как в посторогенной развиты калиевые разности (биотитовые и аляскитовые граниты монцонитоидной и гранитной формаций).

Другая особенность развития позднепалеозойского вулканизма Северного Прибалхашья связана с миграцией вулканизма и комагматичного интрузивного магматизма во времени и пространстве, на что уже обратили внимание Т. В. Перекалина (1966) и Ю. И. Лялин (1971). Наиболее ранний наземный вулканизм в визе-намюре проявился на западе Северного Прибалхашья в основном в западной, юго-западной и северной частях Токрауской впадины и на западе Северо-Прибалхашской впадины. Значительно шире были площади активного проявления наземного вулканизма во второй половине намюра — раннем карбоне. Он распространился в центральные и восточные части Токрауской впадины и охватил всю центральную и северо-восточную части Северо-Прибалхашской впадины. С этими же районами пространственно связаны массивы интрузивных пород среднекаменноугольного топарского комплекса, гранитоидов. Во второй половине среднего карбона и в позднем карбоне наземный вулканизм распространился еще дальше к востоку, захватив

территорию Баканас-Алакульской впадины, на которой до этого момента сколько-нибудь существенного наземного вулканизма не было. Среднепозднекаменноугольный, а затем пермский и раннетриасовый вулканизм наиболее широкое и мощное развитие получили именно на востоке Северного Прибалхашья, тогда как на западе вулканические проявления этого возраста либо отсутствовали, либо были локализованы близ отдельных изолированных вулканических центров. Точно так же гранитоидный магматизм позднего карбона и перми наиболее мощно представлен на востоке Северо-Прибалхашской и в Баканас-Алакульской впадине, тогда как на остальной территории он проявился значительно слабее. При этом, например, в пермское время на востоке внедрялись кварцевые диориты и гранодиориты ранних фаз герцинского гранитного магматизма, а на западе, в Токрауской впадине,— биотитовые граниты более поздних фаз.

Структура

Токрауская, Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская впадины представляют собой огромные плоские и изометричные тектонические депрессии, в ограничении которых большую роль играют крупные разломы или системы разломов. Особенно важна зона субмеридионального Карадон-Темиршинского (или Центрально-Казахстанского) разлома, который на севере отделяет Токраускую впадину от Акбастауского антиклинория каледонской зоны Чингиза, а южнее служит границей раздела Токрауской и Северо-Прибалхашской впадин, превращаясь еще далее к югу в рубеж между Северо-Балхашским антиклинорием на западе и Северо-Прибалхашской впадиной на востоке. Очень важен и другой разлом, ограничивающий с северо-востока Северо-Прибалхашскую и Баканас-Алакульскую впадины и известный под названием Керегежалтского разрыва в своей северо-западной части и Аягуз-Урдаарского в юго-восточной. С юго-запада Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская впадины отделены Барлык-Алакольским разломом (на юго-востоке) и Джунгарским (на северо-западе). Наконец, Токрауская впадина на западе отделена Уралбайской зоной разломов северо-западного и северо-восточного простирания от каледонских структур Тектурмаского, Жаман-Сарысуйского и Атасу-Моинтинского антиклинориев и расположенных между ними Успенского, Акжал-Аксоранского и Акбастауского синклинориев.

Фундамент рассматриваемых впадин не одинаков по строению и возрасту. Южная часть Токрауской впадины подстилается на западе рифейскими и нижнепалеозойскими геосинклинальными, девонскими и нижнекаменноугольными орогенными комплексами каледонид, центральная и восточная части — девонскими и нижнекаменноугольными доверхневизейскими дислоцированными образованиями варисцийского геосинклинального комплекса. Северная часть впадины практически полностью располагается на ранневарисцийском складчатом комплексе. То же отмечается и в Северо-Прибалхашской впадине с той лишь разницей, что северная часть впадины (к северу от Калмакэмельской синклинали) покоится на ранневарисцийском складчатом доверхневизейском фундаменте, а южная часть (Калмакэмельская и Саякская синклинали) развивалась унаследованно по отношению к варисцийскому Северо-Балхашскому геосинклинальному прогибу, не испытавшему здесь складчатости (Трифонов, 1967; Кошкин, 1969). Судя по отдельным горстовым выступам, фундамент Баканас-Алакульской впадины сложен ранневарисцийским складчатым комплексом, однако данных о нем еще очень мало.

Токрауская, Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская впадины на обширных площадях характеризуются практически горизонтальным залеганием вулканических толщ верхнего палеозоя, которое нарушается разломами, обусловившими общую крупноблоковую структуру

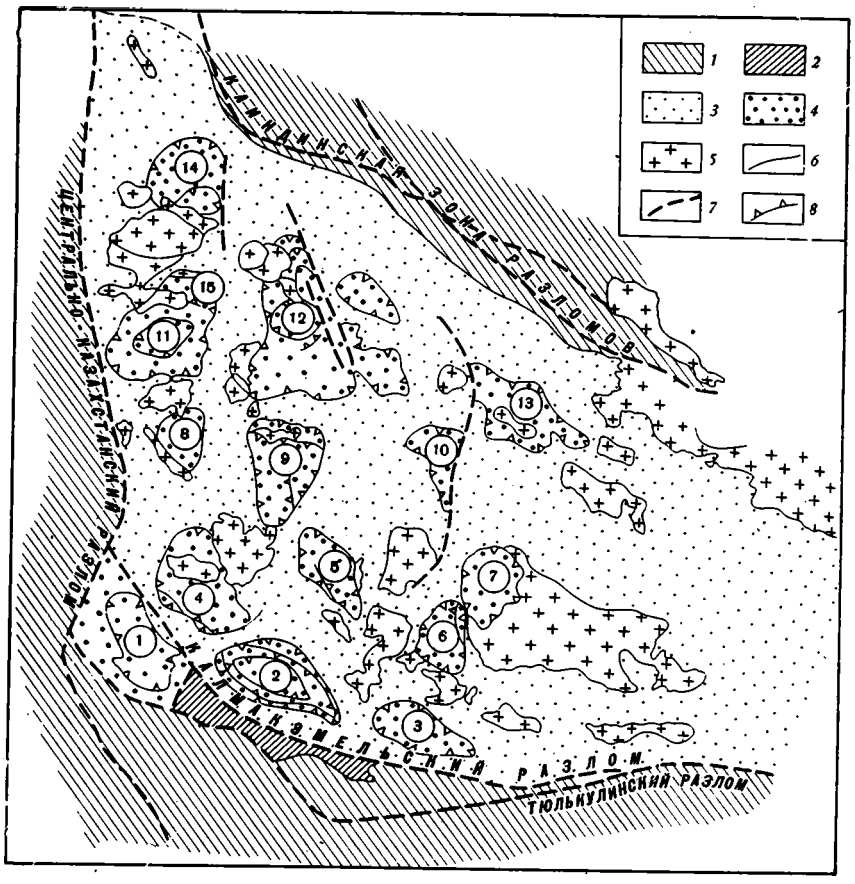


Рис. 33. Структурно-геологическая схема Северо-Прибалхашской впадины, по В. В. Коптевой (1974).

1 — среднепалеозойские отложения Балхашского и Чингизского антиклинориев; *2* — верхнепалеозойские отложения Балхашского антиклинория; *3* — верхнепалеозойские отложения Северо-Прибалхашской впадины; *4* — то же, в пределах глубокопрогнутых мелких мульд, синклиналей и вулкано-тектонических депрессий; *5* — позднепалеозойские гранитоиды; *6* — геологические границы; *7* — крупные разломы; *8* — границы мульд, синклиналей и вулкано-тектонических депрессий. Мульды, синклинали и вулкано-тектонические депрессии (цифры на схеме): *1* — Сайкалинская, *2* — Калмакэмельская, *3* — Кокдалинская, *4* — Кызылтасская, *5* — Ушкызыльская, *6* — Южно-Котанэмельская, *7* — Музамбельская, *8* — Елтакоринская, *9* — Караирекская, *10* — Архарлинская, *11* — Чубарайгырская, *12* — Огузтауская, *13* — Сарыобинская, *14* — Ушкаинская, *15* — Тыскызыльская

(рис. 33). Пологое залегание стратифицированных вулканических толщ во многих местах осложнено вулкано-тектоническими структурами — мульдообразными кальдерами проседания, вулкано-куполами, кольцевыми структурами и т. д.,— которые, как правило, связаны с центрами кислого вулканизма.

В. Я. Кошкин (1963), И. Г. Щерба (1966, 1970) и В. Г. Трифонов (1967) показали, что структура Токрауской и Северо-Прибалхашской впадин в ряде мест все же осложнена, хотя и крайне неравномерно, отдельными складками, тектоническая природа которых не вызывает сомнения, и разбита многочисленными разломами. К таким складкам относятся, например, Саякская (рис. 34), Кусакская, Желтауская, Калмакэмельская (рис. 35), Сайрыкпинская, Музбельская и Ушкызыльская синклинали и Ащиозекская антиклиналь, вытянутые в субширотном и северо-западном направлениях, а также весьма своеобразные Тастыская

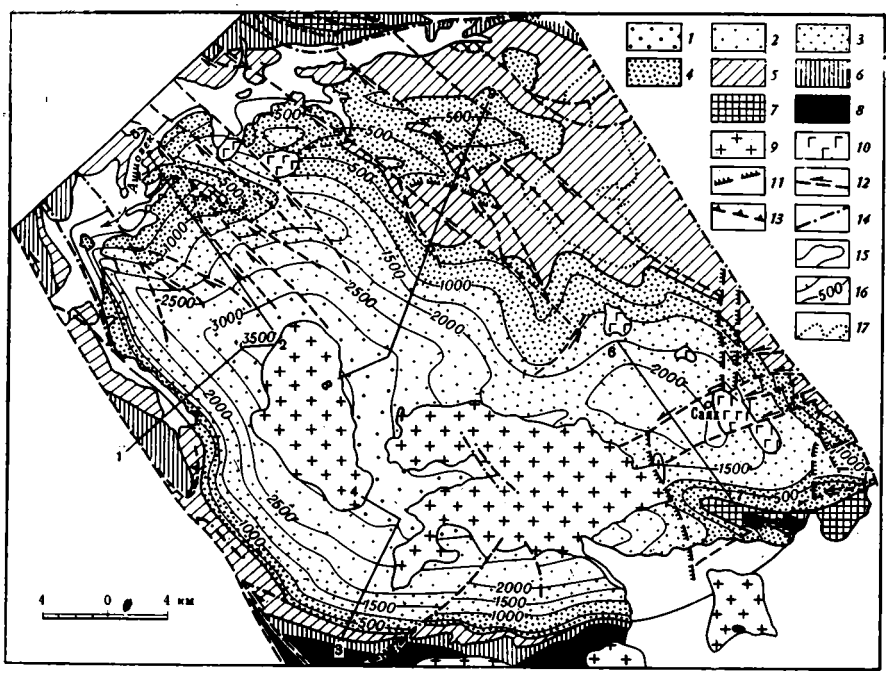


Рис. 34. Структурная карта Саякской синклинали, по В. Г. Трифонову (1967)

Отложения: *1—4* — визейско-пермские (их подошва на глубине): *1* — свыше 3000 *м*, *2* — 2000—3000 *м*, *3* — 1000—2000 *м*, *4* — до 1000 *м*, *5* — фаменско-турнейские, *6* — девона без фаменского яруса; граниты и гранодиориты: *7* — верхнесилурийские, *8* — нижнепалеозойские, *9* — позднепалеозойские, *10* — позднепалеозойские диориты; *11—14* — разрывы (крупные нарушения выделены жирными линиями): *11* — сбросы, *12* — сдвиги, *13* — надвиги, *14* — разрывы с невыясненным характером перемещения; *15* — границы стратиграфических комплексов; *16* — стратоизогипсы подошвы визейско-пермских отложений (проведены через 500 *м*); *17* — маркирующие горизонты

и Котырасанская грабен-синклинали, приуроченные к крупным разломам на границах Балхашского антиклинория с Токрауской и Северо-Прибалхашской впадинами. Отмечаются и более мелкие дислокации в виде ступенчатых складок, грабенов, сдвигов, сбросов, надвигов и взбросов и связанных с ними совсем мелких приразломных складок.

Перечисленные складки детально изучены В. Г. Трифоновым (1967). Все они нелинейны, относятся к типу асимметричных коробчатых складок размерами 6—20 *км* по ширине и 10—35 *км* по длине и образованы наклонными флексурами или пологими моноклиналями, так что каждая складка по форме часто близка одностороннему, реже двустороннему грабену, причем флексура соответствует разрыву такого грабена. Слои на крутых, обычно южных крыльях таких складок наклонены под углом 45—50°, тогда как на пологих — под углом 10—20°. В месте сочленения крутого и пологого крыльев таких складок слои часто образуют совсем пологое ядро или центриклинальное замыкание. К крыльям таких складок, осложненных флексурами, нередко приурочены центры вулканических извержений среднего состава, как это наблюдается, например, на северном крыле Калмакэмельской синклинали.

Лучше других изучена структура Северо-Прибалхашской впадины. Как показала И. Г. Щерба (1966, 1970), эта впадина, если ее рассматривать в самом общем виде, имеет асимметричное ступенчатое строение. Пологий северный и северо-восточный борт впадины, в ряде мест накладывающийся на каледонский складчатый фундамент, в том числе на сложно построенную Каиндинскую зону Чингизского антиклинория, системой продольных северо-западных разломов расчленен на ряд ступе-

ней, последовательно погружающихся в южном направлении. Наиболее прогнутая часть Северо-Прибалхашской впадины отчетливо смещена к ее южному краю и приурочена к районам Калмакэмельской и Саякской синклиналей, т. е. к той части впадины, в которой седиментация орогенного этапа без перерыва продолжала геосинклинальную седиментацию девона и раннего карбона. Мощность накопившихся здесь верхнепалеозойских пород (существенно вулканических в Калмакэмельской синклинали и терригенных вулканомиктовых в Саякской синклинали) в два раза превышает мощность таких же образований на остальной площади впадины. Асимметричное строение с пологим северным и крутым флексурообразным южным бортом свойственно не только всей Северо-Прибалхашской впадине в целом, но и отдельным частным конседиментационным структурам второго порядка — Калмакэмельской и Саякской синклиналям, разделенным Ащиозекской антиклиналью.

И. Г. Щерба (1966) и В. Г. Трифонов (1967) связывают особенности распределения конседиментационных тектонических и вулкано-тектонических структур Северо-Прибалхашской впадины с фациальной зональностью верхнепалеозойских образований и указывают, что зоны, в которых наземный вулканизм имел андезито-базальтовый или андезито-дацитовый состав, или где происходила терригенная седиментация, испытывали дифференцированное конседиментационное прогибание. Это, в свою очередь, обусловило формирование удлиненных и сопряженных конседиментационных синклиналей и антиклиналей. Там же, где вулканизм имел кислый состав, проседали лишь отдельные изометричные участки над изолированными магматическими очагами, на месте которых образовались депрессии вулкано-тектонического типа. При этом, как

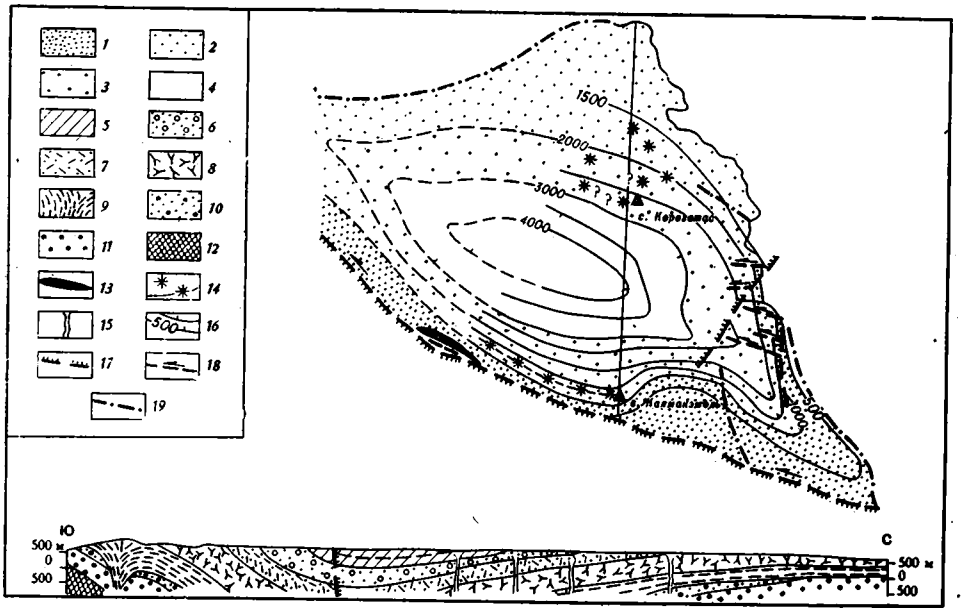


Рис. 35. Структурная схема и геологический разрез Калмакэмельской синклинали, по В. Г. Трифонову (1967)

1—4 — визейско-пермские отложения на схеме (их подошва на глубине): *1* — до 1000 *м*, *2*—1000—2000 *м*, *3*—2000—3000 *м*, *4* — свыше 3000 *м*; *5—11* — визейско-пермские отложения на разрезе: *5—6* — толщи керегетасской свиты: *5* — верхняя, *6* — нижняя; *7—10* — отложения калмакэмельской свиты: *7* — толща Г, *8* — толща В, *9* — толща Б, *10* — толща А; *11* — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; *12* — турнейские отложения; *13* — субвулканическое тело кварцевого порфира; *14* — вулканы и трещины, по которым происходили извержения (на схеме); *15* — то же (на разрезе); *16* — стратоизогипсы подошвы визейско-пермских отложений; *17* — сбросы; *18* — сдвиги; *19* — разрывы с невыясненным характером перемещения

подчеркивает И. Г. Щерба (1966, 1970), тектоническим конседиментационным структурам было свойственно длительное унаследованное развитие, тогда как вулкано-тектонические депрессии представляли собой структуры наложенного типа, отличались коротким периодом развития и каждый раз возникали на новом месте. К аналогичным выводам относительно распределения вулкано-тектонических впадин в пределах южной части Токрауской впадины пришел М. К. Бахтеев (1967).

История развития и формации

Большинство исследователей (Кошкин, 1963, 1969; Асатуллаев и др., 1965; Щерба, 1966, 1970; Бахтеев, 1967; Трифонов, 1967; Гаек, 1969б) заложение системы позднепалеозойских вулканических впадин Северного Прибалхашья связывают с серединой визейского века раннего карбона, т. е. с временем проявления мощной фазы складчатости, охватившей большую часть площади варисцийских геосинклинальных прогибов на севере Джунгаро-Балхашской системы. Некоторым исключением в этом отношении является южная часть Токрауской впадины, где орогенный вулканизм, продукты которого резко несогласно наложились на различные комплексы докембрия, ордовика и девона, начался несколько раньше (в раннем визе и в турне), что сближает эту зону с Илийской впадиной. Тем не менее и здесь орогенные вулканические толщи турнейского и ранневизейского возраста также испытали средневизейские складчатые деформации.

В результате тектонических движений среднего визе вся территория Северного Прибалхашья стала развиваться в условиях орогенного режима, который выражался в массовом проявлении наземного базальто-андезито-дацито-липаритового вулканизма и в накоплении молассовых вулканомиктовых толщ в депрессионных зонах типа Саякской синклинали. Весьма важным для этого периода геологической истории Северного Прибалхашья было и то обстоятельство, что на юге и юго-востоке Джунгаро-Балхашской области в это время существовали и активно прогибались еще не замкнувшиеся Токрауский (Северо-Джунгарский) и Бороталинский прогибы, в которых происходила геосинклинальная терригенная седиментация.

Вещественным доказательством орогенного этапа, начавшегося в Северном Прибалхашье, могут служить молассовые пестроцветные толщи среднего визе, резко несогласно налегающие на дислоцированные породы турне и нижнего визе и отличающиеся специфическим парагенезом пород. В состав этого парагенеза входят валунные, средне- и мелкогалечные полимиктовые конгломераты, гравелиты, косослоистые полимиктовые песчаники, содержащие прослои алевролитов, аргиллитов и углистых сланцев, редко — пропластки зольных углей. Отложения среднего визе могут рассматриваться в качестве *нижней молассы*, указывающей время варисцийских складчатых деформаций в фундаменте Токрауской и Северо-Прибалхашской впадин. Однако, если не считать Саякскую, самую южную часть Северо-Прибалхашской впадины, где нижняя моласса совершенно согласно надстраивает ряд геосинклинальных терригенных формаций и представлена накоплениями прибрежно-морского аллохтонного типа, эта нижняя молассовая формация весьма слабо развита в Северном Прибалхашье. По-видимому, это было связано здесь, прежде всего, с массовым наземным вулканизмом в позднем визе и в последующее время. Действительно, уже в средневизейской молассовой толще (кемельбекская свита) появляются отдельные покровы андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров, которые в более верхних частях разреза — в каркаралинской и особенно в калмакэмельской свитах — начинают доминировать. Более или менее мощные пачки терригенных от-

ложений молассового облика наблюдаются среди вулканических образований каркаралинской свиты только в пределах Калмакэмельской синклинали и уже совсем слабо развиты среди вулканических пород калмакэмельской свиты намюра — башкирского яруса среднего карбона.

Таким образом, на протяжении второй половины визе, в намюрском и башкирском веках на большей части Северного Прибалхашья формировался очень характерный комплекс пород, в котором тесно переплетались продукты наземного андезитового и дацито-липаритового вулканизма и обломочные породы молассового типа, накапливавшиеся в континентальной или прибрежно-морской обстановке. Подобный комплекс пород здесь, как и в других варисцийских складчатых областях, мы выделяем под названием *вулканогенно-молассового*. Главное место в нем занимает вулканогенная наземная *андезито-дацито-липаритовая формация*, которая в большинстве мест может быть разделена на две субформации — нижнюю дацито-липаритовую, охватывающую верхнее визе — намюр, и верхнюю — андезитовую. Соотношения отдельных вулканических субформаций очень условны, так как нередко отмечаются латеральные переходы андезитовой субформации в дацито-липаритовую, иногда сопровождающиеся образованием промежуточных андезито-дацитовых парагенезов, которые с полным правом также можно рассматривать в качестве отдельных субформаций. Сложная картина переплетения в пространстве андезитовых и дацито-липаритовых субформаций хорошо видна на составленных И. Г. Щербой (1966) картах фаций и мощностей времени накопления каркаралинской и калмакэмельской свит. Обращает внимание и тот факт, что во время формирования каркаралинской свиты излияния лав андезитового и андезито-базальтового состава были сосредоточены в зонах широтного простирания, а кислого — в меридиональных. Различные по составу продукты вулканических извержений из пространственно разобщенных вулканических центров нередко отлагались совместно, особенно при накоплении туфогенных пород.

Характеризуя в целом наземную андезито-дацито-липаритовую формацию верхнего визе, намюра и башкирского яруса, напомним, что она представлена сложными парагенетическими сочетаниями лав, пирокластов (игнимбриты, спекшиеся туфы, туфовые брекчии, литокристаллокластические и переотложенные грубые и тонкие туфы) и лавобрекчий, а также прорывающих их разнообразных субвулканических тел, которые все вместе либо образуют довольно мощные (сотни метров) толщи андезитового или дацито-липаритового состава, либо отличаются сложным переплетением в пространстве пород различного состава. Общая мощность формации достигает 2500—3500 *м*. Все вулканические породы по составу относятся к нормальной щелочноземельной серии, хотя кислые дацито-липаритовые разности в верхах формации имеют несколько повышенную щелочность.

Лишь на крайнем юге Северо-Прибалхашской впадины, в Саякском районе, в составе вулканогенно-молассового комплекса верхнего визе, намюра и башкирского яруса господствующее положение занимают *нижние морские молассы*, в значительной мере аллохтонные. Со стратиграфическим перерывом, но без углового несогласия они залегают на породах турнейского яруса и характеризуются вулканомиктовым составом обломочного материала. Аркозовый материал, в том числе галька гранитоидов, хотя и встречается, но достаточно редко. В качестве главных членов парагенеза пород этих моласс выступают грубо- и среднезернистые полимиктовые косослоистые песчаники серой и зеленой окраски, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, в цементе которых большую роль играет туфовый пепловый материал. Второстепенные члены представлены тонкими прослоями известняков с остатками морской фауны, алевролитов с остатками флоры, а также весьма характерными горизон-

тами пепловых и витрокластических туфов андезитового, дацитового и липаритового состава, а иногда даже туфовых брекчий и игнимбритов дацитового состава. Мощность этой молассовой формации достигает 1000 *м*.

Очень характерна тектоническая позиция вулканогенно-молассового комплекса верхнего визе, намюра и башкирского яруса в Северном Прибалхашье. Он образовался в ранневарисцийских, частично позднекаледонских зонах ранней консолидации, обрамляя в виде краевой вулканической дуги остаточные морские геосинклинальные бассейны не охваченной складчатостью южной части Северо-Балхашского ранневарисцийского геосинклинального прогиба и северной части Северо-Джунгарского поздневарисцийского геосинклинального прогиба. В палеогеоморфологическом отношении область визейско-башкирского краевого вулканического пояса, как впервые отметил Н. А. Афоничев (1960), представляла собой вулканические островные гряды, к юго-востоку от которых в остаточных геосинклинальных прогибах, а к северо-западу в наложенных впадинах (Тенизской и др.) отлагался сносимый с ним вулканомиктовый обломочный материал.

Середина среднего карбона представляла собой очень важный рубеж в тектоническом развитии не только позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья, но и всей Джунгаро-Балхашской системы варисцид в целом. Это подчеркивают Н. А. Афоничев (1960, 1967), А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов, К. В. Митрофанова (1969), В. С. Попов (1967) и др. В это время по Джунгаро-Балхашской области прокатилась мощная волна тектонических движений, которые обусловили складчатость и замыкание поздних варисцийских геосинклинальных прогибов и дали новый импульс для развития позднепалеозойского наземного вулканизма в Северном Прибалхашье.

Вторая половина среднего карбона и поздний карбон, как отмечают все исследователи (Кошкин, 1963, 1969; Тихомиров, 1966; Бахтеев, 1967; Кепежинскас, 1969), отличалась в Северном Прибалхашье максимальным проявлением наземного вулканизма и по интенсивности извержений, и по площади, охваченной вулканическими процессами. В пределах Токрауской, Северо-Прибалхашской и Баканас-Алакульской впадин возникла масса новых вулканических центров, как правило, в виде щитовых вулканов центрального типа, извергавших вулканические продукты дацито-липаритового состава, которые, за редким исключением, не были связаны с центрами вулканической деятельности предшествовавшего визейско-башкирского этапа.

Одновременно вулканизм распространился и на пограничные с Северо-Прибалхашской впадиной юго-западные части каледонской складчатой зоны Чингизского хребта, где в зоне Предчингизского глубинного разлома во второй половине среднего карбона, в ранней и поздней перми произошли мощные излияния недифференцированных андезито-базальтовых и базальтовых лав (Кошкин, 1969). Все это свидетельствует о перестройке структуры позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья, изменившей распределение участков прогибания и поднятий на их площади. Более того, как подчеркивает М. К. Бахтеев (1966), в Токрауской впадине вулканические толщи среднего — верхнего карбона выполняют крупные мульды, несогласно наложенные на породы различного возраста: от турнейского яруса нижнего карбона до низов среднего карбона.

Другое следствие среднекаменноугольных тектонических движений — некоторое изменение состава позднепалеозойских вулканических и особенно интрузивных пород. Это выразилось прежде всего в резком преобладании среди средне-верхнекаменноугольных вулканогенных образований пород дацито-липаритового и трахилипаритового состава и в исключительно широком развитии пирокластических пород, особенно даци-

товых и липаритовых игнимбритов и спекшихся туфов, что свидетельствует об очень высокой степени эксплозивности вулканических извержений. Характер гранитоидного магматизма, комагматичного с эффузивами (Попов, 1967), изменился еще больше. Многочисленные разновозрастные генерации позднепалеозойских гранитов, в отличие от плагиогранитов визейско-башкирской вулкано-плутонической ассоциации, представлены преимущественно калиевыми разностями биотитовых, аляскитовых и щелочных гранитов орогенного класса, которые были выведены на поверхность и подверглись размыву во время тектонических подвижек в пред- и послеархарлинское время.

В ранней перми масштабы вулканической деятельности в пределах Токрауской и Северо-Прибалхашской впадин резко падают, и эпицентр вулканизма перемещается в Баканас-Алакульскую впадину, где, начиная с поздней перми, происходят массовые излияния базальтовых и андезитовых лав, отложение сопутствующих им пирокластов и формируется базальтовая субплатформенная формация (Кумпан и др., 1969). Тем самым во впадинах Северного Прибалхашья намечается второй, крупный позднепалеозойский этап наземного вулканизма, начинающийся мощным кислым вулканизмом и заканчивающийся излияниями базальтовых лав, хотя самые поздние позднепермско-раннетриасовые вулканические проявления представлены щелочными экструзивами трахилипаритового состава.

Подобно визейско-башкирскому этапу наземного вулканизма, позднепалеозойский этап также привел к формированию *вулканогенно-молассового комплекса,* в составе которого, однако, участвуют не одна, а две или даже три вулканические формации: дацито-липаритовая среднего—позднего карбона и ранней перми, базальтовая поздней перми и экструзивная трахилипаритовая раннего триаса.

Дацито-липаритовая (*игнимбритовая*) *формация* в Токрауской и Северо-Прибалхашской впадинах включает вулканические породы керегетасской и архарлинской свит, а в Баканас-Алакульской впадине — керегетасской, колдарской и кызылкиинской свит. Главными членами парагенеза пород, составляющего формацию, являются липаритовые и дацитовые порфиры, игнимбриты, спекшиеся туфы, туфобрекчии и туфы трахилипаритового, липаритового, липарито-дацитового состава, которые по своему петрохимическому составу относятся к щелочноземельной вулканической серии. В качестве второстепенных членов выступают андезитовые и трахиандезитовые порфиры и их туфы, туфопесчаники, туффиты, а также пачки осадочных пород (мелко- и грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов). Мощность пачек таких терригенных молассовых пород обычно не превышает 10—15 *м*, однако в южной части Северо-Прибалхашской впадины, в районе Калмакэмельской синклинали, по данным В. Я. Кошкина (1963) и В. Г. Трифонова (1967), они образуют в основании формации две мощные пачки (по 350 и 400 *м* соответственно), разделенные пачкой дацито-липаритовых туфов. По-видимому, эти пачки моласс в составе дацито-липаритовой формации следует рассматривать как аллофильные члены. Мощность дацито-липаритовой формации изменяется от 2000 до 3000 *м*.

О тесной связи позднекаменноугольно-раннепермской дацито-липаритовой формации с молассами можно судить также и по тому, что в Северо-Прибалхашской впадине отмечается постепенный переход по латерали с севера на юг андезито-липаритовой формации в молассовую. Элементы этого перехода отмечены в разрезе Калмакэмельской синклинали. Далее же, всего в 15—20 *км* южнее, в Саякской синклинали весь стратиграфический интервал, отвечающий андезито-дацито-липаритовой формации, т. е. средний — верхний карбон и нижняя пермь, представлен верхней молассовой формацией, залегающей с размывом на нижней молассе и достигающей здесь 2500 *м* мощности. Эта *верхняя*

молассовая формация представлена в основном серыми и пестроокрашенными полимиктовыми, большей частью вулканомиктовыми, грубо-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, косо- и параллельнослоистыми, нередко с трещинами усыхания и знаками ряби на плоскостях напластования, которые перемежаются с пластами и пачками гравелитов, мелкогалечных конгломератов, «пуддинговых» песчаников с плавающей галькой и алевролитами. В качестве второстепенных членов формации выступают тонкие пласты известняков, содержащих остатки морской фауны, горизонты туфов липарито-дацитового состава и туффитов. По своему месту в истории развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы эта формация должна быть отнесена к категории верхних моласс, так как она начала образовываться уже после превращения Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы в складчатую область, на всей своей площади вступившую в орогенный этап развития.

В своем типичном выражении верхнекаменноугольно-нижнепермская верхняя молассовая формация представлена на востоке Бороталинского синклинория, т. е. в пределах наиболее молодой складчатой зоны Джунгаро-Балхашской системы, где она резко несогласно в наложенной грабен-синклинали залегает на сильно дислоцированных отложениях башкирского яруса. Верхняя моласса здесь, по данным В. С. Войтовича (1969), сложена мелко-, средне- и крупногалечными, изредка валунными, лиловыми и зелеными конгломератами, в гальке которых представлены среднепалеозойские алевролиты, яшмы, реже известняки и эффузивы. Среди конгломератов встречаются линзы граувакковых песчаников, алевролитов и черных углистых сланцев, переходящих в угли, а в нижней части — горизонты трахилипаритовых порфиров мощностью от 20 до 50 *м*. Мощность всей верхней молассы составляет здесь 500—800 *м*.

Характерно, что западнее, в пределах того же Бороталинского синклинория, описанная верхняя моласса полностью замещается позднекаменноугольно-раннепермской андезито-дацито-липаритовой формацией, достигающей 1500 *м* мощности и выполняющей Чулакскую (Эбинорскую) мульду.

Таким образом, верхняя моласса и андезито-дацито-липаритовая формация второй половины среднего и верхнего карбона и нижней перми (на юге среднекаменноугольные образования в составе этих формаций, по-видимому, отсутствуют) образуют единый вулканогенно-молассовый формационный комплекс, который, в отличие от нижнего визейско-башкирского, мы будем называть верхним.

Чрезвычайно важно то обстоятельство, что верхний вулканогенно-молассовый комплекс своим появлением и особенностями распространения отражает позднеорогенный период развития всей Джунгаро-Балхашской системы варисцид. Но взаимоотношения нижнего и верхнего вулканогенно-молассовых комплексов во впадинах Северного Прибалхашья таковы, что позволяют рассматривать Токраускую и Северо-Прибалхашскую впадины, в которых представлены оба комплекса, в качестве тектонических структур унаследованного типа развития. Более того, в отдельных своих частях (южная зона Северо-Прибалхашской впадины) области прогибания унаследованы от среднепалеозойского времени.

Судя по прогнутому положению ложа позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья, они представляли собой типичные тектонические депрессии, в которых мощность вулканогенных и осадочных образований, накопившихся за время от верхнего визе до нижней перми включительно, достигала от 1500 до 3000—4000 *м* (Щерба, 1966; Трифонов, 1967). Однако в палеогеоморфологическом отношении области активного наземного вулканизма Северного Прибалхашья выглядели как возвышенные вулканические нагорья, между которыми лишь на

отдельных участках в относительно мелких депрессиях происходила седиментация переотложенного обломочного вулканогенного, реже терригенного материала. Исключением являлась только южная, Саякская, часть Северо-Прибалхашской впадины, где на протяжении второй половины раннего карбона и всего позднего палеозоя формировались нормальные морские нижние и верхние молассы.

Таким образом, в Северном Прибалхашье, как, впрочем, и в Илийской впадине, мы сталкиваемся с чрезвычайно важным геологическим явлением, на которое уже давно обратили внимание вулканологи и палеовулканологи, но которое как-то ускользало обычно из поля зрения тектонистов. Сущность этого явления заключается в том, что имеется целый класс специфических структур земной коры, свойственных орогенному этапу развития геосинклинальных областей и тесно связанных с процессами наземного орогенного вулканизма, которые в палеотектоническом отношении (при изучении на глубоких эрозионных срезах) выступают в качестве обычных наложенных или унаследованных внутренних впадин складчатых областей, тогда как в процессе своего формирования они, судя по палеореконструкциям свойственного им рельефа, таковыми не были и, напротив, выступали в виде вулканических гряд и даже целых нагорий.

И. Г. Щерба (1966) справедливо выделила такие структуры под названием вулканических впадин, подчеркнув ведущую роль вулканических процессов при их образовании.

В заключительные этапы развития позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья на фоне постепенного затухания наземного вулканизма в отдельных участках Токрауской и Северо-Прибалхашской впадин (Саякский район) и главным образом в Баканас-Алакульской впадине образовалась верхнепермская (возможно, захватывающая верхи нижней перми) *базальтовая формация*. Она залегает резко несогласно на подстилающих образованиях и характеризуется преобладанием лав, реже пирокластов андезито-базальтового, базальтового и трахибазальтового состава. Подчиненное положение среди пород формации занимают маломощные горизонты полимиктовых граувакковых песчаников, кремнистых и доломитизированных известняков. Мощность верхнепермской базальтовой формации изменяется от 200—300 *м* в Саякском районе Северо-Прибалхашской впадины до 1500 *м* в Баканас-Алакульской впадине. Базальтовая субщелочная формация сменяет дацито-липаритовую не только по вертикали, но и по латерали, что особенно подчеркивает В. Я. Кошкин (1969). Он отмечает, что параллельно с образованием дацито-липаритовой (порфировой, по В. Я. Кошкину) формации среднего — верхнего карбона и нижней перми в зоне глубинных разломов Предчингизского сдвигового блока в разные промежутки времени — во второй половине среднего карбона, в ранней и поздней перми — образовывалась «сквозная» приразломная андезито-базальтовая—трахибазальтовая формация, которую В. Я. Кошкин рассматривает как продукт недифференцированной мантийной магмы, несущей очень специфическую минерализацию в виде самородной меди.

Наконец, самые поздние магматические проявления во впадинах Северного Прибалхашья, представленные маломощными покровами и главным образом субвулканическими и экструзивными послойными и дискордантными телами трахилипаритов и трахидацитов, выделяются в *трахилипаритовую экструзивную формацию* раннего триаса, которая заканчивает формационный ряд орогенных варисцийских впадин Северного Прибалхашья. Период образования позднепермской базальтовой субщелочной и раннетриасовой трахилипаритовой щелочной формаций был временем постепенного перехода всей Джунгаро-Балхашской области от орогенного режима к платформенному. Общий форма-

ционный ряд позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья показан на схеме.

Схема

формационных рядов позднепалеозойских впадин Северного Прибалхашья (Токрауская, Северо-Прибалхашская и Баканас-Алакульская впадины)

Верхний вулканогенно-молассовый комплекс

Трахилипаритовая экструзивная (T_1)

↑

Андезито-базальто-трахибазальтовая ($C_3 - P_1$) ← Базальтовая субщелочная (P_2)

↑ ↑

Дацито-липаритовая игнимбритовая ($C_3 - P_1$) ← Дацито-липаритовая ($C_2 - P_1$) → Верхняя молассовая ($C_2 - P_1$)

Нижний вулканогенно-молассовый комплекс

Андезито-дацито-липаритовая ($C_1v_3 - C_2bsch$) → Нижняя молассовая ($C_1v_2 - C_2bsch$) на западе Токрауской впадины ($C_1t - v_2$)

ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

Основные проблемы тектонического развития варисцид Восточного Казахстана, их структурно-формационного районирования и особенностей образования складчатых структур рассмотрены в работах М. В. Муратва и В. И. Славина (1953), В. П. Нехорошева (1956, 1958, 1966, 1967), Н. А. Севрюгина (1959), М. Г. Хисамутдинова (1963, 1964), Г. П. Клеймана (1964), А. Л. Матвеевской (1969) и ряда других исследователей. Большинство (Нехорошев, 1958, 1966, Хисамутдинов, 1963, 1964 и мн. др.) выделяют в составе Иртыш-Зайсанской системы варисцид Восточного Казахстана внутреннюю и две окраинные зоны (рис. 36). Внутренняя зона в общих чертах соответствует Калба-Нарынскому синклинорию и Чарскому антиклинорию. Она заложилась по крайней мере в силуре и в своих отдельных частях унаследовала, по-видимому, структуру предшествовавшего ей раннепалеозойского геосинклинального прогиба. Две окраинные зоны — Жарминско-Саурский синклинорий на юго-западе, Рудно-Алтайский антиклинорий и Южно-Алтайский синклинорий на северо-востоке — заложились на каледонском, хотя и разновозрастном, складчатом фундаменте: первая в живетском веке среднего девона, вторая — во второй половине раннего девона. В. П. Нехорошев (1967) указывает, что все структурные элементы Иртыш-Зайсанской системы погружаются на юго-восток, что находит выражение не только в сугубо структурном погружении отдельных зон, но и в возрастании мощностей тех или иных стратиграфических комплексов, в увеличении полноты разрезов и, наконец, в омоложении возраста каледонского фундамента Жарминско-Саурской зоны.

Процесс замыкания геосинклинального режима и формирования складчатой структуры Иртыш-Зайсанской системы был растянут в пределах значительного промежутка времени — от среднего визе (саурская фаза) до середины среднего карбона, хотя в отдельных местах (Чарский антиклинорий) он начался раньше, в позднем девоне. Вместе с тем, отдельные фазы складчатых деформаций и подвижек по разломам неоднократно проявлялись после замыкания геосинклинального режима на протяжении всего позднего палеозоя.

Раньше всего, в саурскую фазу, т. е. в визейском веке раннего карбона, замкнулись и претерпели складчатость геосинклинальные прогибы в южной и северной окраинных зонах. Свидетельством этому служит то, что в пределах как Жарминско-Саурского синклинория, так и Рудно-Алтайского антиклинория, начиная с поздневизейского времени, но особенно в намюрский век и в первой половине среднего карбона, происхо-

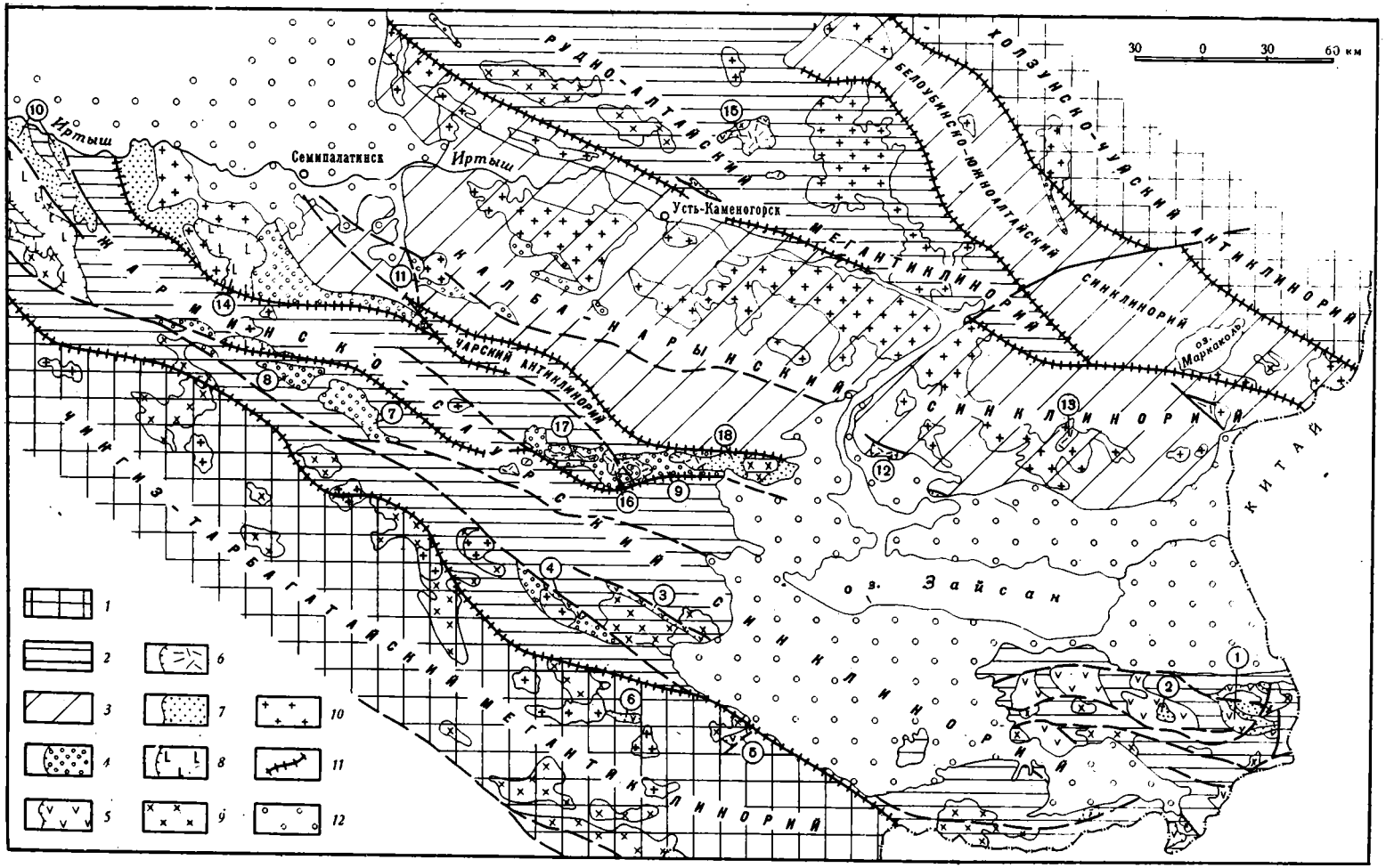
дило формирование наложенных впадин, выполненных комплексом молассовых, в ряде случаев угленосных, отложений и андезитовых или дацито-липаритовых образований. К таким наложенным впадинам относятся Каскабулакская и Жартасская синклинали, Кендерлыкская мульда и Саркульский грабен в пределах Жарминско-Саурского синклинория, Буконь-Аркаульский межгорный прогиб на юго-западном крыле Чарского антиклинория, Сержихинская мульда — на Рудно-Алтайском антиклинории.

Во внутренней Калба-Нарынской зоне Иртыш-Зайсанской системы, еще на замкнувшейся и продолжавшей прогибаться, в это время стали формироваться мощные толщи (аллохтонная морская моласса), возникшие за счет размыва образовавшихся складчатых зон ранней консолидации. Примером таких толщ может служить буконьская свита намюра — среднего карбона. Зона Калба-Нарынского геосинклинального прогиба замкнулась позже, в связи с тектоническими движениями середины среднего карбона. Образование здесь наложенных структур, примером которых может служить Актобинская синклиналь, началось лишь со второй половины среднего карбона. Так же, как и в первом случае, они заполнялись молассовыми, часто угленосными, отложениями, нередко замещающимися наземными вулканитами.

Стратиграфия верхнепалеозойских отложений, выполняющих наложенные впадины и грабены в Иртыш-Зайсанской складчатой системе, разработана главным образом В. П. Нехорошевым (1956), Г. И. Сократовым (1958), М. Ф. Микуновым (1957, 1967), Г. П. Клейманом (1960), А. Х. Кагармановым (Кагарманов и др., 1967; Кагарманов, Тарасенков, 1964), В. К. Василенко и некоторыми другими исследователями. Тем не менее из-за неоднозначного определения возраста тех или иных фаунистических и флористических комплексов специалистами по различным группам фауны и флоры в стратиграфической схеме верхнего палеозоя этой области остались некоторые спорные положения. Этот вопрос специально рассмотрел А. С. Кумпан (1966) в большой работе, посвященной верхнему палеозою Восточного Казахстана. Указанное обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к некоторым возрастным датировкам отдельных свит в тех или иных зонах, нашедшим свое отражение на геологических картах и в опубликованных работах, что чрезвычайно осложняет стратиграфические сопоставления и вносит определенную долю условности в сделанные палеотектонические и палеогеографические построения.

Несмотря на это, имеется все же достаточно оснований считать, вслед за В. П. Нехорошевым (1967), что начало орогенного этапа развития Иртыш-Зайсанской варисцийской системы, его раннеорогенного периода, падает на середину визейского века раннего карбона, когда проявилась саурская фаза складчатости, сыгравшая главную роль в формировании складчатой структуры этой области, особенно ее окраинных зон. Раннеорогенный период продолжался в течение второй половины визейского века, всего намюрского века раннего карбона и первой половины среднего карбона (башкирский век), т. е. охватывал весь интервал времени преобразования Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы в складчатую область. Этому периоду отвечает первая генерация наложенных впадин и грабен-синклиналей, которые локализовались в окраинных складчатых зонах ранней консолидации и заполнялись комплексом нижних морских или угленосных моласс.

Со второй половины среднего карбона (московский век) вся Иртыш-Зайсанская система уже целиком вступила в новый позднеорогенный период развития, характеризовавшийся повсеместным образованием складчатого горного сооружения. С этой стадией связано возникновение второй генерации наложенных впадин, выполненных верхнепалеозойскими преимущественно континентальными отложениями. Формирование


30 0 30 60 км
Семипалатинск
Усть-Каменогорск
Иртыш
Иртыш
оз. Маркаколь
оз. Зайсан
КИТАЙ
РУДНО-АЛТАЙСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ
ЧАРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ
СИНКЛИНОРИЙ
ЗАЙСАНСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

наложенных впадин и грабен-синклиналей во многих случаях было тесно связано с проявлениями наземного орогенного вулканизма.

Позднепалеозойские наложенные орогенные впадины и грабены Иртыш-Зайсанской складчатой системы отличаются сравнительно небольшими размерами. Наиболее крупные среди них — Буконь-Аркаульский прогиб и Кендерлыкская мульда — достигают в длину 60—200 *км*, при ширине, редко превышающей 30—35 *км*. Остальные впадины имеют гораздо меньшие размеры.

Кендерлыкская мульда расположена в пределах хр. Саур, недалеко от границы с Китаем, и представляет собой пологую впадину изометричной формы, осложненную дополнительными складками. Крылья этой синклинальной структуры сложены вулканогенными и терригенными угленосными толщами намюра — среднего карбона, а центральная часть — терригенными угленосными или пестроцветными отложениями перми, триаса, нижней юры и мела (рис. 37).

Буконь-Аркаульский прогиб находится в Калбинском хребте. Он вытянут в субширотном запад-северо-западном направлении и достигает в длину свыше 200 *км* при максимальной ширине около 20—30 *км*. Прогиб представляет собой сравнительно узкую наложенную впадину, осложненную складками более высоких порядков, но в целом ориентированную согласно с простиранием структур подстилающего фундамента. Прогиб приурочен к зоне сочленения Кокпектинского синклинория и Чарского антиклинория (рис. 38).

Позднепалеозойские орогенные прогибы и впадины Иртыш-Зайсанской складчатой системы обладают сложным строением. Выполняющие их отложения, как правило, распадаются на несколько структурных комплексов, условия формирования которых нередко сильно различаются. Часто это было вызвано общей или частичной перестройкой структуры позднепалеозойских впадин, приводившей к коренным изменениям их морфологии. Поэтому следует иметь в виду, что существующие представления о морфологии позднепалеозойских впадин, таких, например, как Кендерлыкская или Сержихинская мульды, основаны главным образом на особенностях распространения и условий залегания наиболее молодых, верхних структурных комплексов (средне-верхнекаменноугольного и пермского).

Ниже мы постараемся показать, что структурные комплексы, выделяемые в верхнепалеозойских вулканогенных и молассовых отложениях,

---

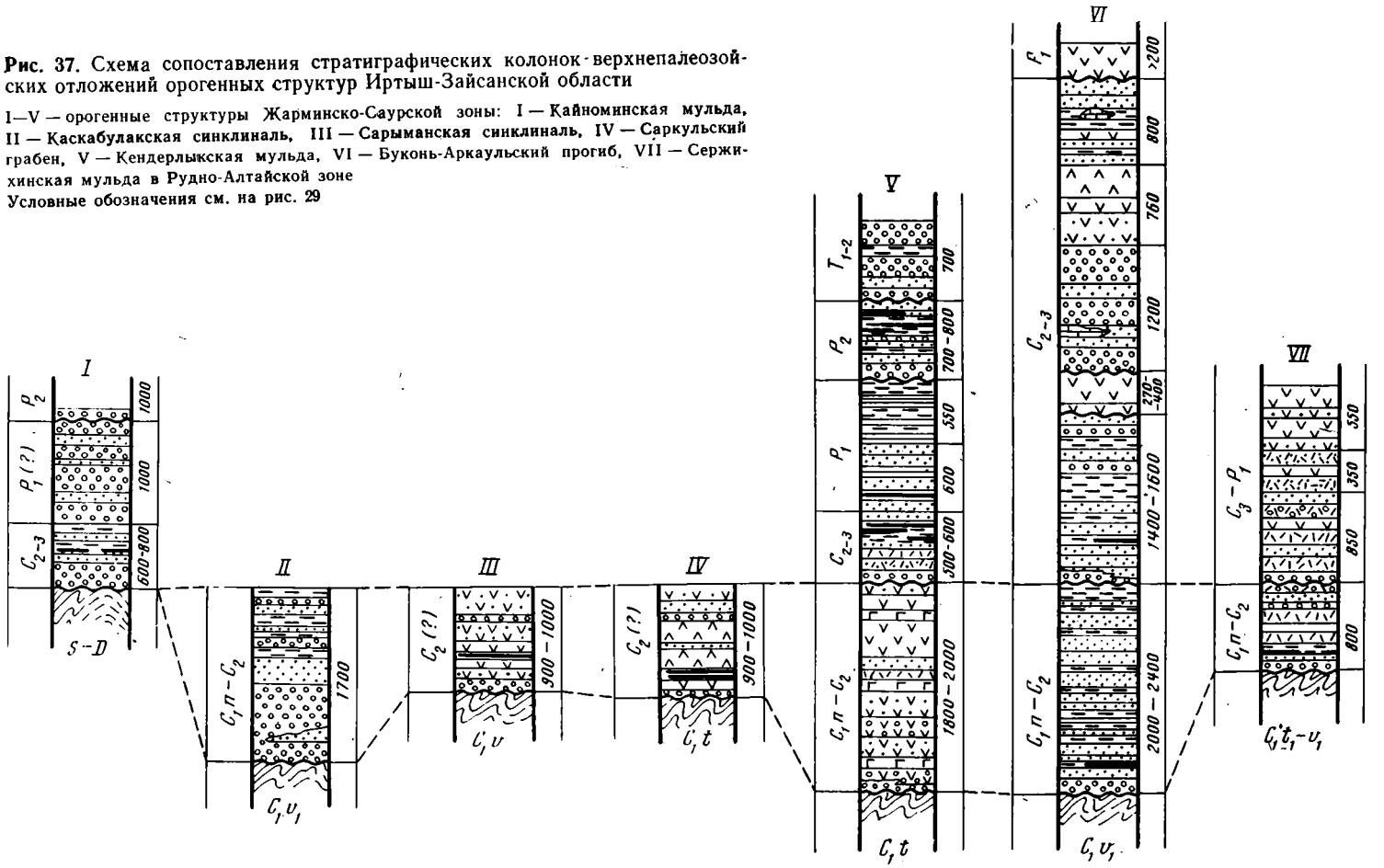
Рис. 36. Тектоническая схема Иртыш-Зайсанской складчатой области

1 — каледонские складчатые зоны обрамления Иртыш-Зайсанской варисцийской складчатой системы; *2* — краевые зоны ранней консолидации Иртыш-Зайсанской системы (замыкание геосинклинального режима в визейском — начале намюрского веков раннего карбона, главная фаза складчатости — визейская саурская); *3* — внутренние зоны поздней консолидации Иртыш-Зайсанской системы (замыкание геосинклинального режима в намюре — начале среднего карбона, главная фаза складчатости — среднекаменноугольная); *4* — комплекс нижних моласс, выполняющий наложенные впадины в краевых зонах ранней консолидации и остаточные прогибы во внутренних зонах поздней консолидации; *5* — комплекс нижнекаменноугольных — башкирских орогенных вулканитов, выполняющий наложенные впадины, грабены или слагающий островные вулканические гряды в краевых зонах Иртыш-Зайсанской системы; *6* — комплекс средне-верхнекаменноугольных — нижнепермских вулканогенно-молассовых образований, выполняющих наложенные впадины и мульды; *7* — комплекс верхних моласс средне-верхнекаменноугольного — пермского возраста, выполняющий наложенные впадины; *8* — комплекс трахибазальто-трахилипаритовых вулканитов позднепермского — раннетриасового возраста; *9* — гранитоидные интрузии саурского и змеиногорского комплексов (намюр — средний карбон); *10* — гранитоидные интрузии калбинского комплекса (пермь); *11* — глубинные разломы; *12* — области развития мощного чехла четвертичных отложений. Цифры на карте: 1 — Кендерлыкская мульда, 2 — Джеменейская мульда, 3 — Саркульский грабен, 4 — Сирейктауская синклиналь, 5 — Сарзанская мульда, 6 — Сарыманская синклиналь, 7 — Жартасская синклиналь, 8 — Каскабулакская синклиналь, 9 — Буконь-Аркаульский прогиб, 10 — Приртышские (в том числе Кайнобинская) мульды, 11 — Дальбегетейский прогиб, 12 — Актобинская синклиналь, 13 — Котойская мульда, 14 — Семейтауская мульда, 15 — Сержихинская мульда, 16 — Каражальская мульда, 17 — Сарыжальская мульда, 18 — Майтюбинская мульда

Рис. 37. Схема сопоставления стратиграфических колонок верхнепалеозойских отложений орогенных структур Иртыш-Зайсанской области

I—V — орогенные структуры Жарминско-Саурской зоны: I — Кайнминская мульда, II — Каскабулакская синклиналь, III — Сарыманская синклиналь, IV — Саркульский грабен, V — Кендерлыкская мульда, VI — Буконь-Аркаульский прогиб, VII — Сержихинская мульда в Рудно-Алтайской зоне

Условные обозначения см. на рис. 29



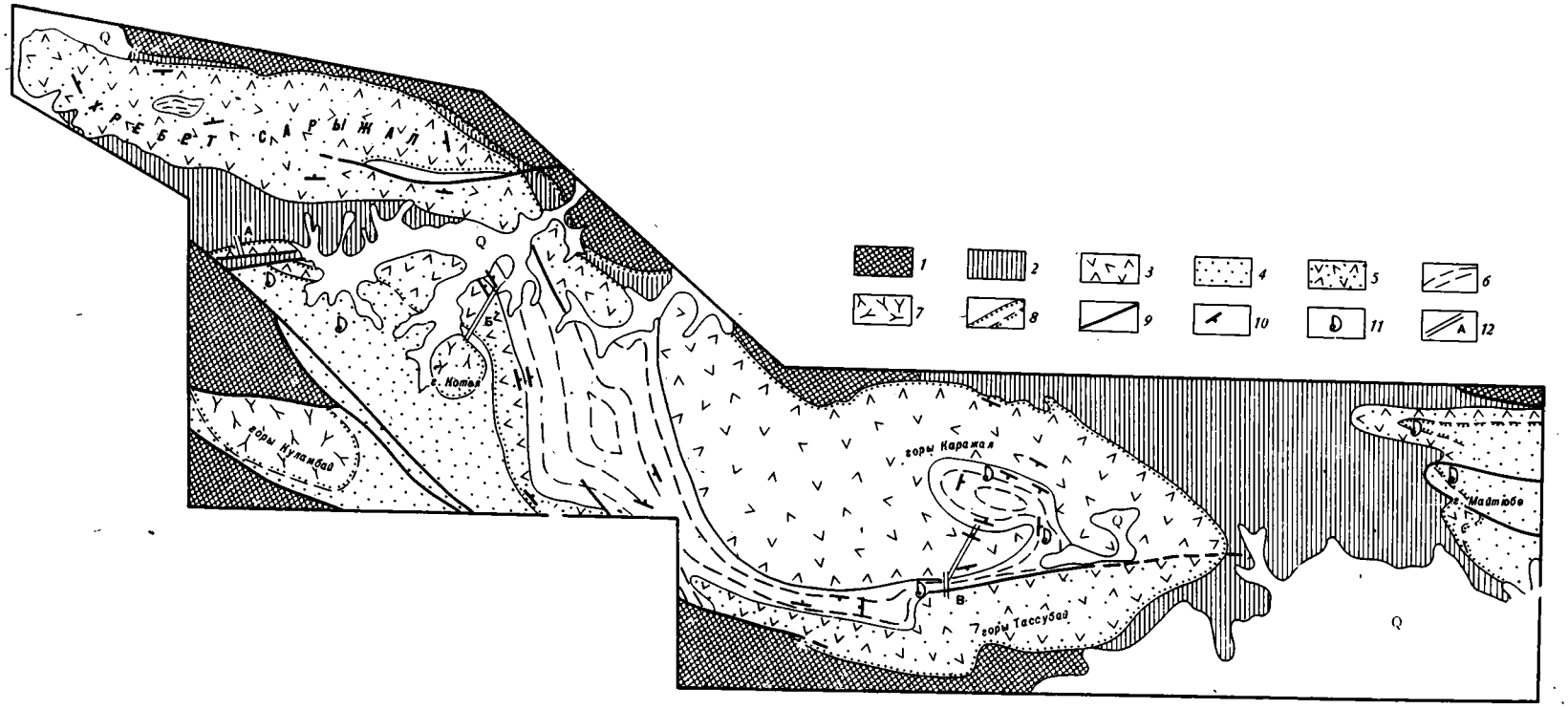


Рис. 38. Геологическая схема Буконь-Аркаульского прогиба, по А. Х. Кагарманову и др. (1967)

1 — среднепалеозойский складчатый комплекс Иртыш-Зайсанской геосинклинали; *2—7* — верхнепалеозойские образования Буконь-Аркаульского прогиба: *2* — нижний структурный комплекс (кокпектинская и буконьская свиты намюра — башкирского яруса среднего карбона), *3—6* — средний структурный комплекс (майтюбинская серия среднего — верхнего карбона): *3* — нижняя вулканогенная толща, *4* — пестроцветная терригенная толща, *5* — средняя вулканогенная толща, *6* — сероцветная терригенная толща, *7* — верхний структурный комплекс (верхняя пермь — триас (?), вулканическая толща); *8* — границы несогласного залегания отложений, установленные и предполагаемые; *9* — разрывы; *10* — направление падения пластов; *11* — места находок фауны; *12* — местоположение изученных разрезов

отражают общие закономерности орогенного развития Иртыш-Зайсанской варисцийской системы.

Формирование нижнего структурного комплекса позднепалеозойских впадин происходило в намюре и башкирском веке среднего карбона, т. е. в тот период развития Иртыш-Зайсанской системы, когда в ее краевых частях возникли Жарминско-Саурская и Рудно-Алтайская складчатые зоны ранней консолидации, а в осевой Калба-Нарынской зоне продолжалась геосинклинальная седиментация. Именно поэтому наложенные впадины и грабены, выполненные вулканогенными и молассовыми комплексами намюра и башкирского яруса среднего карбона, возникли только в краевых зонах Иртыш-Зайсанской системы и практически отсутствуют в ее внутренних частях. Такая обстановка типична для раннеорогенного развития геосинклинальных областей. Важной особенностью этих наложенных структур, которые мы в дальнейшем будем называть структурами первой генерации, является тесная преемственность их структурного плана от тектонических структур (разрывных и складчатых) того складчатого геосинклинального основания, на котором они развивались. Все они вытянуты в северо-западном направлении согласно с ориентировкой осей складчатых и конседиментационных структур главного геосинклинального этапа (рис. 38) и часто образуют цепочки впадин и грабенов, которые как бы «нанизаны» на одну ось северо-западного простирания, роль которой может выполнять крупный разлом или шарнир синклинали. Подобное четковидное расположение впадин и грабенов, выполненных отложениями намюра и башкирского яруса среднего карбона, отмечается вдоль Жарминского разлома в Жарминско-Саурской зоне (Саркульский грабен, Сирейктауская, Жартасская и Каскабулакская синклинали) и в Рудно-Алтайской зоне, где вдоль Иртышской зоны смятия на протяжении 160 *км* сохранились 14 небольших участков развития пород малоульбинской свиты. М. Ф. Микунов (1967) считает, что «...эти участки приурочены к зоне наложенного верхнепалеозойского прогиба, который формировался в связи с блоковыми движениями по серии крупных разломов, ограничивающих с северо-востока Иртышскую зону смятия, и, возможно, состоял из нескольких обособленных приразломных впадин» (стр. 157).

В морфологическом отношении участки распространения нижнего структурного комплекса представляют собой либо впадины брахисинклинальной формы, нередко асимметричные, с одним крылом, оборванным по разлому (Жартасская и Каскабулакская синклинали), либо узкие и протяженные двусторонние или односторонние грабены, типичным примером которых может служить Саркульский грабен. Размеры таких впадин обычно не превышают 20—30 *км* по длинной оси и 10 *км* по короткой. Чаще же они гораздо меньше. Исключение составляет Буконь-Аркаульский прогиб, достигающий в длину 200 *км* при ширине всего 20—30 *км*. Все впадины, как и Буконь-Аркаульский прогиб, осложнены складками более высоких порядков, размах крыльев которых достигает 1,5—3,5 *км*, а углы падения слоев на крыльях — 45—70°. Шарниры таких складок полого погружаются на северо-запад и юго-восток.

Как следует из литолого-палеогеографических построений М. Ф. Микунова и А. Х. Кагарманова (Микунов, 1967), большинство впадин и грабенов, в которых на современном эрозионном срезе сохранились отложения намюра — башкирского яруса среднего карбона, представляют собой части более обширных конседиментационных прогибов и межгорных впадин. Последние в палеогеографическом отношении соответствовали озерным водоемам и болотистым депрессиям, в которые сносился обломочный материал с окружающих поднятий и в которых же происходило угленакопление. Лишь в осевой Калба-Нарынской зоне в намюре и башкирском веке среднего карбона сохранились условия морского мелководного бассейна, в котором происходила геосинклинальная

терригенная седиментация, постепенно принимавшая, как отмечают А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов и К. В. Митрофанова (1969), молассовый характер.

Комплекс отложений намюра — башкирского яруса среднего карбона наложенных впадин краевых зон Иртыш-Зайсанской системы (кокпектинская, буконьская и малоульбинская свиты), исходя из его состава и места в истории геосинклинального развития рассматриваемой области, следует относить *к нижней молассовой формации*, отвечающей моменту формирования складчатых зон ранней консолидации. А. С. Кумпан и его соавторы (1969) называют ее морской молассово-угленосной формацией. Характерные члены парагенеза пород этой формации — конгломераты, часто валунные и крупногалечные, содержащие в гальке обломки ультраосновных пород, габбро, диоритов, гранитов, разнообразных эффузивных пород, известняков и кремнистых пород и имеющие, таким образом, полимиктовый состав; песчаники серые, зелено-серые и бурые грубо- и среднезернистые, полимиктовые или аркозовые, иногда кварцевые косослоистые; алевролиты серые и табачно-зеленые, полимиктовые, тонкослоистые; аргиллиты черные и углистые. Обломочный материал, как правило, местного происхождения, а сами породы, по крайней мере частично, формировались в континентальных условиях. Все перечисленные породы незакономерно перемежаются, хотя иногда некоторые из них начинают преобладать и в таких случаях слагают пачки или даже толщи мощностью до 100—200 *м*. К главным членам парагенезиса следует, по-видимому, отнести и тонкие пласты каменного угля, которые в том или ином, но, как правило, подчиненном количестве встречаются практически во всех частях разреза формации. Второстепенные члены парагенеза пород данной формации представлены туфогенными песчаниками и криноидными известняками, образующими тонкие линзовидно-выклинивающиеся пласты, которые отмечаются среди пород формации на отдельных участках. Мощность нижней молассовой формации намюрско-башкирского возраста колеблется от 500—600 *м* во впадинах Рудно-Алтайской зоны до 4000 *м* в Каскабулакской синклинали и в Буконь-Аркаульском прогибе, где эта формация выражена наиболее полно и типично.

Если в краевых зонах Иртыш-Зайсанской системы нижние молассы выполняют четко выраженные наложенные структуры первой генерации, располагающиеся со структурным несогласием на среднепалеозойском складчатом фундаменте, то в осевой Калба-Нарынской зоне, где их возрастные и формационные аналоги (например, буконьская свита в Дальбегетейской синклинали) накапливались в морских условиях, они отличаются полным структурным единством с подстилающими девонско-нижнекаменноугольными флишоидными и аспидными формациями главного геосинклинального этапа и дислоцированы с ними совместно в процессе среднекаменноугольных и позднейших фаз складчатости. Полимиктовый обломочный материал в составе намюрских и башкирских отложений остаточных прогибов Калба-Нарынской зоны происходил за счет разрушения краевых Жарминско-Саурской и Рудно-Алтайской складчатых зон ранней консолидации, т. е. имел аллохтонный характер. Подобные образования мы рассматриваем в качестве *нижних аллохтонных морских моласс*.

Важной особенностью комплекса намюрско-башкирских отложений среднего карбона краевых зон Иртыш-Зайсанской системы служит то, что в его составе в ряде мест, помимо моласс, присутствуют наземные вулканогенные породы — лавы и пирокласты андезито-базальтового, андезитового, дацитового, реже липаритового состава. Весьма интересно, что наземные вулканиты наиболее широко развиты в юго-восточных частях Жарминско-Саурской и Рудно-Алтайской зон, где они образуют даже самостоятельные вулканические формации, полностью замещаю-

щие молассы. В то же время в северных и северо-западных частях тех же зон вулканиты из состава комплекса намюрско-башкирских отложений исчезают полностью, уступая место молассам. Взаимопереходы между нижней молассовой и наземной вулканогенной дацито-липаритовой формациями можно наблюдать в разрезах нижнего структурного комплекса Сержихинской мульды, где нижняя толща (150 *м*) малоульбинской свиты представляет собой типичную угленосную молассу, а верхняя (600—750 *м*) целиком сложена кислыми вулканитами, прослоенными отдельными маломощными горизонтами песчаников и конгломератов.

Наземная вулканогенная формация намюра-башкирского яруса (кенсайская, карабулакская, малоульбинская свиты) имеет очень непостоянный состав пород. В Рудно-Алтайской зоне в составе формации преобладают кварцевые альбитофиры (плагиолипариты) и дациты нормальной натровой щелочноземельной серии. В Жарминско-Саурской зоне состав последовательно изменяется от трахиандезито-дацитового (хр. Саур, нижний структурный комплекс Кендерлыкской и Джеменейской мульд) к андезито-дацитовому (Саркульский грабен, Сарзанская и Сарыманская грабенообразные мульды на северо-восточном склоне Тарбагатая) до дацито-липаритового в горах Кызылдар и в Сирейктауской синклинали.

Вместе с тем, общим для всех этих вулканогенных образований различного состава является преимущественно наземная обстановка извержений и накопления вулканических продуктов и локализация их во впадинах и грабенах, наложенных на варисцийские складчатые зоны ранней консолидации, что сближает их по условиям формирования с нижними молассами и позволяет объединить те и другие в единый вулканогенно-молассовый комплекс.

Приуроченность андезито-дацито-липаритовых вулканических намюрско-башкирских толщ среднего карбона к краевым зонам Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы, особенно к тем их участкам, которые примыкают к остаточной Калба-Нарынской зоне, позволяет рассматривать их в качестве образований ранне-среднекаменноугольных островодужных вулканических поясов. Эти пояса с юго-запада и северо-востока обрамляли зону осевого прогиба Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы, в котором еще продолжался режим геосинклинального прогибания. В состав этих краевых вулканических поясов, кроме вулканитов намюра — башкирского яруса, должны, по-видимому, включаться также, как отмечает М. Г. Хисамутдинов (1964), бухтарминский андезито-дацитовый комплекс фамена — раннего турне Рудно-Алтайской зоны и кояндино-коконьский базальто-андезитовый комплекс турне — раннего визе Жарминско-Саурской зоны. М. Г. Хисамутдинов (1964, стр. 336) пишет, что эти комплексы образовались в результате «...вулканической деятельности типа островных дуг, протекающей в подводных и субаэральных (частично) условиях». Добавим, что эти вулканические островные дуги занимали такую же позицию, что и наземные вулканические комплексы намюра — башкирского яруса среднего карбона на краях Жарминско-Саурской и Рудно-Алтайской зон, маркируя еще в доинверсионный период край каледонского складчатого фундамента, на котором, как это следует из всей совокупности геологического и геофизического материала (Нехорошев, 1967; Матвеевская, 1969), заложились окраинные зоны Иртыш-Зайсанской системы.

Важный переломный рубеж в развитии Иртыш-Зайсанской геосинклинальной системы падает на середину среднего карбона. К этому моменту замкнулся последний (остаточный) Калба-Нарынский геосинклинальный прогиб, и орогенный режим развития, включая складчатость и горообразование, распространился на всю территорию системы. Это событие знаменовало начало позднеорогенного периода развития Иртыш-

Зайсанской системы, который практически одновременно наступил во всех варисцийских складчатых системах и областях Казахстана и Средней Азии.

Начиная с московского века среднего карбона, в самых разных по своей предыстории частях Иртыш-Зайсанской складчатой системы стали закладываться и заполняться континентальными (молассовыми и вулканогенными) накоплениями наложенные впадины, мульды и грабены второй генерации, такие как Кайнминская, Актобинская и Котойская мульды и др. Одновременно испытали значительную структурную перестройку межгорные прогибы и впадины первой генерации, возникшие в складчатых зонах ранней консолидации и развивавшиеся на протяжении раннеорогенного периода. Например, намюрско-башкирские нижние молассы Буконь-Аркаульского прогиба в середине среднего карбона были довольно интенсивно дислоцированы (рис. 39), и на них несогласно, в ином структурном плане, наложились Каражальская, Сарыжальская, Майтюбинская и другие мульды (Кагарманов, Тарасенков, 1964). Эти наложенные мульды второй генерации представляют собой средний структурный комплекс Буконь-Аркаульского прогиба. Такую же структурную перестройку в это время испытали Джеменейская и Кендерлыкская мульды хр. Саур и Сержихинская мульда на Рудном Алтае. Развитие этих впадин и мульд продолжалось на продолжении всего позднего карбона и перми и иногда заканчивалось в триасе, т. е. происходило на протяжении всего позднеорогенного периода развития варисцид Иртыш-Зайсанской системы.

Характерной особенностью всех наложенных впадин и гра-

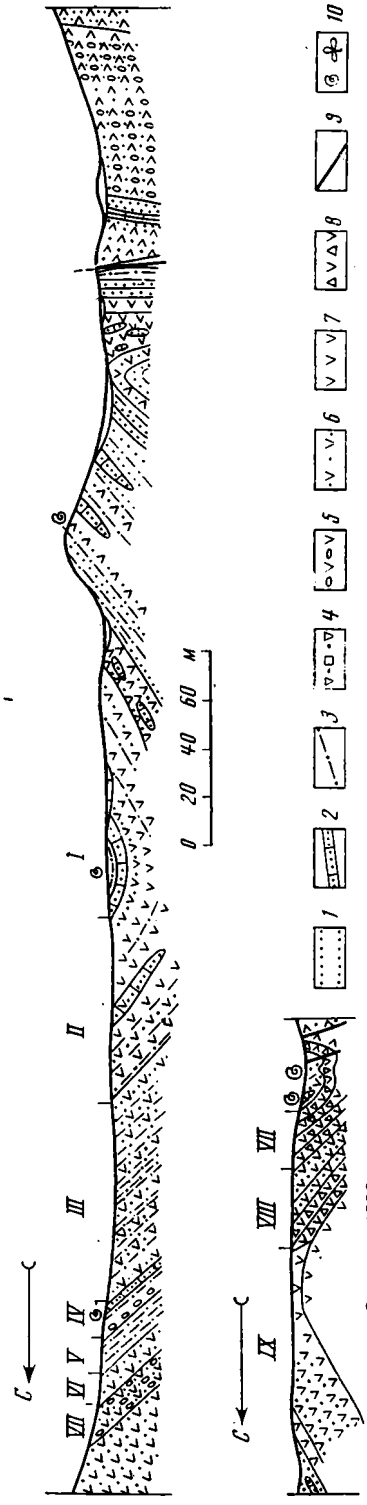


Рис. 39. Характер складчатых дислокаций в среднем структурном комплексе Буконь-Аркаульского прогиба, по А. Х. Кагарманову и др. (1967)

1 — песчаники; *2* — известковистые песчаники; *3* — алевролиты; *4* — гравелиты; *5* — туфолавы порфиритового состава; *6* — туфы порфиритов; *7* — порфириты; *8* — лавобрекчии; *9* — разломы; *10* — пункты находок фауны и флоры. I—IX — слои стратиграфического разреза

бенов второй генерации, которую отмечает Э. Г. Моисеева (1967), является их отчетливая связь с разломами широтного и северо-восточного простирания, свидетельствующая об их секущем (дискордантном) положении по отношению к общему структурному плану Иртыш-Зайсанской системы в целом и к структуре орогенных впадин и грабенов первой генерации в частности. Кроме того, вдоль этих же широтных и северо-восточных разломов, по данным Э. Г. Моисеевой, в среднем и позднем карбоне были сосредоточены центры вулканических извержений.

Морфология наложенных впадин и мульд второй генерации относительно проста. Это сравнительно плоские изометричные или слабо удлиненные в субширотном направлении синклинали, размеры которых обычно не превышают 15—20 *км* по длинной оси и 10—15 *км* по короткой. Лишь Майтюбинская синклиналь обладает несколько большими размерами. Ее длина достигает 60 *км* при ширине 20—25 *км*. Эти структуры часто оборваны разломами с одной (Кендерлыкская мульда) или с двух сторон (Джеменейская мульда) и тогда приобретают вид грабен-синклиналей. Внутренняя структура наложенных мульд и грабен-синклиналей нередко осложнена пологими широтными складками с размахом крыльев от 300 до 1000 *м* и с углом наклона слоев на крыльях 25—30°.

Средне-верхнекаменноугольные и пермские (частично триасовые) отложения, слагающие наложенные впадины и грабены второй генерации, представлены рядом орогенных формаций. Нижний формационный комплекс включает главным образом породы среднего — верхнего карбона и нижней перми. Он объединяет самостоятельные формации: наземные андезито-трахитовую, дацито-липаритовую и верхнюю угленосную молассовую, располагающиеся примерно на одном стратиграфическом уровне. Эти три формации впервые были выделены и описаны А. С. Кумпаном, Г. П. Добрецовым и К. В. Митрофановой (1969).

Наибольший интерес для наших целей представляют наземные андезито-трахитовая и дацито-липаритовая формации, которые развиты в Буконь-Аркаульском прогибе и в Актобинской, Котойской и Сержихинской мульдах. Они как бы группируются в субширотной полосе, резко несогласно пересекающей все главные тектонические зоны Иртыш-Зайсанской системы.

Наземная андезито-трахитовая формация, развитая в Буконь-Аркаульском прогибе, образована непрерывным рядом вулканогенных пород (лавы, вулканические брекчии и туфы), которые последовательно изменяют свой состав от андезито-базальтов до трахитов и плагиолипаритов. Преобладают, однако, андезиты и дациты. Все породы относятся к щелочноземельной серии, хотя отличаются иногда несколько повышенной щелочностью. Вулканогенные породы формации часто перемежаются с пластами, пачками и даже толщами мощностью в несколько сотен метров серых средне- и мелкогалечных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, нередко с прослоями каменного угля, которые принадлежат уже другой формации — верхней молассе, замещающей по латерали андезито-трахитовую и расщепляющей ее формационное тело. Общая мощность андезито-трахитовой формации — около 1000 *м*, а если учитывать появляющиеся в ее разрезе породы молассовой формации, то может достигать 2000 и даже 3250 *м*.

Наземная дацито-липаритовая формация развита только на Рудном и Южном Алтае. Это — сержихинская свита, выделенная М. Ф. Микуновым, и кукушский вулкано-плутонический комплекс (Конников и др., 1969). Наиболее широко она представлена в Сержихинской мульде. Максимальная мощность этой формации — 1300—1400 *м*. Формация представлена существенно вулканической серией пород, состав которых постепенно изменяется от андезитов и андезито-дацитов в низах разреза через дациты к лавам плагиолипаритов и липаритов. В целом, судя по

химизму пород, вся серия имеет щелочноземельный характер, отличаясь несколько повышенной щелочностью. Значительную роль среди вулканитов дацито-липаритовой формации играют туфы и туфолавы дацитового и липаритового состава. В качестве второстепенных членов парагенеза пород формации выступают переотложенные обломочные вулканомиктовые породы: крупногалечные туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туффиты, слагающие пачки не более 100—120 *м* мощности. Перечисленные члены парагенеза прорваны многочисленными субвулканическими, жерловыми и экструзивными телами липаритового и дацитового состава, что позволяет некоторым исследователям (Конников и др., 1969) рассматривать эту формацию в качестве вулкано-плутонической.

Особое место в составе нижнего формационного комплекса занимает *верхняя молассовая угленосная формация*, которая развита в хр. Саур (Кендерлыкская и Джеменейская мульды) и на северо-западе, в Прииртышской зоне (Кайноминская мульда). В Кайноминской мульде к этой формации относятся отложения среднего — верхнего карбона и нижней перми, общей мощностью 1600—1800 *м*, в Кендерлыкской мульде в ее состав включаются, кроме того, отложения верхней перми и триаса. Суммарная мощность формации возрастает здесь до 3200 *м*. Рассматриваемая континентальная угленосная моласса резко несогласно налегает на подстилающие породы силура, девона и нижнего карбона в Прииртышской зоне и на нижний намюрско-башкирский вулканогенно-молассовый комплекс среднего карбона — в хр. Саур. Формация участвует в строении наложенных впадин второй генерации. Поэтому мы выделяем ее в качестве верхней молассовой формации и противопоставляем, тем самым, нижним молассам намюра — башкирского яруса. В основании верхней континентальной угленосной молассовой формации обычно залегают мощные (до 200—300 *м*) базальные конгломераты, крупногалечные, со слабо окатанной галькой, состоящей из вулканогенных и интрузивных гранитоидных пород. Главными членами парагенеза пород рассматриваемой формации, кроме конгломератов, являются серые, зеленовато-серые, бурые, иногда черные граувакковые туфовые и полимиктовые разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, горючие сланцы и пласты каменного угля мощностью 0,5—0,8 *м* (иногда их мощность может достигать 6 *м*). В отличие от каменных углей нижней молассовой формации, эти угли отражают второй этап угленакопления в Восточном Казахстане. В качестве второстепенных членов формации выступают бентонитовые глины, сферосидериты, мергели с характерной фунтиковой структурой и пелециподовые известняки-ракушечники.

Важным свойством верхней молассовой формации, особенно ярко выраженным в Кендерлыкской мульде, является отчетливая ритмичность в напластовании пород. А. С. Кумпан, Г. Л. Добрецов и К. В. Митрофанова (1969) указывают, что в этой формации «...можно выделить три крупных ритма первого порядка (макроритмы), каждый из которых характеризуется присутствием в основании конгломератов и грубозернистых пород, а в верхней части — алевролитов, аргиллитов, горючих сланцев и углей. Первому (нижнему) макроритму соответствует кендерлыкская свита, второму — караунгурская и таранчинская свиты и третьему — акколанская свита. В составе ритмов первого порядка можно насчитать 13 ритмов второго порядка (мезоритмов), разделенных местными перерывами. В составе последних можно выделить массу мелких ритмов более высоких порядков (микроритмов), особенно характерных для тонкозернистых пород» (стр. 145).

В низах верхней угленосной молассы Кендерлыкской мульды присутствует некоторое количество туфов и туфолав кварцевых порфиров и андезито-дацитов. Эти породы можно рассматривать в качестве аллофильных членов, указывающих на существование латерального перехо-

да от верхней молассы к наземным андезито-трахитовой и дацито-липаритовой формациям, распространенным как севернее (в пределах Буконь-Аркаульского прогиба), так и южнее (на территории Китая, в области Джунгарского массива и его складчатого обрамления).

Контрастная трахибазальт-трахилипаритовая вулканогенная формация, особенно широко развитая на северо-западе Иртыш-Зайсанской системы, в Семипалатинском районе, имеет позднепермско-раннетриасовый возраст и включает в себя так называемый семейтауский комплекс или свиту. Как по условиям своего залегания в виде почти недислоцированного, практически горизонтального чехла, так и по ярко выраженному щелочному составу вулканических пород, эта формация резко отличается от средне-верхнекаменноугольных — нижнепермских андезито-трахитовой и дацито-липаритовой формаций. А. С. Кумпан и его соавторы (1969) справедливо рассматривают появление этой формации как свидетельство наступления в Иртыш-Зайсанской системе условий субплатформенного режима. Главными представителями этой формации среди эффузивов могут служить лавы трахибазальтов, трахитов и трахилипаритов, анортоклазовые липаритовые игнимбриты, латиты и ортоклазовые липариты, а среди пород субвулканических тел — анортоклазиты, монцониты, щелочные габбро.

Таким образом, ряд верхнепалеозойских формаций Иртыш-Зайсанской складчатой системы (см. схему) в самом общем виде может

Схема

позднепалеозойских формационных рядов Иртыш-Зайсанской складчатой системы

Орогенные впадины второй генерации

Контрастная трахибазальто-трахилипаритовая ($P_2 - T_1$) ← Контрастная трахибазальто-трахилипаритовая (P_2–T_1 (?))

↑ ↑

Верхняя континентальная угленосная молассовая (C_{2-3}—P_1, иногда $P_2 - T_1$) ← Наземная андезито-трахитовая ($C_{2-3} - P_1$) → Наземная дацито-липаритовая ($C_{2-3} - P_1$)

Орогенные впадины первой генерации

Андезито-дацитовая островная ($C_1 - C_2$) → Нижняя угленосная молассовая ($C_1 - C_2$) → Андезито-дацитовая островная ($C_1 - C_2$)

быть подразделен на две части. Нижняя, включающая нижнюю угленосную молассовую и андезито-дацитовую островную формации, характеризует раннеорогенный период развития геосинклинальной системы и рассматривается нами в качестве нижнего вулканогенно-молассового формационного комплекса, образование которого контролировалось орогенными прогибами, впадинами и грабенами первой генерации, заложившимися и развивавшимися в краевых складчатых зонах ранней (внутривизейской) консолидации.

Верхняя часть, объединяющая верхнюю континентальную угленосную молассовую, наземные андезито-трахитовую, дацито-липаритовую и контрастную трахибазальто-трахилипаритовую формации средне-верхнекаменноугольного, пермского и триасового возраста, отвечает позднеорогенному периоду, в процессе которого формировались наложенные впадины и мульды второй генерации.

Важная особенность вулканогенных формаций, слагающих наложенные впадины и мульды второй генерации,— повсеместно отмечаемая в той или иной степени повышенная щелочность составляющих их вулканических пород, что, вероятно, находится в прямой связи с резко наложенным характером этих впадин и мульд. Другим свойством, более общим и обычным для позднепалеозойских вулканических серий различных регионов, является ярко проявленная закономерность эволюции хи-

мического состава вулканических пород в процессе орогенного этапа развития Иртыш-Зайсанской системы. Эта эволюция выражена в том, что нормальная щелочноземельная вулканическая серия, характерная для ранней стадии орогенного этапа (намюр — башкирский век среднего карбона), постепенно приобретает повышенную щелочность в более поздние стадии (средний — верхний карбон — нижняя пермь) и, наконец, становится щелочной на заключительной стадии (верхняя пермь — триас).

ВЫВОДЫ

Проведенный обзор позднепалеозойских орогенных структур и магматизма варисцид Казахстана демонстрирует, с одной стороны, большое разнообразие форм проявления и стиля позднепалеозойского орогенного развития разных областей этого обширного региона, а с другой, позволяет выявить некоторые общие закономерности этого процесса, свойственные всей территории Центрального и Восточного Казахстана.

Несхожесть в форме и стиле проявления орогенного этапа развития Центрального и Восточного Казахстана бросается в глаза сразу, поскольку в первом из них доминирующую роль играли магматические процессы, обусловившие формирование на обширных площадях Южной Джунгарии и Северного Прибалхашья мощного позднепалеозойского вулкано-плутонического комплекса (или комплексов), тогда как во втором господствовали тектонические процессы, выразившиеся в структурно- и морфообразующем горообразовании, сопровождавшемся накоплением в межгорных и предгорных депрессиях молассовых комплексов. Вместе с тем, внимательное и детальное сравнение основных типов структур, главных этапов их развития и формационного состава слагающих их толщ показывает, что позднепалеозойское орогенное развитие Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Иртыш-Зайсанской системы подчинялось некоторым общим закономерностям.

1. И в Центральном, и в Восточном Казахстане в процессе позднепалеозойского орогенного развития возникли два вулканогенно-молассовых формационных комплекса. Нижний начал формироваться в разных зонах в различное время, в целом, однако, не выходившее за пределы раннего карбона — башкирского века среднего карбона. Накопление толщ верхнего комплекса во всех зонах началось практически одновременно — в московском веке среднего карбона и продолжалось до конца перми и раннего триаса включительно.

В Северном Прибалхашье и Южной Джунгарии и нижний, и верхний комплексы имеют существенно вулканогенный состав при подчиненной роли молассовых образований и обычно рассматриваются как вулкано-плутонические. В Иртыш-Зайсанской системе среди пород этих комплексов, напротив, преобладают молассы (нижние в нижнем комплексе, верхние в верхнем комплексе), а орогенные вулканические образования развиты слабо и не повсеместно.

2. Образование толщ нижнего и верхнего вулканогенно-молассовых комплексов парагенетически связано с развитием двух генераций орогенных прогибов и впадин. Прогибы и впадины ранней генерации заполнялись нижним вулканогенно-молассовым комплексом и были развиты ограниченно, только в варисцийских складчатых зонах ранней консолидации. Прогибы и впадины поздней генерации служили местом аккумуляции компонентов верхнего вулканогенно-молассового комплекса и накладывались не только на варисцийские складчатые зоны ранней и поздней консолидации, но и на участки каледонид.

3. Формирование верхнего вулканогенно-молассового комплекса в той или иной мере сопровождалось структурной перестройкой как

варисцийских складчатых сооружений, так и некоторых раннеорогенных прогибов и впадин, сложенных нижним вулканогенно-молассовым комплексом (например, Буконь-Аркаульского прогиба в Иртыш-Зайсанской системе или Илийской впадины в Южной Джунгарии). Вместе с тем, некоторые из крупных орогенных впадин (типа Токрауской или Северо-Прибалхашской) развивались непрерывно и унаследованно на протяжении всего времени формирования нижнего и верхнего вулканогенно-молассовых комплексов. Все эти обстоятельства дают возможность выделить два типа орогенных структур среди позднепалеозойских прогибов и впадин казахстанских варисцид: наложенные впадины и прогибы, сложенные исключительно породами верхнего вулканогенно-молассового комплекса, и унаследованные впадины и прогибы, в строении которых участвует не только верхний, но и структурно согласный с ним нижний вулканогенно-молассовый комплекс.

4. В орогенном развитии варисцид Центрального и Восточного Казахстана выделяются, следовательно, два периода: раннеорогенный, во время которого в процессе замыкания варисцийских геосинклинальных систем и их складчатости происходило формирование нижнего вулканогенно-молассового комплекса, накапливавшегося в раннеорогенных прогибах и впадинах, и позднеорогенный, в ходе которого орогенный режим распространился не только на всю площадь варисцийских складчатых систем Центрального и Восточного Казахстана, но и на прилежащие части каледонид, а в орогенных прогибах и впадинах поздней генерации стал накапливаться верхний вулканогенно-молассовый комплекс. Рубеж между ранне- и позднеорогенным периодами развития проходил между башкирским и московским веками среднего карбона и был общим как для Центрального, так и Восточного Казахстана.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ ПРОГИБА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Главный Кавказский хребет, особенно его северный склон, где развит верхнепалеозойский орогенный вулканогенно-молассовый комплекс, чрезвычайно интересен для нас, так как эта область, несмотря на сравнительно небольшие размеры, занимает связующее положение между двумя крупнейшими регионами массового проявления позднепалеозойского орогенного магматизма — Западной и Центральной Европы на западе и Средней Азии и Казахстана на востоке.

В процессе изучения верхнепалеозойских вулканогенно-молассовых образований Большого Кавказа очень большое значение имели исследования В. Н. Робинсона (1935, 1938, 1946, 1948, 1958), Д. С. Кизевальтера (1948; Белов, Кизевальтер, 1962), П. М. Меркулова (1955), А. П. Резникова (1958), И. Я. Баранова (1948, 1958, 1959), А. А. Белова (1958а, б, 1960), Н. И. Погребнова (1961), Г. И. Баранова (1968), С. С. Круглова и В. Н. Робинсона (1968) и В. В. Пермякова. А. А. Белов подвел итог всем предшествовавшим исследованиям и подробно рассмотрел тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа в позднем палеозое. Значительный интерес представляет и обобщающее исследование доюрских отложений Кавказа, выполненное Ш. А. Адамия (1968). Специальному изучению позднепалеозойских магматических пород посвящены работы П. И. Лебедева (1930), А. А. Каденского (1956), Г. Д. Афанасьева (1958, 1967) и его сотрудников (Афанасьев и др., 1968) и Н. П. Лупановой (1969).

В настоящее время можно считать твердо установленным, что в фундаменте Большого Кавказа, исключая его южный склон, располагается варисцийское складчатое сооружение. В его строении, помимо метаморфических толщ докембрия или нижнего палеозоя, тяготеющих к осевой части Главного Кавказского хребта, участвуют мощные вулканогенные и флишоидные геосинклинальные серии девона и нижнего карбона, которые интенсивно дислоцированы и несогласно перекрыты молассовыми и вулканогенно-молассовыми образованиями среднего — верхнего карбона и нижней части перми. На западе варисцийского складчатого сооружения Большого Кавказа А. А. Белов (1960) выделяет (с юга на север) три главные структуры, простирающиеся в субширотном направлении: Главнокавказский горст-антиклинорий, грабен-синклинорий Передового хребта и Бичасынский горст-антиклинорий, отличавшийся унаследованным развитием на протяжении всего среднего и позднего палеозоя.

Грабен-синклинорий Передового хребта, в свою очередь, подразделяется А. А. Беловым на три продольные зоны: Бамбакско-Кынырчадский грабен-синклинорий на юге, Срединный горст-антиклинорий и Лабино-Тебердинский грабен-синклинорий на севере, сильно переработанные тектоническими движениями альпийского этапа. Лабино-Тебердинский грабен-синклинорий наследует варисцийскую синклинорную Бескесско-

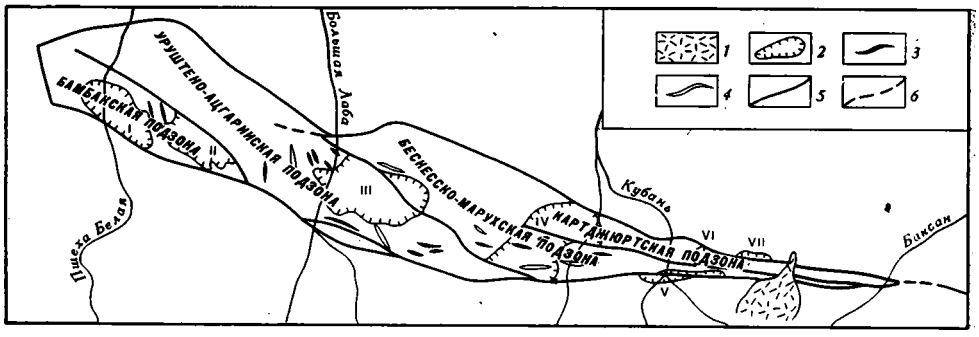


Рис. 40. Схема структурного районирования зоны Передового хребта Большого Кавказа, по Г. И. Баранову (1968)

1 — неоген-четвертичные лавы; *2* — контуры позднепалеозойских впадин, наложенных на среднепалеозойскую структуру зоны Передового хребта; *3* — оси палеозойских антиклиналей; *4* — оси палеозойских синклиналей; *5* — разломы, разграничивающие среднепалеозойские структурно-формационные зоны; *6* — прочие разрывные нарушения. Впадины: I — Белореченская, II — Бамбакская, III — Кяфаро-Зеленчукская, IV — Аксаутская, V — Эпчикская, VI — Чуммурлинская, VII — Исламчатская

Марухскую зону. Бамбакско-Кынырчадский грабен-синклинорий на всем протяжении тяготеет к Тырныаузско-Пшекишской шовной зоне, которая, по современным представлениям, служит границей между Скифской эпиварисцийской плитой и расположенной к югу альпийской геосинклинальной областью.

Лабино-Тебердинский и Бамбак-Кынырчадский грабен-синклинории, как указывает Г. И. Баранов (1968), разделены поперечными выступами на ряд самостоятельных межгорных впадин. Наиболее крупные из них (с запада на восток): Урупская, Белореченская, Бамбакская, Кяфаро-Зеленчукская, Аксаутская, Эпчикская, Чуммурлинская и Исламчатская (рис. 40). Некоторые из впадин частично наложены и на Срединный горст-антиклинорий, подчеркивая тем самым поперечную зональность и в его пределах. Тем не менее, складки в отложениях, слагающих эти межгорные впадины, имеют отчетливое северо-западное (продольное) простирание. Среди них преобладают пологие брахискладки с сильно ундулирующими шарнирами. Вдоль крупных разломов изредка проявлена интенсивная мелкая складчатость.

Позднепалеозойские межгорные грабен-синклинории и осложняющие их впадины в целом имеют конседиментационный характер, на что указывают все исследователи. Рассматриваемым впадинам свойственно отмеченное еще В. Н. Робинсоном (1946) постепенное расширение площа-

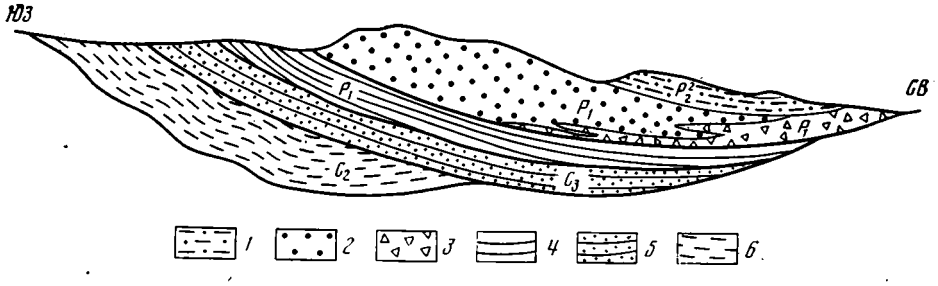


Рис. 41. Схематический геологический разрез через Кяфаро-Зеленчукскую впадину, по Г. И. Баранову (1968)

1—4 — пермские отложения: *1* — песчаники и алевролиты верхней перми; нижняя пермь: *2* — конгломераты и песчаники, *3* — брекчии и конгломераты, *4* — песчаники и алевролиты; *5* — верхнекаменноугольные отложения; *6* — среднекаменноугольные отложения

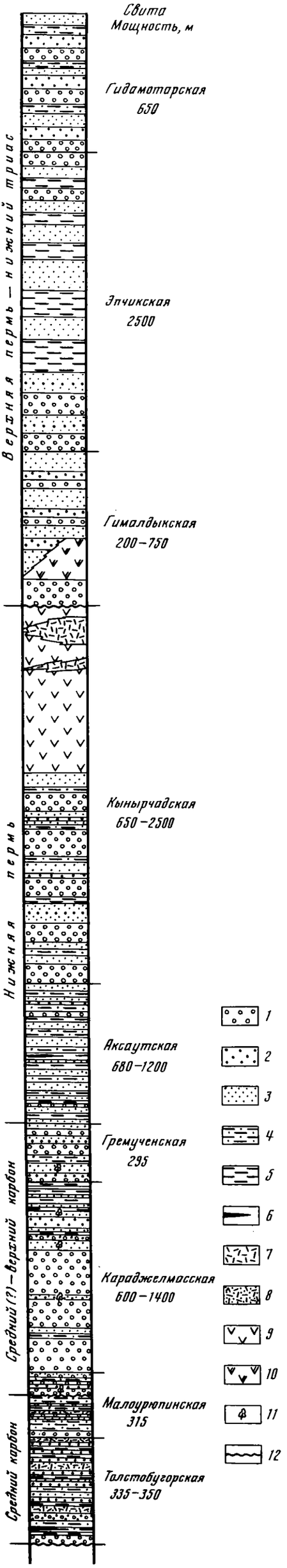


Рис. 42. Стратиграфическая колонка верхнепалеозойских отложений межгорного прогиба Передового хребта Большого Кавказа, по данным А. А. Белова (1960)

1 — конгломераты;
2 — гравелиты и пуддинговые песчаники;
3 — песчаники;
4 — алевролиты;
5 — аргиллиты;
6 — прослои каменного угля;
7 — лавы липаритового состава;
8 — туфы липаритового состава;
9 — лавы андезитового состава;
10 — лавы трахиандезитового состава;
11 — места находок остатков ископаемой флоры;
12 — фациальная граница

Заказ № 4296

ди седиментации по мере накопления осадков, благодаря чему в их краевых частях на фундамент налегают наиболее молодые образования. А. А. Белов (1960) убедительно показал, что верхнепалеозойские отложения межгорных прогибов и впадин Передового хребта образуют весьма характерный так называемый смещенный комплекс, отличающийся специфическим «черепитчатым» строением. Последнее было обусловлено тем, что в процессе конседиментационного развития оси межгорных прогибов и впадин последовательно смещались в каком-то одном определенном направлении, в связи с чем они как бы накатывались на Срединный горст-антиклинорий, смещаясь соответственно к северу или к югу (рис. 41).

Строение разреза

В самом общем виде разрез верхнепалеозойских отложений северного склона Главного Кавказского хребта может быть подразделен на три комплекса (Робинсон, 1946, 1948): Нижний средне-верхнекаменноугольный комплекс залегает резко несогласно на сильно дислоцированных среднепалеозойских образованиях. В связи с присутствием в нем промышленных залежей каменного угля комплекс получил название продуктивной толщи. Средний, нижнепермский комплекс представлен красноцветной молассовой формацией с горизонтами вулканогенных пород. Самый верхний, верхнепермско-триасовый, сложен эпиконтинентальными конгломерато-песчанико-алевролитовыми отложениями. Средний комплекс залегает на нижнем совершенно согласно. Верхний, существенно красноцветный, отделен от двух нижних угловым несогласием. Исследования последующих лет, особенно А. А. Белова (1960), позволили значительно дополнить и детализировать первоначальную схему В. Н. Робинсона, подтвердив, вместе с тем, правильность основных положений схемы. Обобщенная колонка верхнепалеозойских отложений Передового хребта, составленная по данным А. А. Белова (1960), приведена на рис. 42.

Магматические образования

Вулканические породы позднего палеозоя развиты только на северном склоне Главного Кавказского хребта, главным образом в Передовом хребте, где они концентрируются в основном на двух стратиграфических уровнях — в среднем карбоне и в верхах разрезов нижней перми. Незначительные проявления вулканизма отмечены на востоке Передового хребта в основании верхнепермско-нижнетриасового молассового комплекса. Вулканические породы слагают как лавовые покровы и пачки пирокластических образований, так и субвулканические дайковые и экструзивные тела, и обычно рассматриваются в качестве образований вулкано-плутонических комплексов или формаций (Афанасьев и др., 1968; Срабонян, 1968).

Вулканические породы среднего карбона представлены почти исключительно липаритовыми порфирами, их брекчиями и туфами, и лишь в бассейне рек Большой и Малой Лабы в низах среднего карбона отмечены порфириты среднего состава. Характерной особенностью среднекаменноугольных вулканитов является то, что они группируются в отдельные, нередко выклинивающиеся по простиранию вулканические горизонты мощностью от 4—5 до 20—25 *м* и более. Число таких горизонтов непостоянно и колеблется от 2—3 до 5—7. Горизонты вулканических пород как бы расслаивают угленосные молассовые образования среднего карбона на ряд толщ, что иногда использовалось при их стратиграфическом расчленении (Погребнов, 1961).

По структурно-петрографическим признакам среди кислых вулканических пород выделяются микропорфировые и афировые кварцевые пор-

фиры с микрофельзитовой и флюидальной структурой, кристаллические и литокластические туфы и туффиты, а также вулканические брекчии липаритового состава. А. П. Резников (1958) отмечает, что вверх по разрезу в вулканогенных породах уменьшается количество кварца и увеличивается содержание биотита, что может свидетельствовать о возрастании общей щелочности и, прежде всего, содержания калия в породах.

Рвущие субвулканические гипабиссальные тела развиты очень широко и представлены дайками (иногда мощностью до 300 *м*) и куполами ортофиров, кварцевых, липаритовых и дацитовых порфиров, а также гранит-порфиров, которые, по мнению Г. Д. Афанасьева (1958), специально изучавшего их в бассейне рек Большой и Малой Лабы, являются во многих случаях экструзивными жерловыми фациями трещинных и центральных вулканов. А. А. Каденский (1956) указывает, что некоторые из подобных субвулканических тел имеют сиенитовый состав. Судя по данным петрографических описаний и результатам химических анализов, вулканиты среднего карбона Передового хребта представляют собой дериваты нормальной щелочноземельной кислой магмы. Наиболее поздние дифференциаты характеризуются повышенным содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием, перенасыщенностью алюминием и кремнеземом и специфическим набором элементов-примесей, в том числе ниобия и вольфрама (Афанасьев и др., 1968; Лупанова, 1969).

Г. Д. Афанасьев (1958) и А. А. Белов (1960) отмечают, что вулканические породы среднего карбона (верхнепалеозойские, по Г. Д. Афанасьеву) локализовались в зоне крупного разлома, разделявшего Лабино-Тебердинский грабен-синклинорий и Бичасынский горст-антиклинорий (Афанасьев и др., 1968; Лупанова, 1969). Основываясь на полном тождестве петрохимических и геохимических черт и совпадении данных радиологического возраста, Г. Д. Афанасьев и многочисленный коллектив его сотрудников (1968) и Н. П. Лупанова (1969) приходят к выводу об одновременности и комагматичности проявлений кислого вулканизма Передового хребта и позднепалеозойского гранитоидного магматизма Главного хребта.

Раннепермские вулканические породы распространены главным образом в центральной части Передового хребта, в бассейнах рек Аксаут, Теберда, Кишкит и в некоторых других местах. Они приурочены в основном к кынырчадской свите, слагающей верхи нижнепермского разреза, и отделены от вулканогенных пород среднего карбона значительным интервалом времени, в течение которого отложилась почти двухкилометровая серия терригенных пород. Для нижнепермских вулканитов, в отличие от среднекаменноугольных, характерны значительная мощность вулканических покровов (суммарная мощность их достигает 250—800 *м*, хотя по простиранию они могут полностью выклиниваться) и средний, существенно андезитовый и дацитовый состав. Толщи и пачки вулканических пород либо полностью преобладают в разрезе свиты, либо тесно группируются в ее верхней части.

По данным А. А. Белова (1960), большинство нижнепермских вулканических пород представлено андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, их туфолавами, туфами и брекчиями. В значительном количестве, особенно в верхах кынырчадской свиты, развиты кварцевые альбитофиры и кварцевые трахитовые порфиры (последние часто образуют вулканические брекчии), а также дациты и трахидациты. Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты — буровато-серые, темно-серые или фиолетово-красные породы, массивные, нередко миндалекаменные, иногда с шаровой отдельностью. Многочисленные вкрапленники в них представлены роговой обманкой и плагиоклазом. Мощность отдельных толщ андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов достигает 200—700 *м*. Кварцевые трахитовые порфиры, или трахидациты,

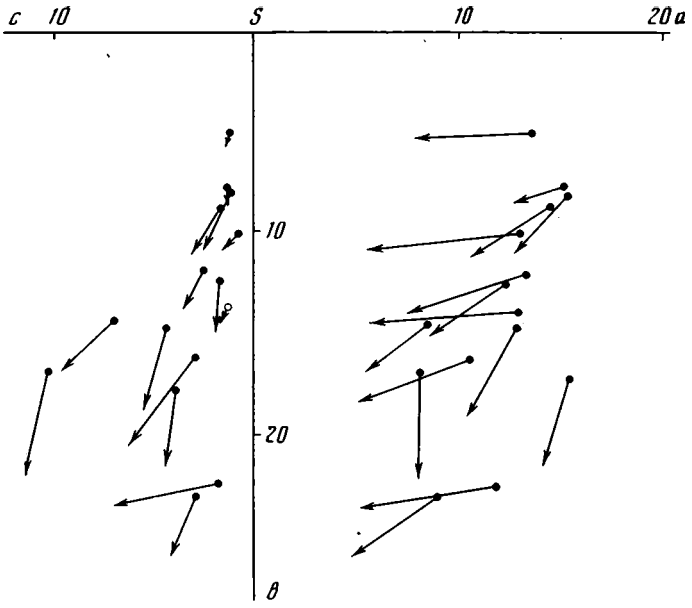


Рис. 43. Составы позднекаменноугольных — раннепермских пород Передового хребта Большого Кавказа на диаграмме А. Н. Заварицкого

по Г. Д. Афанасьеву и др. (1968),— темно-красные, зеленоватые и лиловые, с характерной флюидальной текстурой, содержат во вкрапленниках кварц, калишпат и альбит. Брекчии этих пород состоят из остроугольных обломков лав (кварцевых трахитовых порфиров), сцементированных кислым туфовым материалом. Они образуют горизонты мощностью до 250 *м*. Породы более кислого состава — липариты и дацитовые порфиры — слагают, как правило, экструзивные и дайковые тела, в том числе жерла вулканов центрального типа. Подобные образования описаны Н. П. Лупановой (1969) на р. Пцицерке, у пос. Верхний Кутан и в ряде других мест.

По своему петрохимическому составу описываемая серия вулканических пород ранней перми (рис. 43) относится к щелочноземельному типу. Г. Д. Афанасьев считает, что процесс дифференциации этой «...эффузивно-экструзивной серии шел в направлении от основных повышенно щелочных через средние повышенно щелочные к кислым гранитным (липаритовым) остаточным расплавам» (Афанасьев и др., 1968, стр. 144). Однако результаты детальных геологических исследований, выполненных А. А. Беловым и другими сотрудниками Северо-Кавказской экспедиции МГУ, ставят под сомнение этот вывод, так как было установлено, что подавляющая часть трахиандезитовых порфиритов приурочена к верхнепермской гималдыкской свите и отделена от раннепермских вулканитов и моласс поверхностью несогласия. Г. Д. Афанасьев и коллектив его сотрудников (1968) отмечают, что в ранней перми произошло некоторое смещение к югу области проявления наземного вулканизма, по сравнению с средне-позднекаменноугольным временем.

Позднепермские вулканические породы, развитые в основании позднепермско-раннетриасового комплекса, представлены трахиандезитовыми, реже андезитовыми и трахидацитовыми порфиритами и их туфами, слагающими нижнюю часть гималдыкской свиты в бассейне рек Гималдык, Теберда и Кишкит. Как установил А. А. Белов, наиболее крупные излияния эффузивов этого возраста происходили в бассейне р. Киш-

кит, где образовалась вулканогенная толща мощностью до 200 *м*, состоящая из 11 отдельных потоков. Обычно же эффузивы гималдыкской свиты представлены одним — двумя потоками мощностью от 5 до 20 *м*. Вулканические породы гималдыкской свиты отличаются от вулканитов ранней перми и среднего — позднего карбона большей основностью и повышенной щелочностью.

Одновременно с позднепалеозойской вулканической деятельностью в межгорном прогибе Передового хребта в области его северного и южного обрамления происходило внедрение крупных масс гранитоидов. На севере, в Лабино-Малкинской зоне сформировался комплекс так называемых северных, или красных, микроклиновых гранитов, представленных биотитовыми, мусковитовыми или двуслюдяными гранитами и гранодиоритами (первая фаза) и жильными аляскитами (вторая фаза). Они слагают крупные батолиты или массивы грибообразной формы, расположенные в древних метаморфических сланцах. Возраст гранитоидов этого комплекса, по данным Г. Д. Афанасьева (1958), составляет 240—280 млн. лет. На юге, в геоантиклинальной зоне Главного хребта позднепалеозойский гранитоидный магматизм выражен комплексом «серых гранитов», представленным микроклиновыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, среди которых присутствуют биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные разности (возраст, по данным Г. Д. Афанасьева,— 235—275 млн. лет), и более молодым комплексом аляскитовых гранитов, представляющих собой конечную фазу позднепалеозойского гранитоидного магматизма Главного хребта. Комплекс «серых гранитов» слагает крупные массивы в бассейне рек Аксаут, Теберда, Маруха и в междуречье Уруштена и Малой Лабы. Продукты размыва пород этих массивов в значительном количестве встречаются в нижнепермских отложениях.

Структура

Современная структура позднепалеозойского межгорного прогиба Передового хребта в основных чертах сформировалась в конечные этапы варисцийской складчатости. В дальнейшем она испытала определенное, местами существенное влияние альпийских тектонических движений, в результате которых (главным образом, в процессе предъюрского размыва) была эродирована значительная часть верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений в пределах грабен-синклинориев и, особенно, в пределах Срединного горст-антиклинория. В самой южной части прогиба Передового хребта, в Тырныауз-Пшекишской шовной зоне альпийские движения имели структурообразующее значение и привели к образованию горстов, грабенов, многочисленных складок и разломов.

А. А. Белов (1960) отмечает, что структура позднепалеозойского прогиба Передового хребта была обусловлена одновременным существованием продольной (общекавказской) системы разрывов, простирающейся в субширотном запад-северо-западном направлении, и поперечной, северо-восточной. Движения по разломам происходили неравномерно и обусловили сложную комбинацию взаимопересекающихся продольных и поперечных структур. К первым относятся уже упоминавшиеся выше Лабино-Тебердинский и Бамбакско-Кынырчадский грабен-синклинории второго порядка и разделяющий их Срединный горст-антиклинорий. Вторые представлены изометричными поперечными Бамбакской, Кяфаро-Зеленчукской, Аксаутской и другими впадинами и разделяющими их Кизылчукским, Пастуховским, Гидамским, Чукуламским и Малкинским поперечными выступами. Как те, так и другие представляли собой длительно развивавшиеся конседиментационные структуры, в свою очередь, осложненные более мелкими наложенными складчатыми и разрывными дислокациями. Последние выражены слабо

линейными и брахиформными складками с сильно ундулирующими шарнирами. Углы наклона слоев на крыльях складок обычно не превышают 25—40° и лишь на отдельных участках возрастают до 45—55 и даже до 80°.

История развития и формации

История развития позднепалеозойского межгорного прогиба Передового хребта детально рассмотрена А. А. Беловым (1960), материалы которого положены в основу данного раздела. Прогиб заложился в среднем карбоне, в середине башкирского века, когда в результате варисцийской складчатости Северо-Кавказский эвгеосинклинальный прогиб был превращен в синклинорий, а окружавшие его с севера и юга поднятия и срединные массивы испытали резкое воздымание и преобразовались в горст-антиклинории. Быстрое поступление значительных масс обломочного материала, сносимого с горст-антиклинориев в пределы относительно опущенного Северо-Кавказского синклинория, привело к тому, что возникший межгорный прогиб Передового хребта как бы «вложился» в варисцийский синклинорий и в дальнейшем унаследовал многие особенности его структуры.

Процесс заложения межгорного прогиба Передового хребта, как это прекрасно показал А. А. Белов, происходил не одновременно в разных его частях и растянулся в связи с этим на весь средний и частично поздний карбон. В самом начале возникло несколько небольших узких вытянутых впадин в северо-западной Тебердинской части прогиба (от р. Большой Лабы до Марухского разлома, в бассейне рек Агур и Гидам и в некоторых других местах). Затем в опускание была вовлечена южная, Кынырчадская, часть прогиба на участке междуречья Большой Лабы и Мáрухи. Образовавшаяся, таким образом, впадина на востоке была ограничена Гидамским выступом. Максимальное прогибание в это время испытывали северные впадины, что устанавливается по наибольшей мощности среднекаменноугольных отложений, тогда как на юге, где еще не обособились Срединное поднятие и Кынырчадский прогиб, прогибание было замедленным.

Все исследователи (Робинсон, 1946; Резников, 1958; Белов, 1960; Погребнов, 1961) отмечают, что в среднем карбоне на первой стадии своего развития межгорный прогиб Передового хребта имел асимметричное строение, обусловленное поступлением главной массы обломочного материала с юга — с горст-антиклинория Главного хребта, уже в то время геоморфологически выраженного в виде горного хребта. Первая стадия развития прогиба охватывала башкирский и первую половину московского веков среднего карбона. За это время в прогибе накопилась мощная серия грубообломочных угленосных пород, которая как по парагенезу пород, так и по условиям и месту образования в полной мере отвечает молассовой формации (Милановский, Хаин, 1963). Этот молассовый комплекс, мощность которого сильно колеблется и максимально достигает 600—700 *м* (см. рис. 42), сложен часто перемежающимися пачками и пластами разногалечных конгломератов, гравелитов и песчаников, а также алевролитов и аргиллитов, нередко кремнистых, с маломощными прослоями каменного угля и горизонтами сферосидеритов. Другой важный член парагенеза представлен вулканогенными породами, образующими горизонты лав и пирокластических образований кислого (кварцевые порфиры), реже — основного (диабазовые порфириты) состава.

Конгломераты, гравелиты и песчаники, по данным А. П. Резникова (1958), представлены плохо отсортированными, разнозернистыми, часто «пуддинговыми», преимущественно, полимиктовыми разностями, которые характеризуют фации подгорно-веерного пояса, т. е конусы

выноса, русловые и пойменные образования. Обломочный материал в них распределен крайне неравномерно. Гравийный материал образует линзовидные выклинивающиеся прослои и перемежается с галечным и песчаным. В гальке конгломератов преобладают кислые и средние эффузивы, метаморфические сланцы, разнообразные кремнистые породы, реже встречаются кварциты, песчаники, гранитоиды и габброиды; в значительном количестве присутствуют кварц, полевые шпаты и слюды. Среди песчаников выделяются кварцевые, кварц-полевошпатовые, полимиктовые (преобладают) и граувакковые разности. Они окрашены в светло- и темно-серые, реже — зеленоватые и черные цвета. Алевролиты и аргиллиты отличаются темно-серой или черной окраской и полосчатой тонкослоистой текстурой. Среди алевролитов, часто окремненных, отмечены кварцево-слюдистые (особенно распространенные), кварцево-слюдисто-полевошпатовые, кварцево-граувакковые и углистые разности. В аргиллитах обычно в большом количестве присутствует пылевидное рассеянное углистое вещество. С алевролитами и аргиллитами ассоциируют тонкие (0,1—0,7 *м*, редко — 1,5—5,0 *м*) выклинивающиеся прослои каменного угля, общее количество которых достигает 10—18, и желваки сферосидеритов размером до 15 *см* в поперечнике. Эта группа пород, по мнению А. П. Резникова (1958), характеризует пойменные, озерные и озерно-болотные фации.

Вулканические породы образуют от двух-трех до пяти-семи горизонтов, равномерно распределенных по всему разрезу отложений среднего карбона, но только в северной прибортовой части межгорного прогиба. Среди них преобладают туфы, туфо- и лавобрекчии, реже лавы кварцевых порфиров. В единичных случаях встречаются диабазовые порфириты. Мощность таких горизонтов изменяется от 4—5 до 20—25 *м* и более. По простиранию они могут быстро выклиниваться. К группе вулканогенных пород следует отнести, по-видимому, и кремнистые яшмовидные породы халцедонового и халцедоно-глинистого состава (с содержанием кремнезема до 80—95%), образование которых Н. И. Погребнов (1961) связывает с выпадением коллоидальных масс кремнезема (продукты вулканической деятельности) из водной среды. Кремнистые породы слагают многочисленные пачки в верхней части формации, причем мощность таких пачек варьирует от 20 до 30—40 *м*. Характер распределения грубообломочных пород подгорно-веерного пояса и тонкообломочных пород озерных и озерно-болотных фаций как в вертикальном разрезе формации, так и на площади ее распространения позволяет выявить грубую вертикальную ритмичность формации и асимметрию ее поперечного профиля.

А. П. Резников (1958) показал, что в отложениях среднего карбона в бассейне р. Большой Зеленчук намечаются два вполне отчетливых крупных ритма осадконакопления, в первую половину которых формировались толщи преимущественно грубообломочных пород: конгломератов и песчаников (соответственно 67 и 54% для первого и второго ритма), а во вторую — толщи алевролито-глинистого состава, в которых количество конгломератов и песчаников не превышает 20% в первом ритме и 15% во втором. Более поздние исследования подтвердили существование грубой ритмичности среднекаменноугольных отложений в других районах Северного Кавказа (Белов, 1960; Погребнов, 1961).

Асимметричное строение комплекса среднекаменноугольных отложений выражено в том, что на юге в его составе преобладают грубозернистые породы аллювиально-пролювиального генезиса, тогда как на севере обломочный материал более мелкозернистый, повышается роль глинистых пород озерно-болотных фаций и значительное распространение получают вулканогенные и кремнистые породы. Одновременно к северу происходит сокращение мощности среднекаменноугольных отло-

жений. Эта асимметрия обусловлена тем, что главная масса обломочного материала поступила в межгорный прогиб с юга — с Главнокавказского горст-анатиклинория.

Вместе с тем, уже в этот наиболее ранний этап развития межгорного прогиба Передового хребта на фоне его общей зональности намечаются первые признаки поперечных структур, выявленные А. А. Беловым в результате палеогеографического анализа. Именно в это время стали вырисовываться Урупская, Кафяро-Зеленчукская и Аксаутская поперечные впадины, в которые обломочный материал поступал не только с юга, но и с запада и востока, т. е. с Гидамского и Кизылчукского поперечных поднятий.

Описанный комплекс среднекаменноугольных отложений обычно справедливо рассматривают как молассовый, завершающий развитие Северо-Кавказской эвгеосинклинали (Резников, 1958; Белов, 1960; Погребнов, 1961; Милановский, Хаин, 1963; Лунеев, Резников, 1968). Однако орогенный режим и связанная с ним молассовая седиментация в это время ограничивались областью Главного Кавказского и Передового хребтов и некоторых смежных районов, тогда как севернее (Предкавказская миогеосинклиналь, прогиб Большого Донбасса) и южнее (геосинклиналь южного склона Большого Кавказа) продолжали существовать морские бассейны геосинклинального характера. Подобная обстановка, когда орогенный режим наступает только в отдельных складчатых зонах, по соседству с которыми еще существуют незамкнутые геосинклинальные прогибы, характерна для раннеорогенного периода развития геосинклинальных областей. Это позволяет нам определить среднекаменноугольный угленосно-молассовый комплекс, несогласно залегающий на складчатых среднепалеозойских образованиях, как *нижнюю угленосную молассовую формацию лимнического типа.*

Начиная со второй половины среднего карбона (зоны вестфаля D), местами с позднего карбона, межгорный прогиб Передового хребта вступает в новый этап развития, который продолжался вплоть до ранней перми включительно (Белов, 1960). Наступление этого нового этапа было ознаменовано мощным поднятием Главнокавказского горст-антиклинория, в которое постепенно стал вовлекаться и северный Бичасынский горст-антиклинорий. В межгорном прогибе Передового хребта поднятие соседних горст-антиклинориев выразилось в накоплении мощных валунно-галечных конгломератов, которые с несогласием перекрыли не только молассы среднего карбона, но и среднепалеозойские и более древние складчатые комплексы (рис. 44). Площадь их седиментации в межгорном прогибе резко расширилась и в ряде мест распространилась и на смежные части горст-антиклинориев. В интенсивное прогибание была вовлечена восточная часть Передового хребта вплоть до бассейна р. Чегем и западная часть Гидамского выступа. В своей западной части межгорный прогиб испытал значительные дифференцированные движения, в результате которых обособились Кынырчадский и Тебердинский прогибы, интенсивно заполнявшиеся обломочным материалом, и разделявшее их Срединное поднятие с замедленным почти в два раза темпом седиментации. Последнее периодически получало орографическое выражение и в такие моменты превращалось во внутреннюю область сноса. Окончательно оформились Аксаутская, Урупская, и Кяфаро-Зеленчукская поперечные впадины, осложнившие внутреннюю структуру продольных поднятий и прогибов, особенно Тебердинского. На востоке, в районе современного водораздела рек Кишкит и Орто-Гидам, Тебердинский и Кынырчадский прогибы соединялись в единый межгорный прогиб, представлявший собой плоскую впадину с многочисленными озерами и блуждающими реками. Рельеф краевых частей прогиба осложнялся пролювиальными и обвально-гравитационными конусами выноса, пролювиальными шлейфами. Обломочный ма-

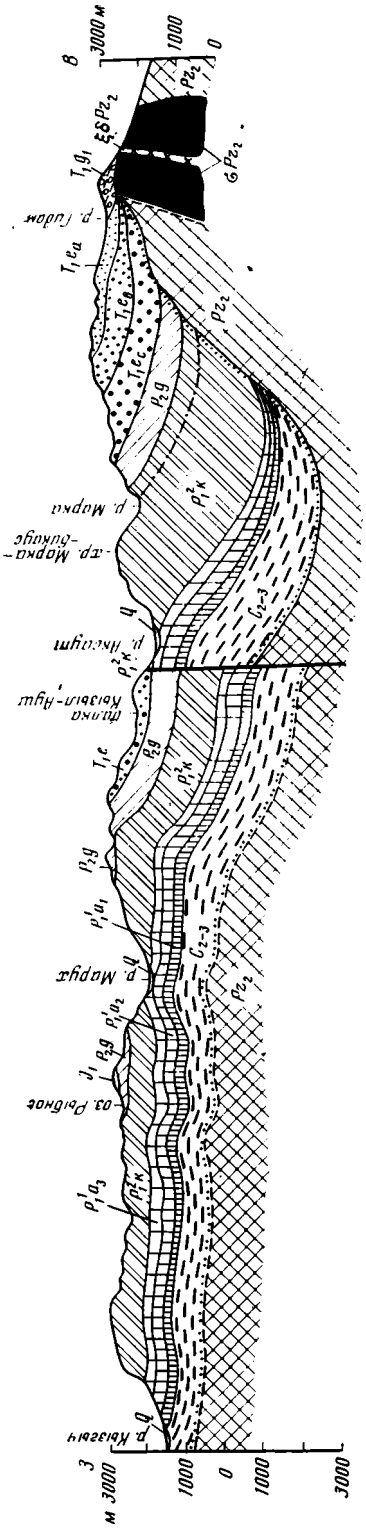


Рис. 44. Схематический разрез вдоль оси Кынырчадского грабен-синклинория, по А. А. Белову (1960)

териал поступал в межгорный прогиб Передового хребта в равной степени со всех обрамляющих поднятий, а не преимущественно с юга, как это было в среднем карбоне. Поэтому наиболее мелкозернистые отложения накапливались в центре прогиба, в зонах, примыкающих к Срединному поднятию.

Во второй половине ранней перми важную роль в седиментации стали играть вулканические процессы, сформировавшие толщу (местами весьма мощную) вулканогенных пород — лав и пирокластов — среднего и кислого состава. Однако вулканические извержения были приурочены только к северному Тебердинскому прогибу, где концентрировались вдоль ограничивающих его разломов — Джазлыкского и Северного. Несколько раньше, в первой половине позднего карбона постепенно изменилась и климатическая обстановка — от гумидной к аридной.

Совершенно очевидно, что происшедшие перемены наложили свой отпечаток на формационный облик комплекса отложений верхнего карбона — нижней перми, в составе которого ведущую роль стали играть красноцветные и пестроцветные континентальные терригенные и вулканогенные породы, находящиеся в тесном парагенезе.

Главными членами парагенеза вулканогенно-молассового комплекса среди осадочных пород являются разногалечные конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты, образующие ритмично построенные пачки и толщи. Валунные и крупногалечные конгломераты слагают мощные (по 200—600 *м*) толщи в нижней и верхней частях формации и окрашены в серые и красно-коричневые цвета. Мелкогалечные конгломераты в виде прослоев и маломощных пачек (3—12 *м*) рассеяны по всему разрезу формации. В средней части формации они переслаиваются с гравелитами и песчаниками. Общее количество конгломератов достигает 20—50% от всего объема пород формации. В хорошо окатанной гальке встречаются кварц, кварцевые порфиры, гнейсы, пла-

гиограниты, калиевые граниты, аплиты, различные кристаллические сланцы, а также андезитовые и дацитовые порфиры и красноцветные песчаники нижней перми, попавшие в гальку в процессе внутриформационных размывов. Гравелиты, гравийные, «пуддинговые» песчаники, а также крупно-, средне- и мелкозернистые песчаники, окрашенные обычно в красно-коричневый или вишневый цвет, представлены полимиктовыми, полимиктово-кварцевыми, кварцевыми и аркозовыми разностями, косо- или параллельнослоистыми. Они образуют пласты мощностью от 10 *см* до 3—10 *м*, которые часто чередуются с алевролитами или слагают неправильные линзы среди конгломератов. Алевролиты и аргиллиты — темно-серые, зеленовато-серые, чаще всего красно-бурые, алевролиты — полимиктовые или полимиктово-кварцевые, аргиллиты — слюдистые, с волокнистослоистой текстурой. Иногда они углистые и в таких случаях нередко содержат маленькие и тонкие линзочки каменного угля. Алевролиты и аргиллиты слагают пласты мощностью от десятков сантиметров до первых метров, и, как правило, тесно перемежаются с пластами песчаников. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах широко развиты трещины усыхания, следы капель дождя, борозды, знаки ряби, указывающие на отложение пород в условиях пересыхающих водоемов, аллювиальных равнин и русел.

В качестве второстепенных членов парагенеза выступают сидериты, образующие редкие стяжения в нижней (верхнекаменноугольной) части формации, а также доломиты и кремни, слагающие тонкие (10—50 *см*) прослои в верхней (нижнепермской) ее части. Их общий удельный вес не превышает 1% суммарного объема пород. Доломиты — железистые с большой примесью терригенного материала — содержат незначительные конкреции фосфатного вещества.

Весь рассмотренный парагенез осадочных, в основном терригенных пород типичен для моласс и в данном случае характеризует *верхнюю молассовую формацию* позднепалеозойского орогенного прогиба Передового хребта.

Главные члены парагенеза вулканогенных пород представлены андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и туфолавами (развиты очень широко) и кварцевыми трахитовыми порфирами и альбитофирами, характеристика которых приведена выше. Здесь важно еще раз подчеркнуть, что толщи и пачки вулканогенных пород, суммарная мощность которых подвержена очень большим колебаниям (от 0 до 200—700 *м*), хотя нередко и чередуются с красноцветными молассами, в целом группируются в верхней части комплекса, образуя относительно обособленное выклинивающееся, сложно построенное геологическое тело, приуроченное к северной, Тебердинской, части позднепалеозойского межгорного прогиба. Это вулканическое тело с полным основанием можно выделить как *андезито-дацито-липаритовую формацию.*

Важной особенностью вулканогенно-молассового комплекса верхнего карбона — нижней перми, мощность которого колеблется от 2600 до 5800 *м*, является его ритмичность, детально изученная А. А. Беловым (1960). В строении комплекса Белов установил пять наиболее крупных седиментационных ритмов, выраженных чередованием мощных (сотни метров) толщ или свит преимущественно грубообломочного или тонкообломочного состава. На фоне крупной ритмичности наблюдаются более мелкие ритмы, обычно трех- или двухчленные, в которых первый элемент ритма представлен, как правило, пачкой переслаивающихся мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников, второй элемент ритма — средне- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и третий элемент — песчанистыми алевролитами с пластами аргиллитов. Мощность таких ритмов изменяется от 8 до 40 *м*. Ритмичность особенно хорошо выражена в нижней половине формации,

тогда как выше по разрезу она постепенно затушевывается и часто нарушается, видимо, в связи с нарастающей активностью вулканических процессов.

В начале поздней перми развитие межгорного прогиба Передового хребта вступило в третью, последнюю стадию, которая продолжалась до середины триаса и характеризовалась постепенным выравниванием тектонического рельефа и относительно спокойными условиями осадконакопления. В эту стадию развития прогиба, отличавшуюся энергичной седиментацией, кое-где сопровождавшейся маломощными излияниями трахиандезитовых и базальтовых лав, и значительным прогибанием, раннепермский рельеф был погребен под верхнепермскими и нижнетриасовыми осадками. Площадь поперечных поднятий резко сократилась, а поперечные впадины, наоборот, расширились за счет Главнокавказского и Бичасынского поднятий. Как и раньше, максимальное погружение испытывали Бамбакско-Кынырчадский и Лабино-Тебердинский прогибы, в то время как Срединное поднятие, хотя и было вовлечено в погружение, представляло собой область слабой седиментации. Одновременно площадь межгорного прогиба постепенно расширялась в восточном направлении, так как в раннем триасе в осадконакопление были вовлечены участки Главнокавказского поднятия, расположенные к востоку от Гидамского поперечного выступа.

Межгорный прогиб Передового хребта в это время представлял собой пологую впадину, находившуюся между невысокими горными хребтами и заполнявшуюся аллювиальными и пролювиальными накоплениями. Главная масса грубообломочного материала поступала с юга (Главнокавказское поднятие), тогда как расположенное на севере Бичасынское поднятие поставляло в основном мелкозернистый материал. На крайнем западе и востоке в прогиб Передового хребта время от времени проникали воды Средиземноморского бассейна, и тогда в прогибе откладывались пласты и пачки известняков и доломитов.

В формационном отношении комплекс верхнепермско-нижнетриасовых отложений, максимальная мощность которого в прогибе Передового хребта достигает 3000—3900 *м*, очень сходен с верхнекаменноугольно-нижнепермскими образованиями и должен рассматриваться в качестве *верхней красноцветной молассовой формации*. На большей части площади межгорного прогиба Передового хребта (за исключением южного, Кынырчадского прогиба) эти рассмотренные выше два крупных формационных комплекса разделены поверхностью размыва и несогласия, причем верхний комплекс налегает с явными признаками «запечатывания» пермского расчлененного рельефа.

В составе верхнепермско-нижнетриасовой молассы главную роль играют красно-коричневые, реже зелено-серые полимиктовые и полимиктово-кварцевые конгломераты (чаще мелкогалечные), гравелиты и разнозернистые песчаники, отличающиеся от аналогичных пород верхнекаменноугольно-нижнепермской молассы лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала и более правильной, лучше выдержанной горизонтальной слоистостью. Песчаники и гравелиты доминируют, конгломераты же слагают линзы и прослои мощностью 0,2—0,5, редко до 3 *м*. Галька в конгломератах менее разнообразна, чем в нижнепермских породах. В ее составе преобладают кварц, кварциты, кремни, жильные породы, а также красноцветные песчаники и алевролиты. Среди песчаников главное место занимают кварцевые, кварцево-слюдистые и полимиктовые мелко- и среднезернистые разности; широко распространены «пуддинговые» разнозернистые песчаники с рассеянной галькой кварца. Мощность песчаниковых пачек изменяется от 3 до 7 *м*, иногда достигает 15 *м*. В верхней (нижнетриасовой) части формации отмечены своеобразные быстро выклинивающиеся мелко- и среднегалечные конгломераты, плохо окатанная галька которых на 50—90%

состоит из светлых известняков с остатками фауны верхней перми. Остальная галька представлена кварцем (30—50%), кремнями, кварцевыми порфирами, песчаниками. Линзовидные пласты таких конгломератов имеют мощность 10—40 *см*, редко — 1,5 *м*, при протяженности в первые метры. Алевролиты и аргиллиты вишнево-красные и зеленовато-серые, тонкослоистые (слои по 10—20 *см*). Песчаники, алевролиты и аргиллиты несут характерные текстурные признаки в виде валиков течения, волноприбойных знаков, трещин усыхания, следов ползания донных организмов и различных типов косой слоистости.

Верхнепермско-нижнетриасовой молассовой формации присуща ритмичность разного порядка, которая выражена, прежде всего, в неоднократном чередовании грубообломочных толщ (преимущественно конгломерато-гравелито-песчаникового состава) с песчанико-алевролитовыми, образующими четыре крупных седиментационных ритма первого порядка. Мощность каждого такого ритма изменяется от 700 до 2500 *м*. Ритмы более высоких порядков наиболее ярко проявлены в верхней половине формации. Это — главным образом двучленные ритмы (конгломерат — песчаник, гравелит — песчаник) в нижней части разреза формации и трех-четырехчленные (конгломерат или гравелит — песчаник — алевролит — аргиллит) в верхней части формации. Мощность таких ритмов — 4—8 *м*. В целом для рассматриваемой формации характерно увеличение вверх по разрезу роли алевролитов и аргиллитов, постепенно вытесняющих конгломераты, тяготеющие к низам разреза.

В качестве второстепенных, по-видимому аллофильных, членов формации должны рассматриваться глинисто-доломитовые и известняковые карбонатные породы, образование которых было вызвано кратковременными ингрессиями моря, в виде отдельных «языков» заходившего в пределы межгорного прогиба Передового хребта.

Вулканические породы не свойственны верхнепермско-нижнетриасовой молассовой формации, хотя изредка и присутствуют в ее подошве. В этих случаях они представлены трахиандезитами, реже — андезитами, трахидацитами и их туфами, которые резко отличаются от вулканических пород верхнекаменноугольно-нижнепермской вулканогенно-молассовой формации повышенной основностью и щелочностью.

Важной особенностью красноцветной молассовой формации верхней перми — нижнего триаса является то, что ее распространение не ограничено площадью прогиба Передового хребта, развитие которого она как бы заканчивает. Как показали исследования последних лет, в особенности глубокое бурение в Северном Предкавказье (Любофеев, Дьяконов, 1970; Бурштар и др., 1969), аналогичные красноцветные и пестроцветные молассовые толщи широко развиты и к северу от Передового хребта — в пределах Ейско-Ладовской, Расшеватско-Кропоткинской, Армавиро-Невинномысской, Ясенско-Щербиновской и Ставропольско-Кизлярской зон (рис. 45). Судя по материалам бурения, они представлены в нижней части красноцветными и пестроцветными конгломератами и брекчиями, а в верхней — многократно чередующимися пачками вишнево-красных алевролитов, аргиллитов и песчаников с гравелитами и брекчиями. Вскрытая мощность этих пород достигает 700 *м* и более. Они резко несогласно залегают на самых разнообразных породах фундамента — от нижнепалеозойских кварцево-слюдистых сланцев в пределах Ставропольского свода до сильно дислоцированных филлитов девона и нижнего карбона в области Предкавказского миогеосинклинального прогиба (Армавиро-Невинномысская и Расшеватско-Кропоткинская зоны) — и, в свою очередь, несогласно перекрыты нижнеюрскими или нижнемеловыми отложениями. В составе обломочного материала этих пород находится много обломков кварца, кислых и средних эффузивов, их туфов и кремнистых пород, что указывает на их аллохтонное проис-

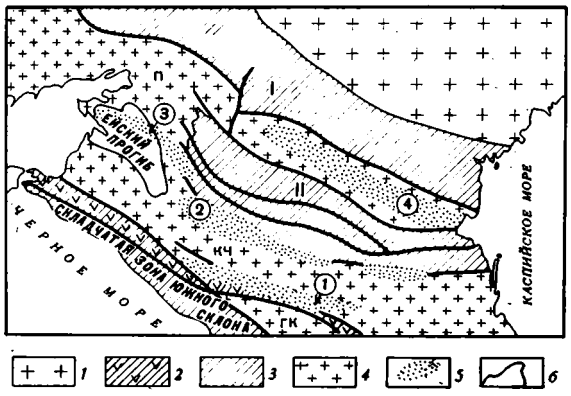


Рис. 45. Схема варисцийских тектонических структур Северного Кавказа и Предкавказья, по А. Я. Дубинскому (Хаин, 1968)

1 — древняя Восточно-Европейская платформа; *2* — эвгеосинклинальная зона Передового хребта; *3* — миогеосинклинальные зоны: I — Донецко-Каспийская и II — Прикумская; *4* — геоантиклинальные зоны и срединные массивы: П — Приазовский, КЧ — Карачаево-Черкесский, ГК — Главнокавказский; *5* — позднепалеозойские (в основном пермские) межгорные прогибы и впадины (цифры на схеме): 1 — грабен-синклинорий Передового хребта, 2 — Ставропольско-Мектебская грабен-синклиналь, 3 — Ясенско-Щербинская зона, 4 — Манско-Кумский прогиб; *6* — Ейский киммерийский геосинклинальный наложенный прогиб

хождение (Любофеев, Дьяконов, 1970). Возраст всех этих пород определяется в широких пределах — от позднего карбона до раннего триаса, что, вероятно, вызвано недостатком палеонтологических данных.

Столь значительное расширение области седиментации, одновременно распространявшейся на несколько структурных зон (Северо-Кавказская эвгеосинклинальная и Предкавказская миогеосинклинальная зоны, Ставропольский выступ), служит важным типоморфным признаком верхней молассовой формации варисцийского орогенного комплекса, к категории которой мы относим описанный выше комплекс отложений верхней перми — нижнего триаса.

Одновременно с позднепалеозойским межгорным прогибом Передового хребта в каких-нибудь 50—60 *км* к югу в геосинклинальном прогибе южного склона Кавказа, называемом иногда Сванетской геосинклиналью, на протяжении всего среднего и позднего палеозоя, а также триаса, в процессе непрерывной седиментации сформировалась мощная, почти семикилометровая серия терригенных пород, известная в литературе под названием десской серии (Славин и др., 1962; Сомин, Белов, 1967б; Адамия, 1968). Эта серия подстилается условно нижнепалеозойскими хлоритовыми и кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, гнейсами и амфиболитами с прослоями мраморов. Характер их взаимоотношений с десской серией не вполне ясен.

Десская свита сложена главным образом черными и темно-серыми филлитовидными сланцами и филлитами с прослоями грауваккo-аркозовых и кварцитовых песчаников и гравелитов и с линзами мелкогалечных конгломератов, известняков и вулканогенных пород. В нижней части серии породы метаморфизованы и превращены в порфиритоиды или в кварц-биотитовые и кварц-биотит-актинолитовые сланцы. На разных стратиграфических уровнях в породах десской серии В. И. Славин и его сотрудники (1962), М. Л. Сомин и А. А. Белов (1967а, б) и Ш. А. Адамия (1968) встретили органические остатки эйфельского и франского ярусов девона, нижнего и среднего карбона, нижней и верхней перми и триаса, надежно устанавливающие ее широкий возрастной диапазон.

М. Л. Сомин и А. А. Белов (1967б) подробно рассмотрели разрез десской серии и дали его детальное описание.

На породах десской серии с размывом залегают фаунистически охарактеризованные нижнеюрские отложения, начинающие новый, альпийский, этап развития Сванетской геосинклинали, характеризовавшейся, как это отметил В. И. Славин (1964), сквозным развитием.

Комплекс морских, в основном миогеосинклинальных, средне-верхнепалеозойских отложений Сванетской геосинклинали сформировался в северной краевой части обширного Кавказско-Синийского морского бассейна, простиравшегося далеко на юг, запад и восток от Главного Кавказского хребта (Миклухо-Маклай, 1963), о чем, кроме чисто палеогеографических данных, свидетельствует, в частности, общий для всех этих районов «средиземноморский», или «тетисный», характер встреченных остатков средне-верхнепалеозойских кораллов, брахиопод, пелеципод и других ископаемых организмов.

В поздней перми и в триасе этот морской бассейн в ряде мест расширялся и распространялся в северном направлении, благодаря чему в морскую седиментацию вовлекались отдельные участки прилежащих варисцийских складчатых сооружений, в том числе Главного Кавказского хребта и Северного Предкавказья. Например, в западной части Передового хребта в бассейне рек Белая, Сахрай, Лаба, Уруп и в некоторых других местах развиты в основном карбонатные морские образования верхней перми и триаса, трансгрессивно перекрывающие различные горизонты верхнего палеозоя, включая красноцветные толщи нижней перми, а местами располагающиеся непосредственно на породах среднего или нижнего палеозоя.

Следовательно, в западной части Передового хребта, в отличие от его центральной и восточной частей, верхняя пермь и триас представлены в основном карбонатными фациями.

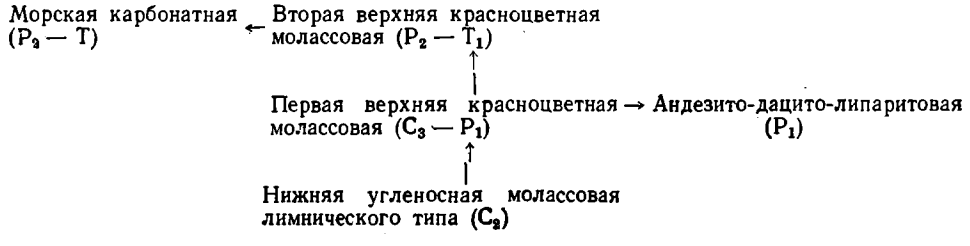
Суммарная мощность верхнепермских и нижнетриасовых отложений достигает здесь всего лишь 300—1000 *м*, против 3000—4000 *м* одновозрастных континентальных отложений в центральной части Передового хребта.

* * *

Изложенный материал позволяет прийти к выводу, что позднепалеозойский межгорный прогиб Передового хребта представляет собой характерную структуру орогенного этапа развития варисцийской складчатой области Северного Кавказа и Предкавказья. По особенностям развития и формационному ряду, образованному нижней угленосной молассовой формацией среднего карбона, верхней молассовой и андезито-дацито-липаритовой формациями верхнего карбона — нижней перми и верхней красноцветной молассовой формацией верхней перми — нижнего триаса (см. схему), он очень сходен с некоторыми позднепалеозойскими

Схема

формационных рядов позднепалеозойского орогенного прогиба Передового хребта Большого Кавказа



орогенными структурами Монголии, Восточного Казахстана и Центральной Европы и должен быть отнесен к категории орогенных прогибов длительного и унаследованного развития.

Важной особенностью прогиба Передового хребта является то, что он образовался в южной краевой части варисцийского складчатого сооружения Северного Кавказа и Предкавказья, и к югу от него (начиная с южного склона Главного Кавказского хребта) на протяжении среднего и позднего палеозоя, а затем и в мезозое господствовал геосинклинальный режим и происходила морская седиментация. В связи с этим особенно интересно то обстоятельство, что наиболее мощные проявления позднепалеозойского орогенного магматизма были приурочены как раз к южной краевой части варисцийской складчатой области, тогда как севернее в пределах Предкавказья проявления этого магматизма ослабевали, а его продукты постепенно полностью исчезали из состава верхнепалеозойских красноцветных молассовых комплексов, выполняющих отдельные наложенные впадины и прогибы (Яссинско-Щербинский, Манско-Кумский и др.).

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

Варисцийская область Центральной Европы — одна из наиболее хорошо изученных палеозойских складчатых областей. Главные черты тектоники и истории развития европейских варисцид установлены достаточно давно в результате исследований Ф. Коссмата, Г. Штилле и С. Бубнова. В дальнейшем многие важные особенности строения этой области были отражены в работах Г. Р. фон Гертнера, А. Ватцнауэра (1964), Е. В. Павловского (1960б) и многих других. На основании всех этих исследований структура варисцийской области Центральной Европы может быть представлена в виде нескольких параллельных зон, простирающихся субширотно с некоторыми отклонениями к северо-востоку и северо-западу (рис. 46).

Непосредственно к северу и северо-западу от Молданубской зоны, которая в большей своей части образована Чешским докембрийским массивом, сильно переработанным варисцийской складчатостью и того же возраста плутонизмом и метаморфизмом, и который обычно также включается в состав варисцид, располагается Саксо-Тюрингская зона. В состав этой зоны входят Рудные и Гранулитовые горы, Тюрингские Сланцевые горы, Оденвальд и Шварцвальд, за исключением средней части, Вогезы и северная часть Центрального Французского массива, а также Арморикáнский массив. Саксо-Тюрингская зона отличается эвгеосинклинальным типом развития, в процессе которого образовались характерные спилито-кератофировая формация верхнего девона и мощные флишевые и флишоидные формации ордовика и динанта. В Саксо-Тюрингской зоне мощно проявлен гранитоидный магматизм нескольких возрастных генераций, среди которых наиболее широко представлены позднекаменноугольная и пермская. В ряде случаев хорошо выражены проявления послераннекаменноугольного прогрессивного метаморфизма горных пород, особенно сильного в Рудных горах. С этой эпохой метаморфизма Г. Р. фон Гертнер связывает образование гранито-гнейсов, амфиболитов, мигматитов, кристаллических сланцев и других метаморфических пород. В северной части Саксо-Тюрингской зоны они слагают так называемое Центрально-Германское поднятие и выходят на поверхность в Спессарте, Руле, на юго-востоке Гарца (зона Виппра), а также вскрыты глубокими скважинами в фундаменте Тюрингской впадины (Behr, 1966).

Севернее находится Рено-Герцинская зона, охватывающая Арденны, в том числе Динантский синклинорий, Рейнские сланцевые горы, Гарц, а также п-ов Корнуэлл на юго-западе Англии. Эта зона в целом характеризуется миогеосинклинальным типом развития в силуре, девоне и раннем карбоне, с преобладанием терригенных песчанико-сланцевых формаций (граувакковых, часто флишевых), особенно мощных в раннем девоне, при очень ограниченном масштабе вулканических проявлений и гранитного магматизма.

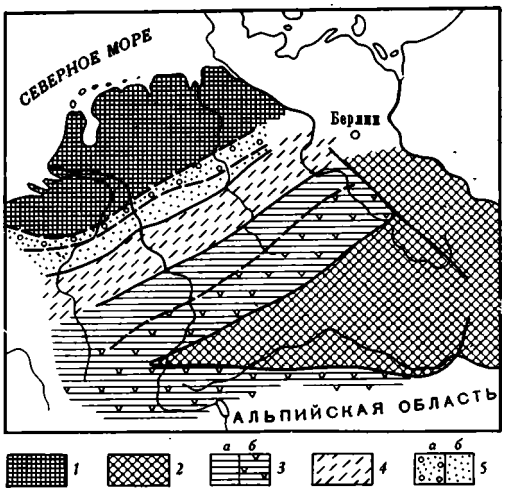


Рис. 46. Структурно-фациальные зоны варисцийской области Центральной Европы, по Ф. Коссмату (Kossmat, 1927), Г. Штилле (1964), С. Бубнову (1935)

1 — каледонская область Северной Европы; *2* — области каледонской и более древних складчатостей, переработанные варисцийскими движениями, плутонизмом и метаморфизмом; *3* — Саксо-Тюрингская зона: а — Средне-Германское поднятие, б — эвгеосинклинальные прогибы Тюрингии и Рудных гор; *4* — Рено-Герцинская зона; *5* — Субварисская зона: а — миогеосинклинальный прогиб, б — краевая впадина Угольного канала Бельгии и Рурского бассейна

Наконец, самая северная часть Рено-Герцинской зоны, расположенная на границе с Брабантским массивом, нередко выделяется в самостоятельную Субварисскую зону (краевой прогиб варисцид). Отличительная особенность этой зоны — согласное залегание на песчанико-сланцевых миогеосинклинальных формациях девона, кульма[1] и намюра мощного угленосного вестфаля, причем этот согласно пластующийся комплекс отложений в послевестфальское время был неравномерно дислоцирован с образованием синклинальной структуры резко асимметричного профиля. При весьма пологом северном крыле, налегающем, по-видимому, на жесткий Брабантский массив, южное крыло прогиба испытало сильнейшие деформации, сопровождавшиеся запрокидыванием и надвиганием слоев на север.

Описанная зональность, впервые установленная Ф. Коссматом еще в 1921 г., имеет структурно-формационный характер и отражает особенности геосинклинальной стадии развития центральноевропейских варисцид. Однако, как показал Г. Штилле (1964), замыкание геосинклинального режима и становление складчатой структуры этой области происходило более сложным путем (рис. 47). Возраст главной складчатости изменчив и нередко меняется как по простиранию, так и поперек структурно-формационных зон.

Раньше всего складчатая структура сформировалась в юго-западных частях Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон, в тех их частях, которые находятся к западу от Тюрингского леса. Главная складчатость была здесь приурочена к границе позднего девона и раннего карбона

---

[1] Здесь и дальше при описании геологии варисцид Центральной Европы мы используем стратиграфическую терминологию западноевропейских геологов, так как не всегда возможно провести точную корреляцию между стратиграфическими шкалами карбона и перми, принятыми в Западной Европе и СССР. Напомним, что динант, или кульм, сопоставляют с турнейским и визейским ярусами нижнего карбона, вестфаль — со средним карбоном, причем вестфаль А и В примерно отвечает башкирскому ярусу, а вестфаль С и D — московскому ярусу, стефан сопоставляется с верхним карбоном, красный лежень — с нижней, а цехштейн — с верхней пермью.

(бретонская фаза). К этим районам относится южная часть Рейнских Сланцевых гор (Гунсрюк, район Трира-Гессена, Зигенская антиклиналь) в Рено-Герцинской зоне и Оденвальд, Вогезы, Шварцвальд, северная часть Центрального Французского массива в Саксо-Тюрингской зоне. Для них характерно то, что верхний кульм, распространенный прерывисто и обладающий молассовым обликом, слагает отдельные мульды, наложенные на складчатый верхний девон (Гессенская мульда в Рейнских Сланцевых горах, по Г. Р. фон Гертнеру; такие же мульды в Южном Шварцвальде и Вогезах, по Г. Штилле).

В конце раннего карбона прекращение геосинклинального прогибания и складчатость (судетская фаза) распространились в восточные части Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон (восточные районы Рейнских Сланцевых гор и Гарц в Рено-Герцинской зоне, Тюрингский лес, Тюрингские Сланцевые горы и Рудные горы в Саксо-Тюрингской зоне). Тогда же подверглись складчатости варисциды Альп и Карпат. Этот период диастрофизма был главным в центральноевропейских варисцидах. Именно в послераннекаменноугольное время — в вестфале — началось формирование нижних угленосных лимнических моласс, которые стали заполнять многочисленные внутренние межгорные прогибы (Саарский, Внутрисудетский, Рудногорский) и многие другие более мелкие впадины, заложившиеся на складчатом основании не только в зоне судетской складчатости, но и в зоне бретонской складчатости, а также на древнем фундаменте в пределах Молданубской зоны. С этим же периодом были связаны метаморфизм и гранитоидный магматизм на поднятиях Рудных и Тюрингских гор, в Гарце и Гунсрюке. Характерно, что, начиная с вестфаля, стал заполняться параллическими угленосными молассами и «передовой» прогиб в северной части Рейнских Сланцевых гор, не испытавший к этому времени складчатости.

Самой молодой по возрасту складчатости в центральноевропейских варисцидах является Субварисская зона, включающая Корнуэлл, северную часть Франции, северную часть Рейнских Сланцевых гор (Арденны,

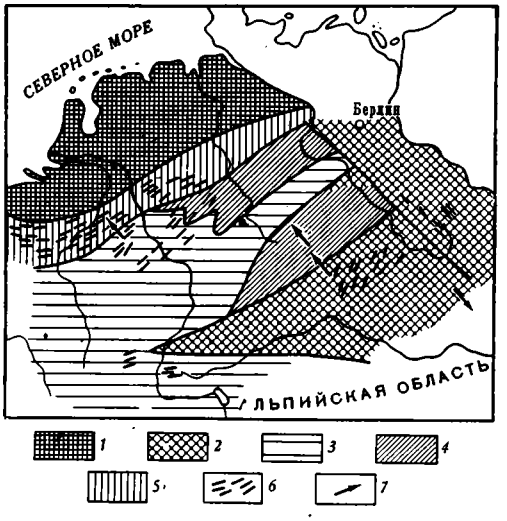


Рис. 47. Схема размещения разновозрастных складчатых зон в варисцийской области Центральной Европы, по Г. Штилле (1964) и Г. Р. фон Гертнеру (Тектоника Европы, 1964)

1 — каледонская область Северной Европы; *2* — области каледонских и более древних складчатостей, переработанные варисцийскими движениями, плутонизмом и метаморфизмом; *3* — зона бретонской складчатости (на границе позднего девона и карбона); *4* — зона судетской складчатости (на границе визе и намюра); *5* — зона астурийской складчатости (на границе вестфаля и стефана); *6* — простирания осей главнейших складок; *7* — направления вергентности

Динантский синклинорий и «передовой» прогиб Угольного канала Бельгии) и Рурского бассейна, а также северо-западную часть Верхнего Гарца и Флехтингер. Складчатость в этой зоне имеет послевестфальский возраст (астурийская фаза), о чем свидетельствует совместная дислоцированность девонских, нижнекаменноугольных и вестфальских толщ и редуцированность стефанских и более молодых пермских моласс, широко развитых во внутренних межгорных прогибах. В последние годы благодаря глубокому бурению на севере ФРГ, в области Рейн — Вестфалия немецким геологам (Fabian u. a., 1962) удалось показать, что время складчатости в этой зоне падает на интервал времени между вестфалем C и D, так как в ряде скважин красноцветные молассы вестфаля D вместе с вышележащими, неотличимыми от них стефанскими отложениями с резким угловым несогласием, достигающим 45°, залегают на складчатых образованиях вестфаля C.

Эта граница представляет собой очень важный рубеж в развитии центральноевропейских варисцид. Именно с этим моментом связана резкая активизация тектонических движений не только в собственно варисцийской геосинклинальной области, но и в смежных с севера и юга областях, в том числе в Британских каледонидах и на юге Балтийского щита. Эти движения не только привели к складчатости, как это имело место в Субварисской зоне, но и обусловили горообразование на обширной территории, что являлось их наиболее важной особенностью. В результате общего поднятия и постепенно нараставшего горообразования, сопровождавшегося вулканическими излияниями, достигшими максимума в ранней перми, в пределах варисцид повсеместно стали возникать многочисленные межгорные депрессии, разделенные сначала пологими, а затем все более высокими и обширными горными поднятиями. В стефанское время в этих депрессиях накапливались сероцветные и пестроцветные лимнические молассы со спорадическими проявлениями вулканизма субсеквентного типа, а в ранней перми (время нижнего красного лежня) в связи с усилением горообразования и увеличением размаха рельефа накопление относительно тонких угленосных моласс сменилось энергичным образованием грубых, существенно красноцветных моласс, которое сопровождалось массовыми наземными излияниями лав кислого и среднего, реже основного состава, которые Г. Штилле рассматривал в качестве типичного примера варисцийского субсеквентного вулканизма.

Результатом этого явилось образование характерного для горообразовательных эпох вулканогенно-молассового комплекса.

В этот период времени в области варисцид Центральной Европы возникло большинство орогенных впадин и прогибов, среди которых, в первую очередь, следует назвать Заальский, возникший на Средне-Германском поднятии, Ильфельдскую и Мейдорфскую впадины в Гарце, Деленскую впадину в Рудных горах, Штокхеймскую впадину в Саксонии, Лаах-Баденский грабен в Северном Шварцвальде, Шрамбергскую впадину в Южном Шварцвальде, Бургундскую впадину в Вогезах, прогиб Отен на Центральном Французском массиве и др. (рис. 48).

Все эти впадины представляют собой структуры, резко и несогласно наложенные на складчатый фундамент самого различного возраста (рифейские и каледонские структуры в Молданубской зоне, зоны бретонской и судетской складчатости в Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зонах). Разделяющие их горные поднятия также не согласуются с структурами фундамента. Они часто охватывают отдельные элементы варисских и более древних синклинорных и антиклинорных структур (поднятия Верхнего Гарца, Гранулитовые и Рудные горы) или даже секут их генеральные простирания, подобно поднятию Спессарт. Последнее играло особенно важную роль, так как, протягиваясь в северо-восточном направлении от Спессарта на юго-западе через седловину Рула в Тюрингском

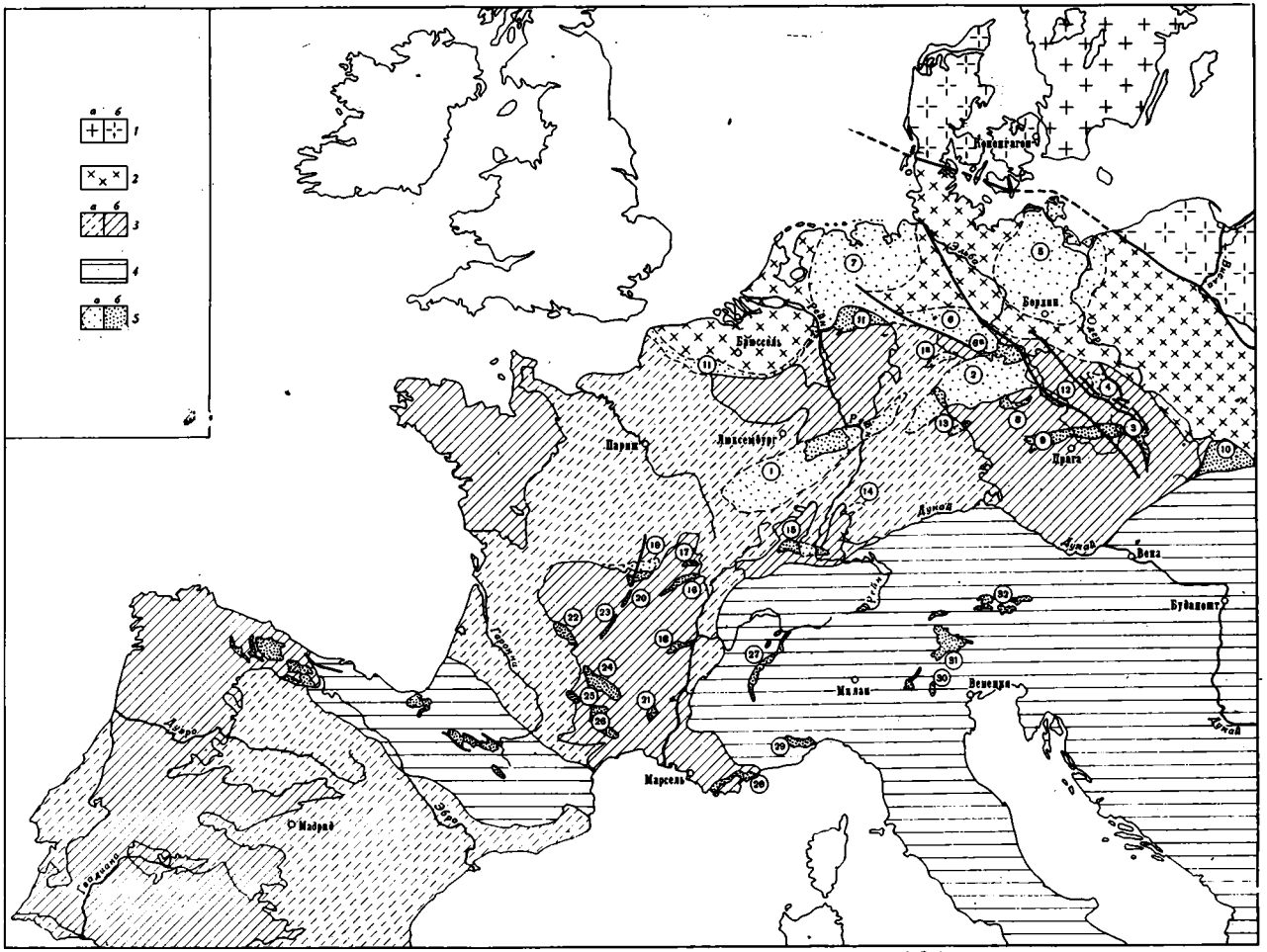


Рис. 48. Схема расположения позднепалеозойских межгорных впадин и прогибов в различных структурных зонах Западной и Средней Европы

1 — Восточно-Европейская платформа; *2* — байкальские и каледонские складчатые сооружения нерасчлененные; *3* — варисцийские складчатые сооружения: *а* — скрытые под мезозойско-кайнозойским чехлом, *б* — выступающие на поверхность; *4* — альпийские складчатые сооружения; *5* — позднепалеозойские впадины: *а* — под мезозойско-кайнозойским чехлом, *б* — выступающие на поверхность. Цифрами на схеме обозначены позднепалеозойские межгорные прогибы и впадины: 1 — Саарский, 1а — Ильфельдская, 2 — Ваальский, 3 — Внутрисудетская, 4 — Северо-Судетская, 5 — Мекленбургская, 6 — Субгерцинская, 6а — Мейсдорфская, 7 — Нижнего Рейна — Вестфалии, 8 — Рудногорская, 9 — Трутновская, 10 — Нижнесилезский, 11 — Франко-Бельгийский и Рурский, 12 — Деленская, 13 — Штокхеймская, 14 — Лаах-Баденский, 15 — Бургундская и Шрамбергская, 16 — Бланзи-Берт, 17 — Отен, 18 — Сент-Этьен, 19 — Десиз, 20 — Сент-Элуа, 21 — Але, 22 — Брив, 23 — Шампаньяк, 24 — Деказвилль, 25 — Карно, 26 — Лодев, 27 — Брианконский, 28 — Сент-Рафаэль, 29 — Савона, 30 — Верона, 31 — Тренто-Больцано, 32 — Тауэрн

Лесу и далее через Средне-Германское поднятие в южные отроги Гарца, оно разделило две крупнейшие межгорные депрессии — Саарский прогиб на западе и Заальский прогиб на востоке.

Одновременно с заложением новых межгорных впадин в стефане и в ранней перми произошло резкое расширение площади седиментации и оформление структуры Саарского прогиба, Внутрисудетской и Рудногорской впадин, возникших, как было отмечено выше, еще в вестфале и даже в намюре в связи с судетской складчатостью. Седиментация в этих структурах в стефанское и раннепермское время была, таким образом, унаследованной от предыдущего периода и лишь по их краям как бы «выплескивалась» на складчатые структуры обрамления, приобретая наложенные черты.

Перечисленные особенности развития центральноевропейских варисцид в стефане и, особенно, в раннепермское время позволяют рассматривать это время в качестве позднеорогенного периода развития варисцийской геосинклинальной области, в процессе которого в Европе сформировался широкий и протяженный орогенический пояс, раскинувшийся от Шотландских нагорий на севере до Пиренейского полуострова и черноморского побережья Болгарии на юге.

Ниже рассмотрены особенности строения, формационного заполнения и развития наиболее характерных тектонических структур орогенного типа, которые возникли в эпиварисской части позднепалеозойского орогенического пояса Центральной Европы, показана их роль в локализации стефанского и раннепермского субсеквентного вулканизма различного типа.

Наиболее показательными примерами таких структур могут служить Саарский прогиб и Внутрисудетская впадина в качестве орогенных структур раннего заложения с унаследованными тенденциями в развитии, Заальский прогиб и Северо-Германская (погребенная) впадина (север ГДР) — в качестве орогенных структур позднего заложения и наложенного типа.

Саарский прогиб

Среди других внутренних межгорных прогибов варисцид Центральной Европы Саарский прогиб, или прогиб Саар — Веттерау, по С. Н. Бубнову, представляет особенный интерес прежде всего потому, что в его пределах развит наиболее полный разрез орогенных образований варисцийской тектонической эпохи. Кроме того, особенности развития этого прогиба, его морфология и состав магматических образований в его пределах настолько характерны, что вполне могут служить эталоном одного из весьма распространенных типов орогенных варисцийских структур — межгорных прогибов раннего заложения с унаследованными тенденциями развития.

Общая характеристика

Саарский прогиб расположен в самом центре варисцийской геосинклинальной области, в пределах Саксо-Тюрингской зоны. Он вытянут с юго-запада на северо-восток, достигая длины более 200 *км* (учитывая данные бурения в Лотарингии) при ширине в обнаженной части около 50 *км*. На севере прогиб ограничен поднятием Гунсрюка, образованным сложно дислоцированными отложениями девона; на западе и юге он скрывается под чехлом осадков верхнего триаса и юры, ограничиваясь, вероятно, поднятием Вогез и Оденвальда (рис. 49). Хотя фундамент Саарского прогиба нигде не вскрыт, но, судя по составу пород обрамляющих поднятий (Гунсрюка, Вогез и Оденвальда), а также основываясь на составе гальки в конгломератах наиболее низких горизонтов вестфаля в

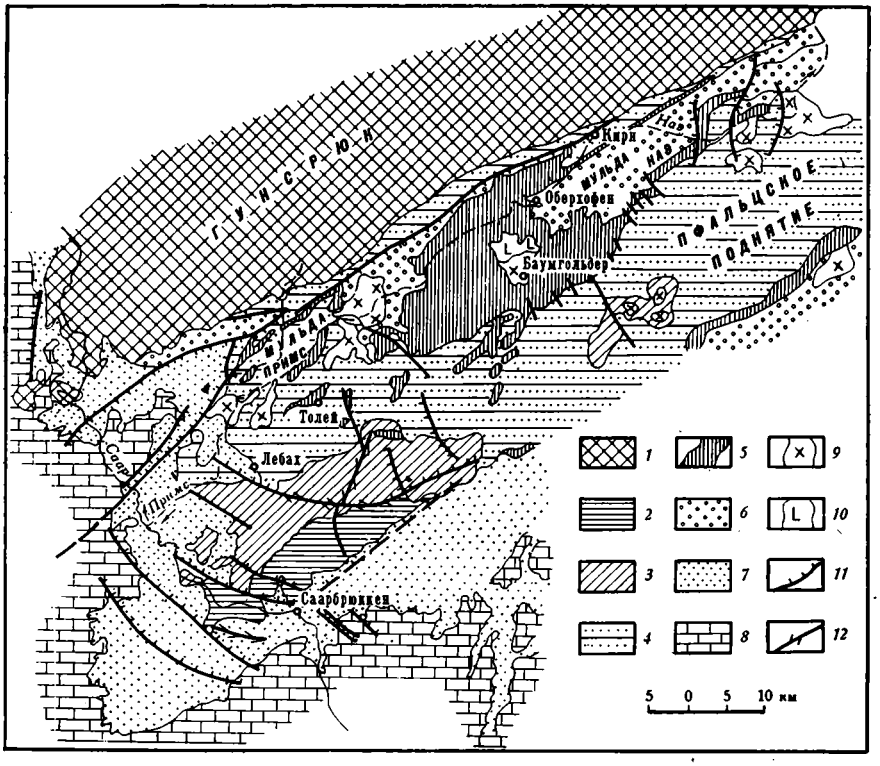


Рис. 49.. Геологическая карта Саарского прогиба (Kneuper, 1966; Falke, 1964)

1 — складчатые нижнедевонские толщи Рено-Герцинской зоны; *2* — средний карбон, московский ярус (вестфаль C и D); *3* — верхний карбон (стефан); *4—6* — нижняя пермь: *4* — нижний красный лежень, *5* — вулканические породы Граничной залежи, *6* — верхний красный лежень; *7* — нижний триас (пестрый песчаник); *8* — средний и верхний триас (раковинный известняк и кейпер); *9* — субвулканические ортофиры и кварцевые порфиры; *10* — диабазы; *11* — надвиги; *12* — сдвиги

основании комплекса отложений, выполняющих прогиб, можно предполагать, что он образован кристаллическими сланцами и гнейсами Средне-Германского поднятия, которые под северной частью прогиба сменяются сильно дислоцированными слоями девона, возможно кульма.

Строение разреза

Саарский прогиб выполнен мощным комплексом отложений среднего и верхнего карбона (вестфаль, стефан), нижней перми (нижний и верхний красный лежень) и нижнего триаса (пестрый песчаник), суммарная мощность которого превышает 9000 *м* (рис. 50).

Нижнюю часть комплекса составляет толща среднекаменноугольных вестфальских угленосных отложений, которая содержит большое количество пластов каменного угля, уже давно являющихся объектом промышленной разработки, и образует широко известный угольный бассейн Саара и Лотарингии. Вестфальская угленосная толща Саарского прогиба, известная под названием саарбрюккенских слоев, образовалась в большом озерном межгорном бассейне. Она относится к лимническому типу угленосных толщ, а в тектоническом отношении представляет очень характерную для варисцид Центральной Европы нижнюю угленосную моласcу, формировавшуюся в связи с замыканием геосинклинального режима и заключительными складкообразовательными движениями бретонской и судетской фаз в Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зонах.

В составе вестфаля, или саарбрюккенских слоев, в Саарском прогибе немецкие и французские геологи (P. Bertrand, 1918, 1930; Bode, 1941; Kessler, 1914; Бубнов, 1935; Жинью, 1952) выделяют три свиты. Нижняя свита Сент-Ингберг (вестфаль A, B) образована серыми полевошпатовыми каолинсодержащими песчаниками и конгломератами, в которых залегает 31 пласт каменного угля и встречаются многочисленные остатки флоры. Пласты каменного угля группируются в угленосные пачки (Ришбахская, Ротгельская), разделенные песчанико-конгломератовыми безугольными пачками. Мощность свиты Сент-Ингберг изменяется от 450 до 1300 *м*. Средняя свита Зульцбах (вестфаль C) сложена темно-серыми сланцеватыми тонкослоистыми глинами, песчаниками и конгломератами, содержащими 20 промышленных пластов каменного угля и характеризующимися обильными остатками ископаемой флоры. Мощность свиты Зульцбах — 400—700 *м*. Верхняя свита Ля-Ув (вестфаль D) представлена темно-серыми сланцеватыми глинами с обильными остатками флоры, серыми песчаниками и конгломератами с более чем 20 промышленными пластами каменного угля. Последние, как и в свите Сент-Ингберг, груп-

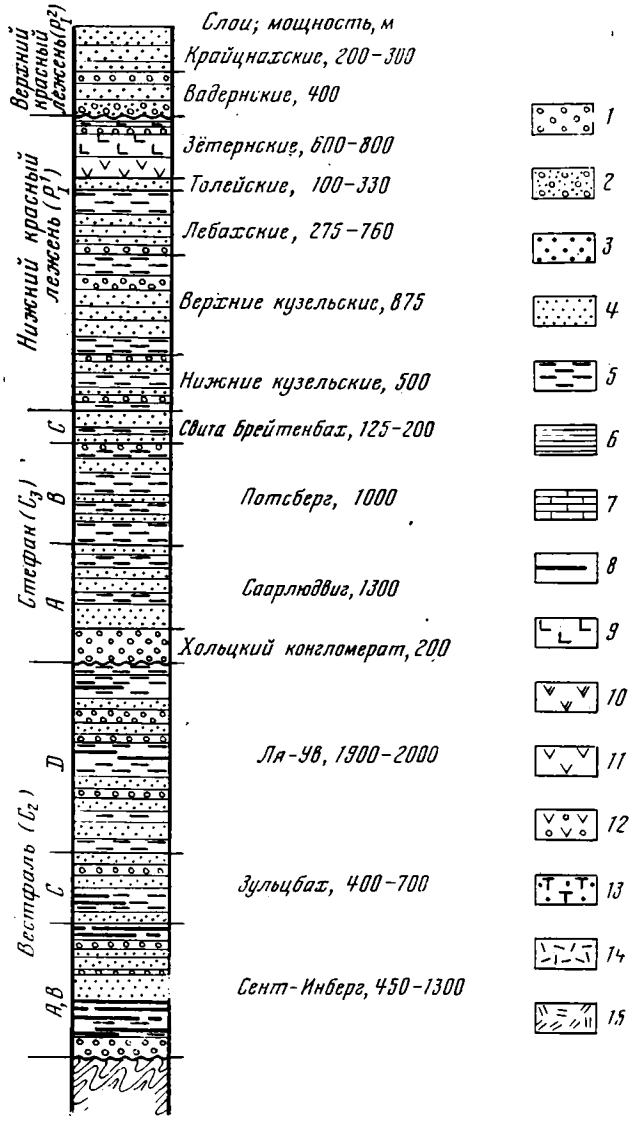


Рис. 50. Стратиграфическая колонка верхнепалеозойских отложений Саарского прогиба (Falke, 1964; Kneuper, 1966)

1 — конгломераты;
2 — «мусорные» конгломераты;
3 — гравелиты;
4 — песчаники;
5 — алевролиты;
6 — аргиллиты;
7 — известняки;
8 — пласты каменного угля;
9 — лавы базальтов;
10 — лавы трахибазальтов и трахиандезитов;
11 — лавы андезитовых порфиритов;
12 — туфоконгломераты андезитовых порфиритов;
13 — туфы среднего состава;
14 — лавы и вулканические брекчии липаритового состава;
15 — то же, трахилипаритового состава

пируются в двух угленосных пачках, разделенных мощными безугольными пачками. Мощность свиты Ля-Ув достигает 1900—2000 *м*.

Вестфальским отложениям Саарского прогиба присуща неравномерная насыщенность разреза прослоями каменного угля, и в разрезе наблюдается попеременное чередование угленосных и безугольных пачек. Среди песчаников преобладают полевошпатовые разности, а в составе гальки конгломератов доминирует материал, снесенный с краевых поднятий. Отложения накапливались в двух внутренних прогибах второго порядка — Северо-Саарском и Южно-Саарском,— которые простирались согласно с общей ориентировкой Саарского прогиба и разделялись Центральным поднятием (Müller, 1965), характеризующимся сокращенным разрезом вестфальских отложений. Как показал Г. Кнойпер (Kneuper, 1966), фациальный состав вестфальских отложений существенно менялся вкрест простирания этих внутренних прогибов. Наиболее показателен в этом отношении Северо-Саарский прогиб, в северной прибортовой части которого вестфальские отложения представлены конгломератами с галькой, снесенной с поднятия Гунсрюка. В средней части Северо-Саарского прогиба преобладает песчаниковая фация вестфальских отложений, а в его южной части, примыкающей к центральному поднятию, господствуют глинистые относительно маломощные отложения того же возраста. Мощность вестфальских отложений достигает 3000—3500 *м* в юго-западной части Саарского прогиба, закономерно уменьшаясь в северо-восточном направлении.

На вестфальской угленосной толще с размывом трансгрессивно залегает мощный комплекс пестроцветных и красноцветных отложений стефана и нижнего красного лежня, в котором на разных уровнях появляются вулканогенные породы. В основании этого комплекса располагается хольцский крупногалечный конгломерат, иногда достигающий 200 *м* мощности и налегающий на различные горизонты свиты Ля-Ув вестфаля D. Гальки хольцского конгломерата состоят в основном из обломков пород, снесенных с Гунсрюка, тогда как в составе песчаникового цемента конгломерата, как отмечает Г. Кнойпер (Kneuper, 1966), присутствуют обломки пород, свойственные юго-восточному обрамлению Саарского прогиба.

Стефанские отложения Саарского прогиба выделяются под названием оттвейлерских слоев и подразделяются здесь на три свиты: нижнюю — Саарлюдвиг, среднюю — Потсберг и верхнюю — Брейтенбах, которые на основании изучения растительных остатков относят соответственно к стефану A, B и C. Свита Саарлюдвиг сложена в нижней части (300 *м*) красными полевошпатовыми песчаниками и сланцеватыми глинами с редкими маломощными угольными пластами и в верхней части (1000 *м*) — темными глинистыми сланцами с известковыми желваками и прослойками глинистого известняка и каменного угля, а также серыми и красными сланцеватыми глинами и песчаниками, приуроченными к кровле свиты. Полная мощность свиты превышает 1300 *м*. Свита Потсберг образована в основном красными, часто конгломератовидными аркозовыми песчаниками и красными сланцеватыми глинами с небольшими угольными прослойками. Мощность свиты достигает 1000 *м*. Свита Брейтенбах сложена серыми тонколистоватыми глинами и светло-серыми песчаниками, содержащими тонкие прослойки пресноводных известняков. Мощность свиты изменяется от 125 до 200 *м*. Полная мощность стефанских отложений Саарского прогиба достигает 2500 *м*. Отмеченное для вестфальских отложений закономерное увеличение мощности с северо-востока на юго-запад наблюдается только в нижней части стефанских отложений (свита Саарлюдвиг стефана A), тогда как в средней и верхней частях разреза стефана наблюдается противоположная тенденция возрастания мощности отложений в северо-восточном (Kneuper, 1966) и северо-западном (Бубнов, 1935) направлениях.

Стефанские отложения совершенно постепенно без четкой границы переходят вверх по разрезу в нижнепермские отложения красного лежня, стратиграфия которых разработана трудами К. Рейса, Г. Фальке (Falke, 1959, 1964), П. Кесслера (Kessler, 1914), Э. Шредера (Schröder, 1952) и многих др.

Как известно, в немецкой геологической литературе принято традиционное деление отложений красного лежня на нижний и верхний, реже на нижний, средний и верхний отделы. Такое деление основано не на биостратиграфическом принципе, так как в отложениях красного лежня, особенно в его верхней части, слишком редки ископаемые органические остатки, а на тектоническом признаке — наличии так называемого заальского несогласия. Та часть отложений красного лежня, которая находится ниже заальского несогласия, относится к нижнему красному лежню. Выше заальского несогласия располагается верхний красный лежень. Однако в ряде мест — в Баварии, в Саарской области, Гарце и некоторых других — выявляется не одно, а два заальских несогласия, и в этом случае иногда выделяют еще средний красный лежень, залегающий между двумя заальскими несогласиями. Естественно, что подобное стратиграфическое расчленение красного лежня имеет узко региональное значение и не может быть распространено на все районы развития красноцветных отложений нижней перми. Граница между нижним и верхним красным лежнем, как она выделяется немецкими геологами, является не столько стратиграфическим рубежом, сколько границей, отражающей резкое изменение тектонических и палеогеографических условий седиментации красноцветных отложений и прекращение субсеквентного вулканизма в конце ранней перми, которое происходило, по-видимому, не вполне одновременно во всех частях варисцийской области Центральной Европы. Учитывая это обстоятельство и основываясь на исследованиях строения красного лежня Саарского прогиба, проведенных Э. Шредером (Schröder, 1952), в данной работе к нижнему красному лежню отнесены нижние и верхние кузельские, лебахские, толейские и зётернские слои.

Нижние кузельские слои, согласно залегающие на оттвейлерских слоях стефана, подразделяются, по схеме К. Рейса, на три горизонта: Ремигиусберг — красные песчаники и сланцеватые глины с небольшими пропластками известняка и с конгломератом в основании (150 *м*); Альтенглайн — серые известковые сланцы и песчаники с прослоями известняка и остатками флоры (100 *м*); Ванвег — чередование красноцветных конгломератов и аркозовых песчаников (250 *м*). Полная мощность нижних кузельских слоев достигает 500 *м*.

Верхние кузельские слои также подразделяются на три горизонта: Оденбах — серые известково-углистые сланцеватые глины с тонкими прослойками конгломератов и темно-серых известняков с обильными остатками флоры (250 *м*); Алзенц — серые и желтые песчаники с прослоями красных сланцеватых глин (350 *м*); Гооф — серые песчаники, сланцеватые глины со сферосидеритами и незначительными прослоями угля, конгломераты (275 *м*). Полная мощность верхних кузельских слоев — 875 *м*.

Лебахские слои сложены в основном бурыми песчаниками, слюдистыми, полимиктовыми, мелкозернистыми, которые на западе приобретают конгломератовидный облик. Выше по разрезу они сменяются черными тонкослоистыми и сланцеватыми глинами с конкрециями глинистого известняка и с остатками флоры. Мощность лебахских слоев — 275—760 *м*.

Толейские слои представлены пестроцветными аркозовыми песчаниками и конгломератами с прослоями сланцеватых глин. Их мощность не превышает 100—330 *м*.

Зётернские слои залегают с размывом и азимутальным несогласием на толейских слоях[1]. В расширенном понимании Э. Шредера (Schröder, 1952) они включают также гохштейнские слои вместе с эффузивными покровами так называемой Граничной залежи и винвейлерские слои схемы К. Рейса. В фациальном отношении зётернские слои очень разнообразны. Они представлены конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, переслаивающимися и замещающимися по простиранию тонштейнами, порфиритами, мелафирами и кварцевыми порфирами. Мощность зётернских слоев достигает 600—800 *м*.

Отложения верхнего красного лежня залегают с резким трансгрессивным и эрозионным несогласием на всех подстилающих отложениях (рис. 51), включающих не только толщи вестфаля, стефана и нижнего

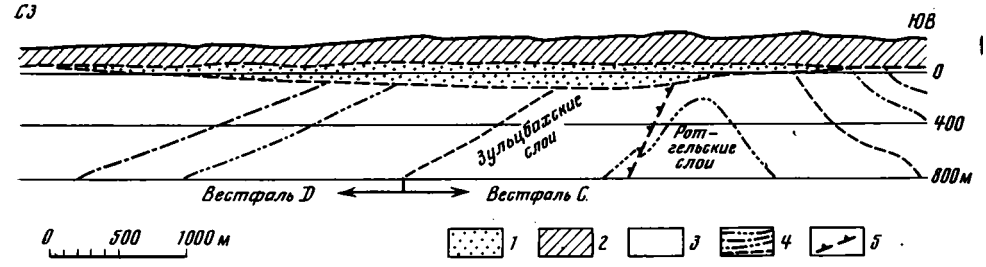


Рис. 51. Схематический геологический разрез, иллюстрирующий взаимоотношения отложений вестфаля и верхнего красного лежня в Саарском прогибе (Becker, Кпарр, 1963)

1 — верхний красный лежень (P_1^2); *2* — пестрый песчаник (T_1); *3* — отложения верхнего карбона; *4* — стратиграфические границы; *5* — разлом

красного лежня, но и более древние девонские и даже нижнепалеозойские образования Гунсрюка, Вогез и Оденвальда. В составе верхнего красного лежня выделяются вадернские и кройцнахские слои.

Вадернские слои представлены преимущественно красноцветными конгломератами, галечниками, гравелитами, «пуддинговыми» песчаниками и реже — сланцеватыми глинами. Грубые валунные конгломераты, развитые в северной части Саарского прогиба на краю Гунсрюка, сменяются к юго-востоку галечниками и более тонкообломочными накоплениями осыпей, а затем песчаниками и сланцеватыми глинами. В составе обломочного материала конгломератов преобладают кварциты, кварцевые порфиры, мелафиры, а в составе зерен песчаников — аркозовый материал. Мощность вадернских слоев — не менее 400 *м*.

Кройцнахские слои, венчающие разрез верхнего красного лежня и распространенные главным образом на северо-востоке Саарского прогиба, сложены красноцветными полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками. Граница их с вадернскими слоями нечеткая. Мощность кройцнахских слоев превышает 200—300 *м*.

Магматические образования

Магматические породы сконцентрированы преимущественно на севере Саарского прогиба, где вулканические и субвулканические породы участвуют в строении мульд Примс и Наэ, а также образуют субмеридиональную антиклинальную перемычку между ними. По времени образования магматические породы подразделяются на две группы.

[1] Несогласие в основании зётернских слоев не является повсеместным, хотя оно рассматривается как результат заальской фазы складчатости Г. Штилле.

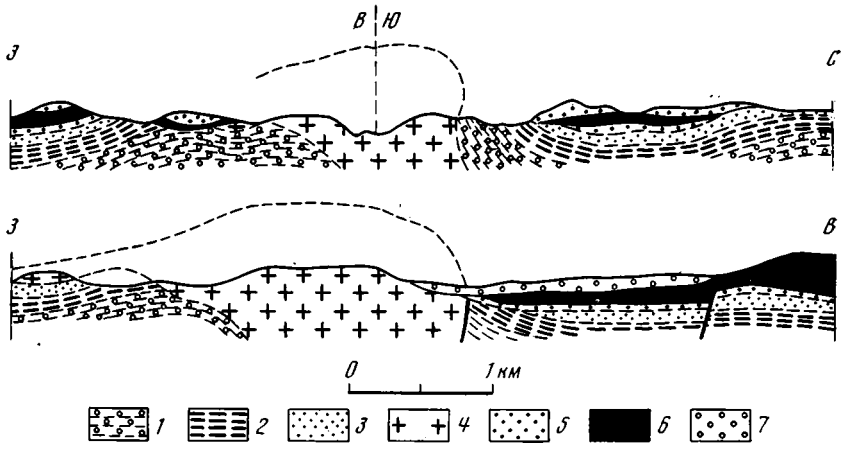


Рис. 52. Разрезы через Нофельдский порфировый массив (Schröder, 1952)

1 — кузельские слои; *2* — лебахские слои; *3* — толейские слои; *4* — субвулканический массив кварцевых порфиров; *5* — туфоконгломераты; *6* — покровы мелафиров; *7* — кварцитсодержащие конгломераты

Первая группа представлена главным образом субвулканическими интрузивными кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами, а также более редкими керсантит-порфирами, долеритами и базальтоидными мелафирами, которые внедрились в кузельские, лебахские и толейские слои нижнего красного лежня. Характерным примером интрузивных тел служат Кройцнахский кварцевый порфир и Нофельдский фельзит-порфир, которые образуют не только вертикальные штоки, но и пластовые интрузивные тела и залежи (рис. 52).

Кварцевые порфиры Кройцнахского массива характеризуются присутствием во вкрапленниках кварца, ортоклаза, плагиоклаза (альбит-олигоклаза) и слюды, погруженных в микрокристаллическую основную массу. Фельзит-порфиры Нофельдского массива отличаются отсутствием кварца во вкрапленниках при значительном содержании его в основной массе. Мелкие порфировые выделения образованы ортоклазом. Основная масса представляет собой сложный агрегат микролитов калишпата и кварца.

Интрузивные залежи кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и керсантит-порфиров по своему возрасту являются дозётернскими, так как зётернские слои, в том числе так называемая Граничная залежь вулканитов, с несогласием и размывом перекрывают эти интрузивные образования. Внедрение наиболее крупных тел кварцевых порфиров и фельзит-порфиров сопровождалось дислокациями (задиранием) кузельских, лебахских и толейских слоев и образованием антиклинальных перемычек (см. рис. 52). Одна из таких перемычек, возникшая в связи с внедрением Нофельдского фельзит-порфирового массива, разделила в конце толейского времени Северо-Саарский конседиментационный прогиб на две мульды — мульду Примс на юго-западе и мульду Наэ на северо-востоке. В дальнейшем эти мульды, в особенности мульда Наэ, стали местом интенсивного накопления вулканических пород Граничной залежи в период формирования зётернских слоев в самых верхах нижнего красного лежня.

Вторая, наиболее разнообразная, группа магматических пород Саарского прогиба образует вулканический комплекс Граничной залежи, связанный, как уже указывалось, с зётернскими слоями верхней части нижнего красного лежня. Комплекс имеет сложное строение и разнообразный петрографический состав пород. По данным Г. Гельмерса (Hellmers,

1930), в наиболее полном разрезе Граничной залежи мульды Наэ отмечается следующая возрастная последовательность образования различных вулканических пород: 1) основные оливинсодержащие авгитовые порфириты, 2) авгитовые порфириты, 3) порфириты с преобладанием авгитовых и бронзитовых разностей, 4) авгитовые порфириты с обильными вкрапленниками полевых шпатов, 5) основные оливинсодержащие авгитовые порфириты, 6) долеритовые до диабазовых мелафиры (покровные толеиты), 7) базальтовые мелафиры, 8) порфиритовые мелафиры с оливином или кварцсодержащие энстатитовые порфириты. На юге Саарского прогиба в составе Граничной залежи более широко развиты толеиты.

Таким образом, в составе Граничной залежи преобладают излившиеся породы среднего и основного состава, а более кислые разности тяготеют к верхам разреза и чаще всего слагают интрузивные тела, прорывающие зётернские слои.

Наиболее широко распространены различные порфириты, которые слагают нижнюю и среднюю части Граничной залежи. В подошве и кровле этой порфиритовой толщи залегают покровы мелколейстовых оливинсодержащих авгитовых, реже кварцсодержащих порфиритов, тогда как средняя часть ее сложена крупнолейстовыми разностями порфиритов (Schröder, 1952). Среди крупнолейстовых разностей Г. Гельмерс (Hellmers, 1930) различает авгитовые, бронзитовые и энстатитовые порфириты. Из этой же части разреза Г. Бамбауер (Bambauer, 1960) описывает мощные (до 350 *м*) пачки риодацитов и оливин-бронзитовых навитов.

Верхняя часть Граничной залежи сложена несколькими мощными покровами так называемых мелафиров. Под этим названием немецкие геологи по традиции выделяют довольно обширную группу вулканических пород, в которых содержание кремнезема не превышает 55% (весовых). В Саарском прогибе в составе этой группы Г. Гельмерс описывает: а) базальтовые мелафиры (мезобазальты), в мелкозернистой основной массе которых рассеяны мелкие вкрапленники авгита и оливина; б) кварцсодержащие порфириты, в которых среди мелких и редких порфировых выделений присутствуют кварц и авгит; в) порфиритовые мелафиры с многочисленными вкрапленниками авгита, оливина и лабрадора; г) долеритовые мелафиры, представляющие собой тонкокристаллические породы, образованные микролитами плагиоклаза, авгита, оливина и магнетита; д) мелафиры с крупными лейстами лабрадора, авгита, реже — оливина и другие менее широко развитые породы. Все перечисленные породы нередко обладают миндалекаменным строением. По химическому составу они должны относиться скорее к основным (лабрадоровым) порфиритам, нежели к базальтам. Как отметил Г. Гельмерс (Hellmers, 1925), настоящие базальты, как, впрочем, и липариты, в составе эффузивов Граничной залежи отсутствуют.

Сравнение состава, парагенетических сочетаний пород и особенностей их структурного размещения показывает принципиальное различие между магматическими породами, связанными с кузельскими, лебахскими и толейскими слоями, с одной стороны, и породами Граничной залежи в зётернских слоях, с другой.

Первой группе свойствен тесный парагенез пород кислого и среднего состава при подавляющем господстве кислых и незначительной роли основных разновидностей. Преобладают кварцевые порфиры, фельзитпорфиры и ортофиры. В структурном отношении породы этой группы приурочены к своеобразному поднятию вулканического происхождения, разделившему Северо-Саарский прогиб на мульды Примс и Наэ.

Вторая группа характеризуется иным парагенезом горных пород, в котором главная роль принадлежит вулканитам среднего и основного состава при подчиненной роли кислых трахитовых разновидностей.

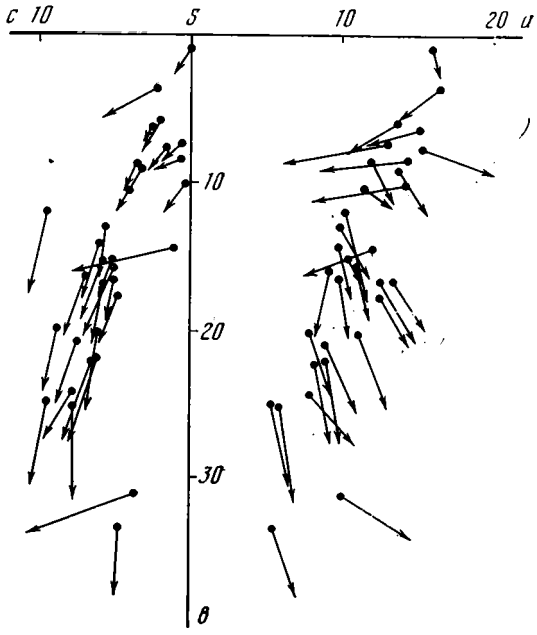


Рис. 53. Составы раннепермских вулканических пород Саарского прогиба на диаграмме А. Н. Заварицкого

Преобладают разнообразные порфириты (авгитовые, бронзитовые, энстатитовые) и толеиты. Г. Гельмерс (Hellmers, 1925) отметил, что магма, давшая начало породам этой группы, имела в среднем андезитовый состав. Локализация вулканических пород второй группы контролировалась участками тектонического прогибания на площади мульд Приме и Наэ.

Столь значительные различия в составе пород и их парагенетических сочетаниях вместе с разновременностью формирования и различной тектонической приуроченностью позволяют рассматривать отмеченные две группы позднепалеозойских магматических пород Саарского прогиба в качестве продуктов дифференциации различных магм — относительно кислой, литогенной, в первом случае, и андезито-базальтовой, глубинной, во втором. Однако, судя по петрохимическим особенностям, обе магмы относились к щелочноземельному классу, а продукты их дифференциации образуют единую орогенную вулканическую серию (рис. 53).

Структура

В современной структуре Саарского прогиба немецкие геологи выделяют три главных элемента: Северо-Саарский прогиб, Срединную антиклинальную зону Пфальц-Лотарингии (Саар-Лотарингская главная антиклиналь), которую мы в дальнейшем будем называть Пфальцским поднятием, и Южно-Саарский прогиб, в большей своей части перекрытый отложениями триаса (рис. 54).

Пфальцское поднятие в юго-западной части сложено саарбрюккенскими и оттвейлерскими слоями верхнего карбона, а в северо-восточной — кузельскими, лебахскими и толейскими слоями нижнего красного лежня. Юго-восточное крыло поднятия оборвано крупным разрывом северо-восточного простирания с амплитудой, превышающей 1500 *м*, который представляет собой надвиг, запрокинутый на юг. Ось поднятия

Рис. 54. Геологический профиль через Саарский прогиб, по Г. Дамбергéру

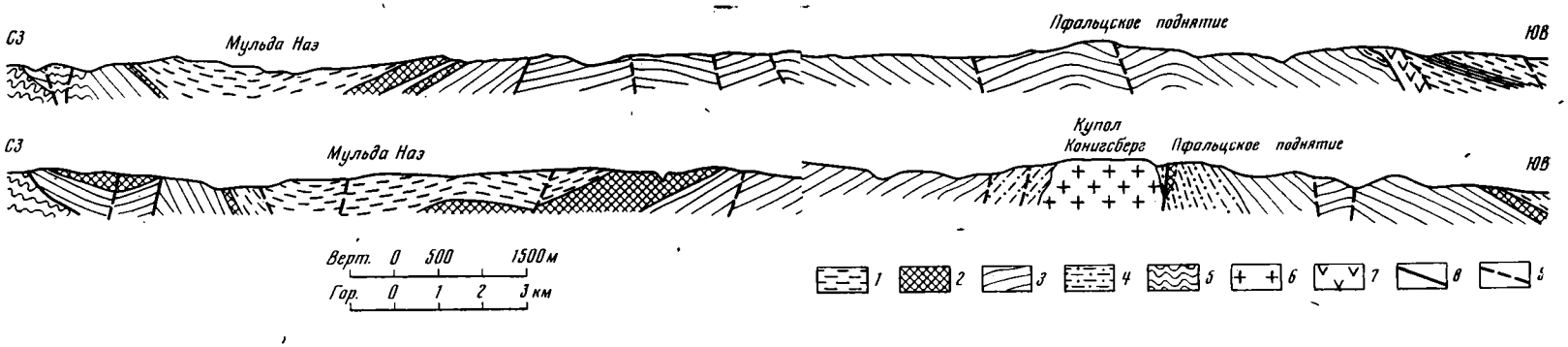


Рис. 55. Геологические разрезы через Северо-Саарский прогиб (Falke, 1964)

1—3 — нижняя пермь: *1* — верхний красный лежень, *2* — Граничная залежь вулканических пород, *3* — нижний красный лежень; *4* — средний — верхний карбон (стефан и вестфаль); *5* — девон варисцийского складчатого комплекса; *6* — субвулканические тела риолитов; *7* — дайки андезитовых порфиритов; *8* — разломы установленные; *9* — разломы предполагаемые

погружается на северо-восток. Пфальцское поднятие неоднородно по своему строению. Оно сложено поперечными куполовидными поднятиями и рассечено серией поперечных разрывов, среди которых преобладают сдвиго-сбросы и правые сдвиги. Все они имеют дотриасовый возраст. Северо-Саарский прогиб разделен поперечным куполовидным поднятием на мульду Примс (на юго-западе) и мульду Наэ (на северо-востоке), которые представляют собой очень пологие синклинальные структуры, сложенные эффузивными породами Граничной залежи и более молодыми вадернскими и кройцнахскими слоями верхнего красного лежня (рис. 55). Складчатые дислокации в пределах Саарского прогиба имеют спокойный брахиформный характер и резко осложнены лишь в зонах, примыкающих к разломам, особенно у южного края Пфальцского поднятия. С. Бубнов, Г. Штилле и другие немецкие геологи связывают образование этих складок с заальской складчатостью. Однако новые материалы (Schröder, 1952) показывают, что образование складок (и разрывов) происходило неоднократно как в дозётернское, так и в послезётернское время. Кроме того, отдельные складчатые деформации возникли в связи с подъемом магматических масс (район Нофельдского порфирового массива, Баумгольдский купол и некоторые другие) и имеют таким образом сугубо локальный характер.

История развития и формации

История развития Саарского прогиба в общем виде может быть представлена следующим образом.

Первоначально, в вестфальское время, а возможно, и в намюре, седиментация, как отмечает С. Бубнов (1935), ограничивалась сравнительно узкой полосой, протягивавшейся с юго-запада на северо-восток, но не распространявшейся восточнее Рейна. По данным Э. Мюллера (Müller, 1965), уже тогда прогиб был расчленен сводовым поднятием на северный и южный троги. При этом центр седиментации располагался на юго-западе, в районе Коммерка и Понт-а-Моуссона, а затем в стефане мигрировал на северо-восток (Becker u. a., 1968). В это время в Саарском прогибе в гумидных условиях формировались серые и темно-серые конгломераты, полевошпатовые песчаники и рассланцованные глины, обломочный материал которых поступал с юга и севера с окружающих поднятий Вогез, Оденвальда и Гунсрюка. Характерным членом этого парагенеза являются прослои каменного угля, общее количество которых превышает 50. Другой важной особенностью рассматриваемого парагенеза отложений является его отчетливая макроритмичность, выраженная в попеременном чередовании угленосных и безугольных пачек. Каждый макроритм начинается безугольной конгломерато-песчаниковой пачкой и заканчивается угленосной песчанико-глинистой пачкой. В составе комплекса вестфальских отложений Саарского прогиба насчитывается пять таких крупных макроритмов. Приуроченность этого парагенеза конгломерато-песчанико-глинистых пород к эпохе замыкания геосинклинального режима в варисцидах Центральной Европы, сугубо местный состав обломочного материала, транспортировавшегося временными потоками, и обстановка накопления осадков в ограниченной по площади внутренней впадине позволяет нам, как и большинству европейских геологов (Тектоника Европы, 1964), относить рассматриваемый комплекс к категории нижних моласс, а лимнический характер седиментации и одновременное угленакопление определяет более точное название формации — *нижняя угленосная лимническая моласса*.

В стефанское время и в начале ранней перми, в связи с резкой активизацией тектонических горообразовательных движений во всей области варисцийской складчатости Центральной Европы, характер седиментации в Саарском прогибе изменился. Гумидные условия сменились

аридными. Площадь осадконакопления в Саарском прогибе расширилась к северо-западу и северо-востоку. В Северо-Саарском прогибе зоны максимальной седиментации сместились на север, ближе к Гунсрюку, одновременно несколько расширилась площадь Пфальцского поднятия.

Г. Беккер, Г. Кнойпер и А. Шалль так характеризуют геоморфологическую обстановку в Саарском прогибе в позднекаменноугольное время: «Во время аккумуляции кластических отложений, которые отличались большой изменчивостью, должен был существовать достаточно сглаженный рельеф. По-видимому, Саарский прогиб представлял собой слабо вогнутую равнину, расположенную между северными окраинными горами и «Центральным порогом»[1]. В поперечном сечении с севера на юг у подножия Северных окраинных гор находилась предгорная равнина с большим количеством конусов выноса. Мигрировавшие горные потоки транспортировали продукты разрушения окраинных гор через флювиальную предгорную равнину в озерно-лагунный бассейн, располагавшийся севернее «Центрального порога». Погружение этого бассейна полностью компенсировалось накоплением осадков. По-видимому, «Центральный порог» также был в какой-то степени втянут в прогибание, но все же он либо достигал уровня бассейна, либо даже несколько возвышался над ним, особенно в те отрезки времени, когда погружение Саарского прогиба замедлялось» (Becker u. a., 1968, стр. 132). С этим периодом времени связаны первые проявления в Саарском прогибе вулканизма как в эффузивной, так и в интрузивной формах. Подобные условия сохранялись на протяжении времени накопления всего стефана и нижнего красного лежня, когда формировался очень специфический парагенез осадочных терригенных и вулканогенных пород.

Вулканогенные породы распространены среди отложений стефана и нижнего красного лежня очень неравномерно. В одних случаях они образуют тонкие и единичные горизонты и прослои тонштейнов, спорадические покровы и силлы, а также штоки мелафиров и кварцевых порфиров, рассеянные в мощной существенно терригенной серии осадочных пород (оттвейлерские, кузельские, лебахские, толейские и отчасти зётернские слои на юге Саарского прогиба); в других случаях вулканогенные породы резко преобладают над осадочными, которые образуют лишь отдельные линзовидные резко меняющиеся по мощности пачки слоев, часто нацело замещающиеся по простиранию вулканическими образованиями (Граничная залежь). Поэтому представляется целесообразным весь комплекс отложений стефана и нижнего красного лежня рассматривать как единый вулканогенно-молассовый формационный комплекс, разделяя его (там, где для этого есть достаточные основания) на верхнюю красноцветную молассовую и наземную вулканогенную базальто-андезито-липаритовую формации, тесно переплетающиеся по латерали и вертикали. В Саарском прогибе мощность вулканогенно-молассового формационного комплекса очень велика — около 4800 *м*, из которых на долю базальто-андезито-липаритовой формации, особенно полно развитой в верхней трети разреза нижнего красного лежня на севере прогиба (мульда Наэ), приходится около 700—800 *м*.

Очень важен тот факт, что в период образования вулканогенно-молассового комплекса в Саарском прогибе происходили тектонические подвижки и складчатые германотипные дислокации, сопровождавшиеся внедрением субвулканических тел кварцевых порфиров. Выше было отмечено, что новые данные не позволяют связывать, как это делал в свое время Г. Штилле, эти тектонические подвижки только с заальской фазой складчатости. Рассматриваемые дислокации представляют собой результат горообразовательных движений, растянувшихся на длительный период времени, охватывающий стефан и почти всю нижнюю пермь

[1] Пфальцское поднятие.

(Becker u. a., 1968). Наибольшей интенсивности они достигали в области Пфальцского поднятия, которое постепенно воздымалось и расширялось, оттесняя области стефанской и, особенно, раннепермской седиментации к краям Саарского прогиба. При этом на Пфальцском поднятии, оказавшемся поднятым гораздо выше базиса эрозии, была денудирована толща пород мощностью до 1000 *м*, и размыв дошел до пород низов вестфаля С.

Главные члены парагенеза пород *красноцветной молассовой формации* — красноцветные, реже сероцветные грубые полевошпатовые и аркозовые песчаники; конгломераты, мелко- и среднегалечные с галькой кварца и кремнистых пород, снесенных с окружающих поднятий, в том числе и с южных окраинных гор, и с галькой, происходящей из местных вулканических пород (мелафиры, порфириты, кварцевые порфиры); алевролиты и сланцеватые глины.

В качестве второстепенных членов парагенеза следует выделить пресноводные известняки, известково-углистые сланцы и каменный уголь, образующие тонкие пропластки, а также сферосидериты в виде желваковых конкреций. Многочисленные эффузивные покровы, штоки, дайки и субвулканические залежи кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, авгитовых, бронзитовых и лабрадоровых порфиритов, толеитов и толеитовых габбро-диабазов, керсантитов и кузелитов, а также пирокластические производные всех перечисленных вулканических пород (туфоконгломераты, лавобрекчии, туфы и тонштейны), встречающиеся среди пород молассовой формации, представляют собой аллофильные члены пространственно совмещенной с молассой и одновременной с ней вулканогенной *базальто-андезито-липаритовой формации.*

Как и для нижней молассы вестфальского возраста, для вулканогенно-молассового комплекса пород стефана и нижнего красного лежня очень характерна макроритмичность, которая выражена чередованием мощных пачек (или даже толщ) красноцветных конгломерато-песчаниковых пород и менее мощных сероцветных песчанико-алевролито-глинистых пачек. В отложениях стефана и нижнего красного лежня Саарского прогиба можно насчитать шесть или семь таких макроритмов, начинающихся красноцветными грубыми отложениями и заканчивающихся относительно тонкообломочными сероцветными отложениями.

Новый период в развитии Саарского прогиба начинается накоплением вадернских конгломератов верхнего красного лежня. В это время, как отмечает С. Н. Бубнов (1935), в результате интенсивной эрозии краев Саарского бассейна и накопления в нем обломочного материала абсолютные высоты прогиба и обрамлявших его поднятий в значительной степени выравниваются. По образному выражению А. Борна (Born, 1921), «бассейн переливается через край», и конгломераты верхнего красного лежня трансгрессируют не только на подстилающие отложения вестфаля, стефана и нижнего красного лежня, но и на более древние породы смежных поднятий. В связи с этим происходит постепенное расширение области седиментации обломочного материала вплоть до полного смыкания с областью седиментации Заальского бассейна. Наблюдается постепенное смещение центров максимального осадконакопления к краям Саарского прогиба, в частности к его северо-восточному краю, примыкающему к Гунсрюку.

В это время формируется новый, третий по счету, крупный парагенез пород Саарского прогиба состоящий главным образом из валунных и среднегалечных красноцветных конгломератов (особенно в базальных частях разреза верхнего красного лежня), аркозовых и полимиктовых песчаников. Состав обломочного материала пород очень разнообразен и содержит весь комплекс минералов, подстилающих отложений при преобладании кварца, обломков кремнистых пород, гранитов и разных вулканических пород. Очень характерно практически полное отсутствие

в этом парагенезе излившихся или внедрившихся вулканических пород, что свидетельствует о полном затухании вулканической деятельности в Саарском прогибе. Весь комплекс грубообломочных континентальных красноцветных пород верхнего красного лежня мы выделяем в качестве *второй верхней красноцветной молассы.* Мощность ее в Саарском прогибе — около 700 *м.* Однако, как показывают результаты бурения, проведенного в последние годы на северо-восточном погружении Саарского прогиба (Habicht, 1966), мощность может возрастать до 1500 *м.*

Схема
формационных рядов Саарского прогиба

Вторая верхняя красноцветная молассовая P_1^2

↑

Первая верхняя красноцветная молассовая $C_2^2 - P_1^1 \rightarrow$ Базальто-андезито-липаритовая P_1^1

↑

Нижняя угленосная молассовая C_2^1

В строении и формационном составе (см. схему) отложений Саарского прогиба четко выражены все три главные стадии позднепалеозойского орогенного развития варисцийской области Центральной Европы: стадия нижних моласс, с которой связаны возникновение и начальный период развития Саарского межгорного прогиба; стадия горообразования, во время которой в прогибе образовался мощный вулканогенно-молассовый комплекс, и стадия верхних моласс, когда произошло постепенное разрушение горной страны, снивелировались различия в рельефе между горными поднятиями и межгорной депрессией и произошло постепенное отмирание Саарского прогиба как орогенной структуры. Эта последняя стадия в Саарском прогибе выражена менее четко, чем в других аналогичных межгорных прогибах варисцид Центральной Европы (например, в Заальском прогибе).

Заальский прогиб

Заальский прогиб располагается северо-восточнее Саарского в пределах той же Саксо-Тюрингской зоны и, так же как и Саарский прогиб, приурочен в большей своей части к площади Средне-Германского поднятия.

Общая характеристика

Заальский прогиб вытянут в северо-восточном направлении, достигая в длину 220—250 *км* при максимальной ширине около 100 *км.* На севере он ограничен южными предгорьями Гарца, в частности зоной выходов метаморфических пород Виппра, на юге — варисским складчатым сооружением Тюрингского синклинория. Восточной границей прогиба являются Западные Судеты, отделенные от Средне-Германского поднятия крупным разломом северо-западного простирания — так называемой линией Эльбы. По отношению к Саарскому прогибу Заальский прогиб кулисообразно смещен к северо-востоку. Границей между ними служит поднятие Рула — Спессарт, пересекающее наискосок с юго-запада на северо-восток Средне-Германское поднятие и смыкающееся на севере с поднятием Гарца, а на юге — с поднятиями Оденвальда и Вогез.

Как показали результаты глубокого бурения (Behr, 1966), фундамент Заальского прогиба слагают различные гнейсы, кристаллические

сланцы, мигматиты и синкинематические магматические образования. Они группируются в несколько полос, вытянутых субпараллельно в северо-восточном направлении и в ряде мест смещенных поперечными разломами сдвигового характера. По данным Г. Беера (Behr, 1966), различные зоны, выделенные в фундаменте Заальского прогиба, располагаются в следующем порядке с юга на север: 1) альгонкские и нижнепалеозойские метаморфические породы Шварцбургского поднятия и зоны: 2) мигматитов, гнейсов и синкинематических магматических образований, 3) гранато-слюдяных сланцев, 4) альбит-серицит-гранатовых филлитов и альбит-серицитовых гнейсов и 5) серицит-гранатовых филлитов.

Прежде (Бубнов, 1935) метаморфические породы поднятий Рула — Спессарт и Гарца рассматривали в качестве выходов на поверхность доварисского (раннепалеозойского или более древнего) фундамента. В последние годы было доказано, что метаморфизм зоны Виппра охватывает палеонтологически доказанные отложения девона и силура. Кроме того, в настоящее время получен ряд определений возраста минералов метаморфических и интрузивных пород фундамента Заальского прогиба, изученных по керну глубоких скважин. Эти определения (Behr, 1966) дают известный разброс значений возраста (340—435—520 млн. лет), но все они указывают на докаменноугольный возраст метаморфизма пород Средне-Германского поднятия. Следовательно, метаморфизм и гранитный магматизм в этой зоне предшествовали складчатости, охватившей варисциды Центральной Европы в карбоне, во время которой зона Средне-Германского поднятия представляла собой уже консолидированный и жесткий массив.

Строение разреза

Заальский прогиб выполнен отложениями вестфальского, стефанского и пермского (красный лежень) возраста. Немецкие геологи выделяют два типа разреза верхнепалеозойских отложений, характеризующие разные части Заальского прогиба (рис. 56). Первый тип описан на севере центральной части прогиба, в пределах так называемой Мансфельдской мульды (Hoyningen-Huene, 1960; Schwab, 1968). На складчатом комплексе кульма и девона с резким угловым несогласием здесь располагаются отложения верхнего палеозоя в следующей последовательности (снизу вверх).

Грилленбергские слои — серые, местами красно-бурые конгломераты, в гальке которых преобладают филлиты, кварциты, кварц и другие породы, снесенные с поднятия Южного Гарца; серые, иногда белесые песчаники и алевролиты с редкими и тонкими прослоями глин и карбонатных сланцев. Мощность грилленбергских слоев меняется от 130 до 300 *м*. Судя по остаткам растений, грилленбергские слои Мансфельдской мульды отвечают во возрасту лишь самым верхам вестфаля. В Заальском прогибе известны и более древние молассы, распространенные, однако, очень локально. К ним относятся серые аргиллиты, отмеченные возле Ройга, западнее Лейпцига, возраст которых определяется как вестфаль А — В (Kohlert, 1967), сланцы и аркозовые песчаники, вскрытые скважиной возле Китца, юго-восточнее Лейпцига, относящиеся к вестфалю С (Daber, 1963).

Мансфельдские слои образованы, в основном, серыми кварцитовыми конгломератами и полевошпатово-слюдяными каолинизированными песчаниками и отдельными прослоями красных и темно-серых сланцеватых глин. В составе мансфельдских слоев выделяют (Hoyningen-Huene, 1960) две пачки: нижнюю, сложенную кварцитовыми конгломератами, слюдистыми каолиновыми песчаниками и конгломератами с кальцитовыми

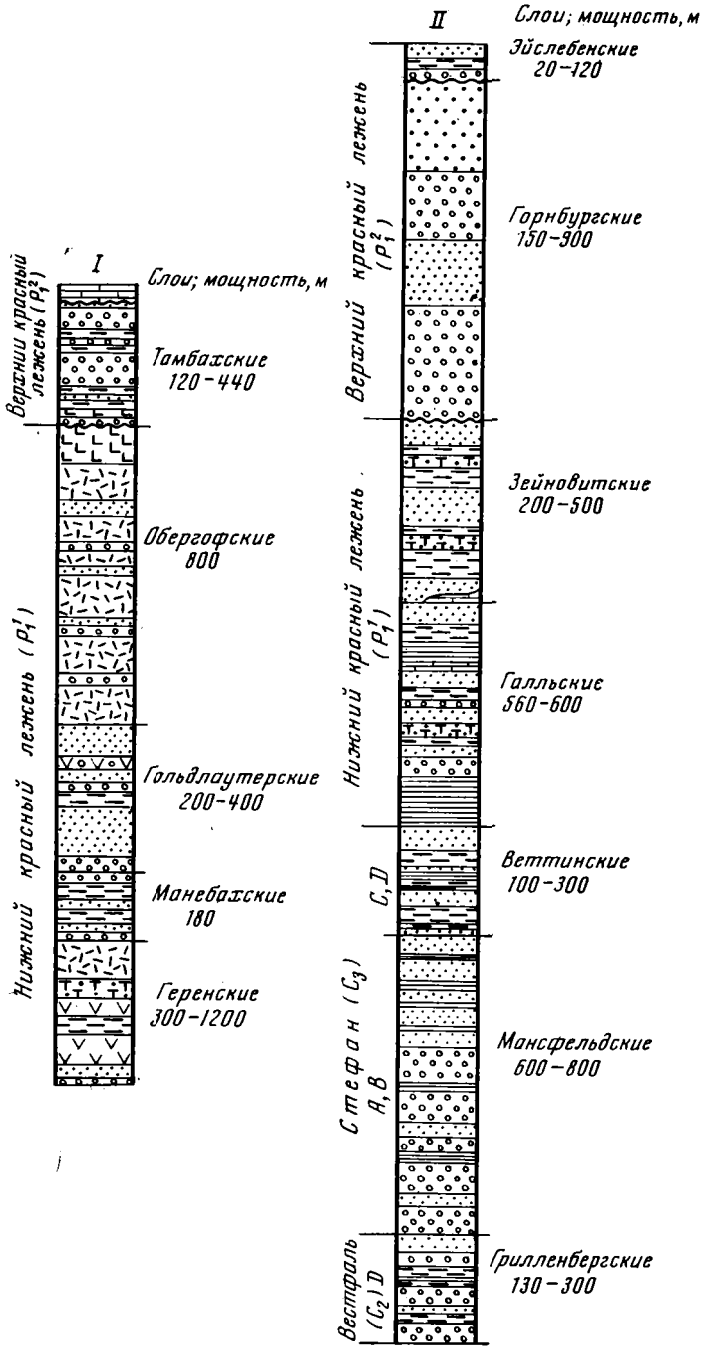


Рис. 56. Стратиграфические колонки верхнепалеозойских отложений Заальского прогиба (Weber, 1955; Katzung, 1972; Schwab, 1968)

I — Тюрингский Лес; II — Мансфельдская мульда («бассейновый» тип разреза)
Условные обозначения см. на рис. 50

стяжениями (500 *м*), и верхнюю, образованную в основном каолиново-слюдистыми песчаниками серого, красно-коричневого и серо-фиолетового цветов (300 *м*). Полная мощность мансфельдских слоев — 600—800 *м*. По остаткам ископаемых растений возраст мансфельдских слоев определяется как стефан A и B (Kampe, Remy, 1962). По направлению на север, запад и восток, т. е. ближе к краям Заальского прогиба, мощность мансфельдских слоев сокращается до 100 *м*, обломочный материал становится все более грубым, а сами породы приобретают красноцветную окраску.

Веттинские слои — темные с красноватым и зеленоватым оттенком, кварцевые песчаники и алевролиты с многочисленными прослоями углистых слюдистых песчаников и сланцеватых глин, среди которых встречаются пласты каменного угля (до 2 *м* мощности) и прослойки карбонатных сланцев. Мощность веттинских слоев — 100—300 *м*. Остатки растений, встреченные в породах веттинских слоев, указывают на стефан C и D (Kampe, Remy, 1962). По направлению к краям Заальского прогиба веттинские слои становятся в основном красноцветными, а их мощность несколько сокращается.

Галльские слои — серые сланцеватые глины (120 *м*) в нижней части, пестроцветные конгломераты (25—45 *м*) в средней части, зеленовато-серые и красноцветные песчаники, алевролиты и сланцеватые глины с отдельными прослоями известняков, брекчий, конгломератов, риолитовых и андезитовых туфов (100—400 *м*) в верхней части. Мощность галльских слоев достигает 560—600 *м*. М. Шваб (Schwab, 1968) полагает, что галльские слои относятся уже к нижнему красному лежню, т. е. к нижней перми, к которой относятся и вышележащие зейновитские и горнбургские слои. К востоку, в сторону вулканического поднятия Галле, в составе галльских слоев появляются, а затем резко преобладают различные вулканические породы, образующие известный галльский порфировый комплекс.

Зейновитские слои — серые и красные песчаники и алевролиты с прослоями карбонатных сланцев и туфов. В основании разреза залегает известковый риф. Остатки растений, аналогичных встреченным в галльских слоях, указывают на раннепермский возраст зейновитских слоев (Remy, Kampe, 1962). Мощность — 200—500 *м*.

Горнбургские слои залегают с эрозионным несогласием на разных горизонтах стефана и нижнего красного лежня. В Мансфельдской мульде они залегают непосредственно на мансфельдских слоях (Hoyningen-Huene, 1960), а в районе Галле — на породах галльского порфирового комплекса (Kunnert, 1966). Горнбургские слои представлены главным образом красноцветными алевролитами, кварцевыми песчаниками и конгломератами с галькой осадочных и вулканических пород нижнего красного лежня. В горнбургских слоях выделяют (Hoyningen-Huene, 1960) три ритма, которые начинаются конгломератами и заканчиваются алевролитами. Мощность горнбургских слоев изменяется от 150 до 900 *м*.

На горнбургских слоях, а также на всех более древних подстилающих породах нижней перми, верхнего карбона и нижнепалеозойского фундамента с азимутальным и эрозионным несогласием залегают отложения верхнего красного лежня, которые на севере Заальского прогиба выделяются под названием эйслебенских слоев. Эйслебенские слои сложены красноцветными плитчатыми песчаниками и алевролитами, в основании которых залегают базальные конгломераты. В гальке конгломератов преобладают порфиры и другие вулканические породы нижнего красного лежня. Мощность эйслебенских слоев меняется от 20 до 120 *м*.

Описанный разрез верхнепалеозойских отложений характеризует центральную («бассейновую», по терминологии немецких геологов)

часть Заальского прогиба, приуроченную к наиболее погруженным блокам его фундамента.

Специфической особенностью Заальского прогиба, как отмечает М. Шваб (Schwab, 1968), является то, что в процессе его развития во время нижнего красного лежня в юго-западной и северо-восточной его частях возникли поперечные зоны северо-северо-западного простирания, характеризовавшиеся активными проявлениями наземного вулканизма кислого, в меньшей степени среднего и основного состава. Эти зоны играли роль поперечных поднятий, расчленивших Заальский прогиб на отдельные седиментационные ванны. Одно из таких поднятий было расположено в районе современного поднятия Тюрингского Леса, другое — в области Галльского вулканического нагорья. Характерно, что по направлению к зонам этих вулканических поднятий молассовые отложения нижнего красного лежня замещаются покровами и субвулканическими интрузивными телами кварцевых порфиров, порфиритов и мелафиров. В качестве примера разреза верхнепалеозойских отложений, свойственного таким поднятиям, приведем разрез верхнепалеозойских отложений Тюрингского Леса, по данным Г. Вебера (Weber, 1955).

Самым нижним членом разреза верхнепалеозойских отложений Тюрингского Леса являются геренские слои, несогласно залегающие на метаморфических породах фундамента Заальского прогиба. Они представлены красноцветными и сероцветными известковистыми песчаниками, конгломератами с галькой вулканических пород, фельзитами, кварцевыми порфирами, плагиоклаз-энстатитовыми порфиритами, мелафирами и туфами соответствующего состава, а также тонштейнами. В составе геренских слоев выделяются две части — нижняя и верхняя (Andreas u. a., 1966). Нижняя часть представлена так называемыми базальными отложениями — осадочными терригенными породами, распределение которых демонстрирует отчетливую продольную фациальную зональность, свойственную Заальскому прогибу во время седиментации. В осевой части прогиба откладывались сероцветные тонкозернистые алевролитовые породы, тогда как к северо-западу и юго-востоку они приобретали красноцветную окраску и сменялись ближе к краям прогиба грубыми конгломерато-песчаниковыми фациями. Мощность базальных отложений не превышает 100—150 *м*. Они относятся к стефанскому ярусу верхнего карбона, что обосновано определениями остатков ископаемых растений (Gothan, 1928; Andreas u. a., 1966).

Верхняя часть геренских слоев имеет вулканогенный состав. Это преимущественно авгитовые и энстатитовые порфириты, слюдистые (биотитовые) плагиоклазовые порфириты с горизонтами туфобрекчий, фельзит-порфиров и кварцевых сферолитовых порфиров, причем последние начинают преобладать в верхней части разреза. Среди вулканических пород встречаются отдельные пачки (15—30 *м*) аркозовых песчаников, конгломератов и красных сланцеватых глин иногда с пластами угля. Часть вулканических образований, расположенная ниже так называемого нижнего тонштейна, относится еще к стефану, тогда как вышележащие горизонты геренских слоев, как и вышележащие манебахские, гольдлаутерские и обергофские слои, уверенно включаются в состав нижней перми. Мощность геренских слоев непостоянная и меняется от 200—300 до 1200—1400 *м*.

Манебахские слои в нижней части представлены красно-коричневыми конгломератами с галькой кварца, кварцитов и слюдяных порфиритов, в средней — темно-серыми и светло-серыми конгломератами, конгломератовидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с угольными прослоями и с многочисленными отпечатками растений нижней перми, а в верхней — серыми и зеленовато-серыми конгломератами с галькой миндалекаменных порфиритов. Г. Вебер (Weber, 1955) и Ф. Деубель (Deubel, 1959—1960) отмечают, что манебахские слои

являются локальными невыдержанными по простиранию образованиями и представляют собой отложения изолированных озерных бассейнов. Мощность манебахских слоев — 180 *м*.

Гольдлаутерские слои — красноцветные конгломератовидные и «пудинговые» песчаники, конгломераты, лавобрекчии и туфоконгломераты с тонкими прослоями сланцеватых глин с остатками ископаемых рыб. Мощность гольдлаутерских слоев достигает в центральной части Тюрингского леса 330—400 *м*, уменьшаясь до 200 *м* и менее к юго-востоку. Некоторые исследователи (Andreas u. a., 1966) предполагают, что в северо-восточной и юго-восточной частях Тюрингского Леса, т. е. там, где из разреза как будто бы выпадают манебахские и гольдлаутерские слои и на геренских слоях непосредственно покоятся обергофские, происходит фациальный латеральный переход осадочных пород манебахских и отчасти гольдлаутерских слоев в вулканические образования, нередко ошибочно относимые к верхам геренских слоев. Другие (Deubel, 1959—1960) считают, что гольдлаутерские слои несогласно залегают на подстилающих отложениях, благодаря чему в ряде случаев они, минуя манебахские слои, ложатся непосредственно на геренские слои. Очень характерно распространение различных фаций, установленное для гольдлаутерских слоев Тюрингского Леса Д. Андреасом, Ф. Эндерлейном и Дж. Михаэлем (Andreas u. a., 1966). Согласно данным этих исследователей, во время образования гольдлаутерских слоев терригенная седиментация в пределах Тюрингского Леса ограничивалась небольшой впадиной, протянувшейся в субмеридиональном направлении, тогда как северо-восточнее и юго-восточнее располагались области поднятий, с которых в эту впадину сносился обломочный материал, в основном вулканомиктовый. Это — одно из доказательств существования в период формирования нижнего красного лежня поперечного вулканического поднятия, которое уже в самом начале ранней перми разделило Заальский прогиб на отдельные седиментационные бассейны.

Обергофские слои сложены в основном вулканическими породами — нижним и верхним кварцевыми порфирами (свыше 600 *м*), среди которых отмечаются лишь отдельные пачки (до 50 *м*) порфиритовых туфов, красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов, а также диабазами (около 100 *м*). Обергофские слои в главной области своего развития между Тамбахом и Обергофом достигают максимальной мощности 1000—1300 *м*. К юго-востоку мощность этих слоев резко сокращается (до 350 *м* в районе Беерберга и до 250 *м* у Манебаха), но трехчленное деление слоев на нижние и верхние порфиры и зону промежуточных отложений сохраняется.

Верхний красный лежень здесь, как и в остальных частях Заальского прогиба, залегает резко несогласно на всех подстилающих породах, включая все толщи нижнего красного лежня и кристаллические породы фундамента. Как показал С. Хробок (Chrobok, 1964), отложения верхнего красного лежня, выделяемые здесь под названием тамбахских слоев, заполнили неровности довольно расчлененного рельефа, выработанного в породах нижнего красного лежня. Мощность тамбахских слоев достигает 120—440 *м*. Они представлены красноцветными грубыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей. В отдельных случаях среди этих пород встречаются маломощные (до 20 *м*) покровы мелафиров (родаерские мелафиры).

Разрез верхнепалеозойских отложений Заальского прогиба все немецкие ученые заканчивают верхним красным лежнем (верхами нижней перми), а вышележащие отложения верхней перми (цехштейн), триаса (пестрый песчаник, раковинный известняк и кейпер) и нижней юры они рассматривают в качестве образований, слагающих совсем другую тектоническую структуру,— Тюрингскую впадину. Такое противопоставление верхнего красного лежня и всего вышележащего комплекса отло-

жений едва ли оправдано, так как эрозионное несогласие между верхним красным лежнем и цехштейном (тюрингская фаза складчатости, по Г. Веберу) отмечается только на юге и юго-западе Тюрингии, т. е. там, где цехштейновое море трансгрессировало на поперечные (Тюрингский Лес) и краевые поднятия Заальского прогиба. В то же время в центральной и северной частях Тюрингии, а также в Гарце и Флехтингере, где цехштейновая седиментация без всякого перерыва сменила седиментацию верхнего красного лежня, цехштейн совершенно согласно без каких-либо признаков несогласия залегает на породах верхнего красного лежня. Главное эрозионное несогласие в этих районах, так же как и во всей области варисцид Центральной Европы, располагается в основании верхнего красного лежня. Поэтому разрез отложений Тюрингской впадины, независимо от того, как трактовать ее тектоническую природу, правильнее начинать с верхнего красного лежня, который открывает новый период осадконакопления, протекавшего в обширных относительно плоских и непрерывно расширявшихся впадинах в условиях постепенной нивелировки созданного ранее горного рельефа.

Центральные части Тюрингской впадины в общем полностью наследуют структуру Заальского прогиба, тогда как в краевых частях она с азимутальным и эрозионным несогласием срезает структуры Заальского прогиба и обрамляющих его поднятий.

Магматические образования

Как уже было отмечено, магматические породы в составе верхнепалеозойских отложений Заальского прогиба распределены очень неравномерно. Эффузивные покровы, субвулканические залежи и интрузивы позднепалеозойского, в основном раннепермского, возраста приурочены исключительно к зонам поперечных поднятий — Гаальского и Нижне-Саксонского нагорий и Тюрингского Леса. Центральная часть Заальского прогиба практически лишена позднепалеозойских магматических пород, место которых здесь занимают молассовые образования.

В возрастном отношении магматические породы охватывают весь интервал нижнего красного лежня и верхов стефана (Галльский вулканический комплекс, Северо-Западная Саксония) или группируются в верхах и низах нижнего красного лежня (Тюрингский Лес).

В Галльском вулканическом нагорье, по данным М. Шваба (Schwab, 1968), первые признаки вулканической деятельности отмечаются в веттинских слоях верхней половины стефанского яруса в виде покровов кварцевых порфиров в низах и андезитов и трахибазальтов в верхах. Однако главные проявления вулканизма приурочены к периоду накопления галльских слоев нижнего красного лежня, когда последовательно изливались латиты и риодациты, трахиандезиты, андезиты и дациты, латиты и кварцевые латиты. Все эти лавовые образования имели сравнительно небольшую мощность (порядка 20—60 *м*) и отделялись мощными терригенными пачками. С этим же промежутком времени было связано внедрение мощного (свыше 1000 *м*) субвулканического тела нижнего галльского кварцевого порфира. Верхняя половина нижнего красного лежня в Галльском нагорье была ознаменована излияниями мощных покровов (свыше 200 *м*) верхнего галльского кварцевого порфира.

В целом для вулканизма Галльского вулканического нагорья характерны щелочноземельный тип химизма и резкое преобладание магматических пород кислого состава, которые особенно начинают доминировать в верхней половине нижнего красного лежня, хотя встречаются и в его низах (рис. 57). Сходная картина имеет место и в Северо-Западной Саксонии, где, по данным Г. Гальвитца (Gallwitz, 1959), вулканизм начинается в самых низах нижнего красного лежня с маломощных

излияний мелафиров, которые затем сменяются мощными телами покровного и субвулканического характера кварцевых порфиров, слюдяных кварцевых порфиров и пироксеновых гранит-порфиров, распространенных на протяжении всего разреза нижнего красного лежня.

В пределах поднятия Тюрингского Леса, по данным Г. Гельмерса (Hellmers, 1937), Г. Вебера (Weber, 1955), Ф. Деубеля (Deubel, 1959—1960) и других геологов, магматические породы сконцентрированы на двух стратиграфических уровнях. 1. В самых верхах стефана и в низах нижнего красного лежня (геренские, возможно, манебахские слои) вулканические породы представлены авгитовыми и энстатитовыми плагиоклазовыми порфиритами, ортоклазовыми порфиритами, мелафирами и керсантитами, с одной стороны, и кварцевыми порфирами и фельзит-порфирами, ортофирами и туфобрекчиями соответствующего состава, с другой, незакономерно чередующимися и образующими толщу вулканических пород, мощностью до 1000 *м* и более. 2. В самых верхах нижнего красного лежня (обергофские слои) преобладают кварцевые порфиры, слагающие почти 600-метровую толщу пород при подчиненном положении диабазов. В поднятии Тюрингского Леса развиты и массивы позднепалеозойских сиенит-порфиров, гранит-порфиров и гранитов (например, массив Рула). Мощность вулканических пород в пределах Тюрингского Леса достигает в целом 1000 *м*, увеличиваясь на отдельных участках до 1500—2000 *м* и составляя, таким образом, 70—80% всего разреза верхнепалеозойских отложений.

Позднепалеозойским вулканическим породам поднятия Тюрингского Леса присущи тесный парагенезис пород кислого и среднего состава при явном преобладании кислых пород, повышенная щелочность пород среднего состава за счет обогащения пород калием (рис. 58), что привело к возникновению весьма специфических пород — ортоклазовых и биотитовых порфиритов, а также очень высокое содержание кремнезема (до 80%) в наиболее поздних покровах и субвулканических телах кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Г. Гельмерс (Hellmers, 1937), специально исследовавший петрологию и особенности дифференциации магматических расплавов, давших начало позднепалеозойским магматическим породам Тюрингского Леса, пришел к выводу, что весь комп-

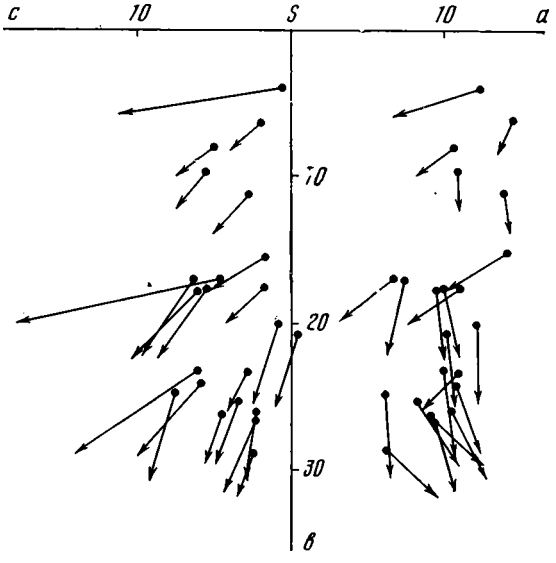


Рис. 57. Составы раннепермских вулканических пород Заальского прогиба (Галле, Северо-Западная Саксония) на диаграмме А. Н. Заварицкого

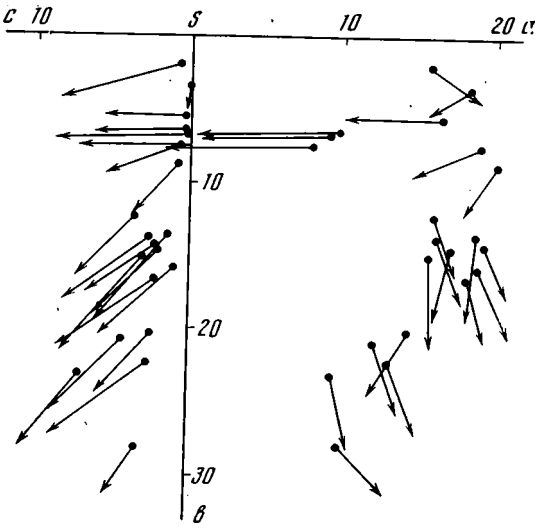


Рис. 58. Составы раннепермских вулканических пород поднятия Тюрингского Леса на диаграмме А. Н. Заварицкого

лекс пород, включая как кислые и средние, так и наиболее основные их разности, образовался в результате дифференциации литогенной магмы среднего состава (примерно отвечающей диориту), обогащенной щелочами. В процессе такой дифференциации, по данным Г. Гельмерса, с одной стороны, происходило постепенное увеличение кислотности пород от ортофиров к кварцевым порфирам и затем к ультракислым кварцевым порфирам, а с другой, отщеплялись более основные породы — ортоклазовые порфириты, основные порфириты, керсантиты и мелафиры.

Структура, история развития и формации

Комплекс верхнепалеозойских отложений, слагающих Заальский прогиб, распадается на два структурных яруса, разделенных крупным эрозионным несогласием и отличающихся различным структурным планом (рис. 59).

Нижний ярус образован отложениями нижнего красного лежня и стефана, которые лишь в отдельных наиболее прогнутых участках прогиба подстилаются вестфальскими породами. Отложения этого возраста выполняют собственно Заальский прогиб — крупную удлиненную в северо-восточном направлении межгорную депрессию, возникшую в связи с заключительными фазами варисцийского орогенеза.

Верхний ярус включает, помимо отложений верхнего красного лежня и цехштейна, образования триаса, нижней юры и мела, которые совместно слагают крупную изометричную Тюрингскую впадину, заключенную между поднятиями Гарца, Тюрингского Леса, Западных Судет и Шварцбургской седловиной. Характерная особенность Тюрингской впадины — большая роль в ее структуре северо-западных герцинских направлений, сохранявшаяся во все периоды ее развития: как во время конседиментационного прогибания, так и во время разрывных и складчатых деформаций позднекиммерийской и субгерцинской фаз. Многие исследователи (Тектоника Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Гарецкий, 1968) относят комплекс верхнепермских и мезозойских отложений Тюрингской впадины к образованиям эпипалеозойского платформенного чехла и, следовательно, саму Тюрингскую впадину рассматривают в качестве структуры платформенного типа. Следует, однако,

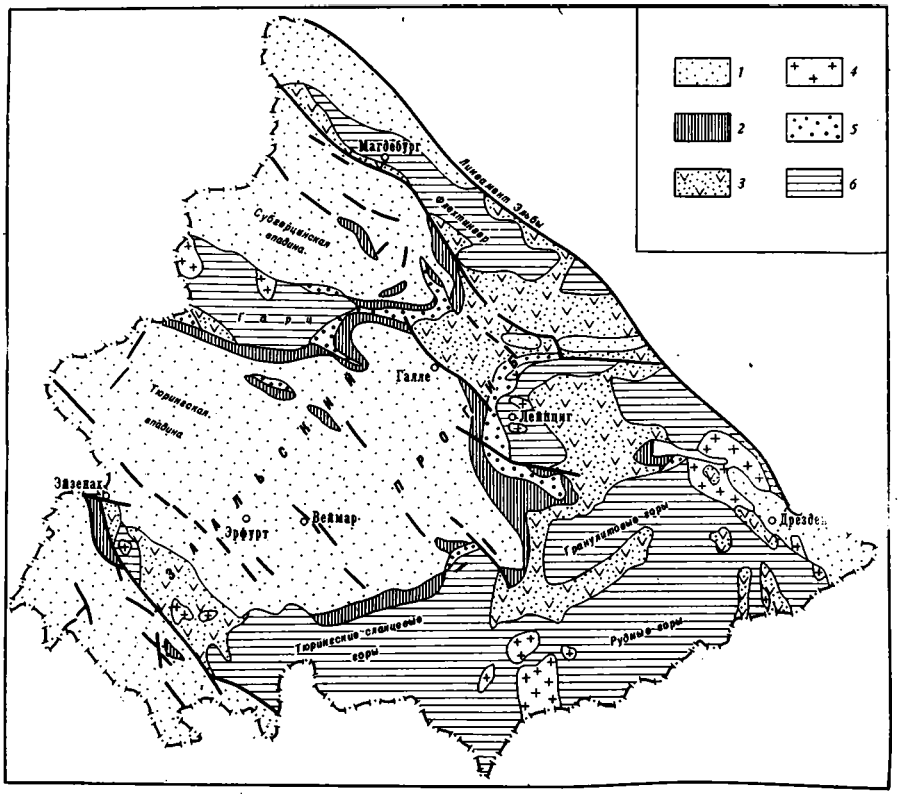


Рис. 59. Геологическая схема Заальского прогиба (в границах ГДР; Schwab, 1968)

1 — мезозойско-кайнозойский осадочный чехол; *2* — верхняя пермь (цехштейн); *3—5* — позднепалеозойские образования: *3* — вулканиты в нижнем красном лежне и стефане, *4* — гранитоиды, *5* — моласса нижнего красного лежня и стефана; *6* — варисцийский складчатый комплекс, в том числе кристаллические породы Средне-Германского поднятия

обратить внимание на то, что ряд особенностей структуры (рис. 60), формационного заполнения и характера дислокаций, представляющих собой тектонотип глыбовой саксонской (германотипной) тектоники, сближает Тюрингскую впадину с наложенными впадинами орогенного этапа развития геосинклинальных областей.

Структура Заальского прогиба, существовавшая в период формирования отложений нижнего яруса, имела ярко выраженный конседиментационный характер и осложнялась лишь тектоническими подвижками отдельных блоков фундамента по разломам. В общих чертах история развития Заальского прогиба очень сходна с историей Саарского прогиба.

Заложение Заальского прогиба может быть датировано вестфалем А или В, когда на сравнительно ограниченном по размерам участке к северу и северо-западу от Лейпцига в континентальной обстановке началось накопление относительно маломощного комплекса конгломератов, песчаников, алевролитов и глин, сопровождавшееся слабым углеобразованием (грилленбергские слои). В составе кластического материала этих пород преобладают слабо отсортированные и плохо окатанные обломки пород, снесенных с окружающих поднятий Гарца и Шварцбургского поднятия. Этот комплекс терригенных отложений является аналогом нижней молассы Саарского прогиба, от которой он отличается резко сокращенной мощностью и слабой угленосностью. Формирование *нижней молассовой формации* в Заальском прогибе продолжалось до-

конца вестфаля, причем площадь ее седиментации постепенно разрасталась во всех направлениях. В это время Заальский прогиб представлял собой симметричную межгорную депрессию, вытянутую на северо-восток и простиравшуюся от Виттенберга на северо-востоке до Тюрингского Леса на юго-западе, а возможно, и еще юго-западнее.

Начиная со стефана и, возможно, с вестфаля D, но особенно во время нижнего красного лежня, структура Заальского прогиба претерпела резкую перестройку, которая совпала с эпохой мощного горообразования, охватившего всю варисцийскую область Центральной и Западной Европы. Особенностью этого периода была сильнейшая магматическая активность, выразившаяся как в массовых излияниях лав кислого, среднего, в меньшей степени основного состава, так и в интрузиях кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранит-порфиров и гранитов. Магматическая деятельность более всего проявилась в пределах поднятий, тогда как во впадинах в то же самое время происходило накопление континентальных красноцветных моласс, в составе обломочного материала которых присутствуют не только продукты размыва обрамляющих поднятий, но и вулканические породы перми.

Именно в это время, в конце стефана, в Заальском прогибе образовались и в течение всего времени накопления нижнего красного лежня активно развивались в связи с заложением серии поперечных разломов северо-западной ориентировки два крупных поперечных поднятия. Одно из них располагалось в области Тюрингского Леса, другое — в районе Галле — Виттенберга, Лейпцига и Гримма, т. е. в северной и северо-западной Саксонии. Эти два поднятия коренным образом преобразовали первичную удлиненную в северо-восточном направлении структуру Заальского прогиба, расчленив его на отдельные крупные изометричные впадины. Одна из впадин, расположенная между вулканическими поднятиями северо-западной и северной Саксонии и поднятием Тюрингского Леса, в дальнейшем преобразовалась в Тюрингскую впадину. Другая размещалась к юго-западу от вулканического поднятия Тюрингского Леса. Эта вторая впадина была впоследствии практически нацело перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками и до сего времени осталась плохо изученной. Если в пределах поперечных поднятий в стефане и в раннепермское время формировался мощный комплекс вулканических пород и интрузивных образований, то во впадинах шло накопление продуктов их размыва. В конечном счете этот процесс привел к образованию *вулканогенно-молассового комплекса* стефана — нижней перми.

Вулканогенные и молассовые образования в ряде мест пространственно разобщены, и вулканогенно-молассовый комплекс может быть подразделен так же, как и в Саарском прогибе, на наземную вулканогенную базальто-андезито-липаритовую и верхнюю красноцветную молассовую формации, тесно связанные и замещающие одна другую по латерали.

Вулканогенная базальто-андезито-липаритовая формация имеет следующий парагенез пород: кварцевые порфиры (эффузивные и субвулканические), фельзит-порфиры, риодациты, лавобрекчии и туфы кислого состава и разнообразные порфириты (бронзитовые, авгитовые, гиперстеновые, ортоклазовые, биотитовые) в качестве доминирующих членов и более основные породы — трахиандезиты, трахибазальты, мелафиры и керсантиты в качестве менее широко развитых членов. Обязательно присутствуют пачки обломочных пород — конгломератов, песчаников, алевролитов и глин красной и серой окрасок,— которые часто выклиниваются и представляют собой аллофильные члены, принадлежащие молассовой формации. В качестве типичных разрезов вулканогенной формации могут служить разрезы нижнего красного лежня Тюрингского Леса или Галльского нагорья.

Верхняя красноцветная молассовая формация Заальского прогиба образована обломочными породами, сформировавшимися в континентальной обстановке,— крупно- и мелкогалечными конгломератами и фангломератами с галькой кварцитов, филлитов, различных вулканогенных пород; разнообразными песчаниками (аркозовыми, в том числе полевошпатово-слюдистыми, каолинизированными) с рассеянной мелкой галькой, со знаками ряби, косослоистыми; алевролитами и сланцеватыми глинами. Все эти породы обычно имеют красную окраску и лишь в отдельных пачках становятся темно-серыми. В качестве второстепенных членов парагенеза присутствуют углистые сланцы и песчаники, прослойки каменного угля, карбонатные сланцы, известняки, туфы среднего и кислого состава, реже лавы порфиритов и кварцевых порфиров. Молассовой формации свойственна макроритмичность, обусловленная попеременным чередованием грубообломочных конгломерато-песчаниковых и тонкообломочных алевролито-глинистых пачек. Ритмичность особенно четко выражена в отложениях нижнего красного лежня на севере Заальского прогиба (Мансфельдская мудьда), где немецкие исследователи (Hoyningen-Huene, 1960) выделяют ряд повторяющихся правильных осадочных циклов — конгломерат, песчаник, алевролит, глина, которые даже берутся ими за основу стратиграфического подразделения нижнего красного лежня.

Таким образом, в процессе конседиментационного развития Заальского прогиба на протяжении интервала времени, охватываемого верхним вестфалем, стефаном и нижним красным лежнем, его структура постепенно усложнялась. Вместо первоначально возникшего удлиненного межгорного прогиба уже к середине ранней перми, т. е. в конце нижнего красного лежня, возникла система изометричных впадин, разделенных поперечными по отношению к первичному простиранию прогиба поднятиями. В пределах поднятий происходили неоднократные тектонические подвижки по разломам северо-западного простирания, сопровождавшиеся магматической активностью и приводившие в ряде мест к перерывам в осадконакоплении и даже к локальным угловым несогласиям.

Такова природа несогласных взаимоотношений между манебахскими и гольдлаутерскими слоями, между гольдлаутерскими и обергофскими слоями, отмеченных Г. Вебером (Weber, 1955) на некоторых участках поднятия Тюрингского Леса, несогласий и перерывов в осадконакоплении в основании горнбургских слоев в Мансфельдской мульде на севере Заальского прогиба и в Галльском вулканическом нагорье (Hoyningen-Huene, 1960; Kunnert, 1966). Важно подчеркнуть, что аналогичный характер имеет и так называемое заальское несогласие между нижним и верхним красным лежнем, которое четко проявлено в областях поперечных и краевых поднятий Заальского прогиба и отсутствует в центральных частях впадин и наиболее крупных мульд, как это отметил Г. Лютцнер (Lützner, 1962).

Верхний красный лежень в области Заальского прогиба, как и в остальной части варисцид Центральной и Западной Европы, начинает новый период тектонического развития, характеризующийся постепенным разрушением ранее созданного горного рельефа, заполнением осадками межгорных впадин и выравниванием горных сооружений. Применительно к Заальскому прогибу это нашло выражение в образовании весьма специфичной второй верхней красноцветной молассы верхнего красного лежня, в процессе накопления которой заполнились неровности заальского рельефа и создались благоприятные предпосылки для последующего проникновения с севера в Тюрингскую область трансгрессий цехштейнового и среднетриасового морей. Именно в это время произошло окончательное оформление как самостоятельной структуры Тюрингской впадины, хотя ее возникновение в данном месте и было

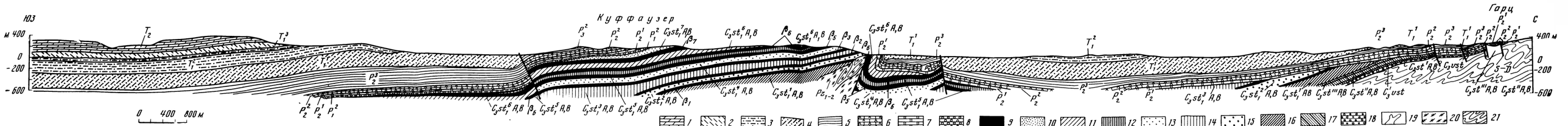


Рис. 60. Геологический профиль через северную часть Тюрингской впадины (составлен по профилям, приложенным к листам крупномасштабных немецких геологических карт)

1 — средний триас (раковинный известняк); *2—4* — нижний триас (пестрый песчаник): *2* — верхняя часть, *3* — средняя часть, *4* — нижняя часть; *5—7* — верхняя пермь (цехштейн): *5* — верхняя часть, *6* — средняя часть, *7* — нижняя часть; *8* — нижняя пермь, верхняя часть (верхний красный лежень); *9* — горизонты вулканических пород; *10—16* — верхний карбон (стефан А, В — верхняя часть): *10* — седьмой горизонт, *11* — шестой горизонт, *12* — пятый горизонт, *13* — четвертый горизонт, *14* — третий горизонт, *15* — второй горизонт, *16* — первый горизонт; *17* — верхний карбон (стефан А, В — нижняя часть); *18* — средний — верхний карбон (вестфаль); *19* — инъекционные тела гранитов; *20* — метаморфические породы нижнего — среднего палеозоя; *21* — силурийско-девонские породы Гарца

предопределено всем ходом предыдущего развития Заальского прогиба на протяжении нижнего красного лежня.

Вторая верхняя красноцветная молассовая формация содержит сравнительно простой набор обломочных красноцветных пород, среди которых главное место занимают конгломераты и песчаники. Конгломераты крупно-, средне- и мелкогалечные. В их гальке в разных соотношениях содержатся все подстилающие породы, включая вулканические и осадочные породы нижнего красного лежня, стефана и вестфаля, метаморфические и интрузивные породы нижне-среднепалеозойского обрамления Тюрингской впадины. Состав, степень окатанности и сортировки обломочного материала в конгломератах и песчаниках находятся в прямой зависимости от расстояния до краевых и внутренних поднятий, поставлявших этот материал. Наиболее хорошая окатанность и сортировка обломочного материала отмечается в породах формации в центральных частях Тюрингской впадины. Конгломераты во всех случаях образуют базальные слои, а в виде прослоев и пачек по 20—80 *м* встречаются по всему разрезу формации. В ее верхах количество и мощность конгломератовых прослоев уменьшается. Песчаники разнозернистые, часто «пуддинговые» с рассеянной мелкой галькой, косослоистые, аллювиального и пролювиального генезиса. В целом песчаники полимиктовые, хотя их состав полностью зависит от состава подстилающих пород и может изменяться от аркозового до вулканомиктового. Алевролиты и аргиллиты в составе формации занимают подчиненное положение и в более или менее значительных количествах развиты лишь в центральных частях Тюрингской впадины в верхах разреза формации. Они откладывались в отдельных озерных водоемах, о чем свидетельствуют знаки ряби, трещины усыхания и другие признаки мелководной обстановки. Важным признаком второй верхней молассовой формации является постепенное расширение площади ее накопления (в связи с разрушением рельефа и заполнением впадин), благодаря чему обычно верхние горизонты формации трансгрессивно перекрывают нижние, иногда «запечатывая» последние. Мощность формации очень непостоянна и изменяется от 10—15 до 260 *м*.

Описанная часть формационного ряда Заальского прогиба идентична формационному ряду Саарского прогиба с тем лишь отличием, что нижняя угленосная молассовая формация здесь развита очень ограниченно.

Верхняя красноцветная молассовая формация нижней перми без структурной перестройки, но с трансгрессивными соотношениями, отмеченными только на южной и юго-западной окраинах Тюрингской впадины, сменяется карбонатно-соленосной формацией цехштейна (300—400 *м*), пестроцветной терригенной молассой пестрого песчаника (450—550 *м*), терригенно-карбонатной гипсоносной формацией раковинного известняка и кейпера (450—600 *м*) и, наконец, маломощной карбонатной формацией нижней юры (40—60 *м*). Весь этот комплекс отложений, достигающих в центральных частях Тюрингской впадины 2000 *м* мощности, совместно с верхнекаменноугольными и нижнепермскими молассовыми и вулканогенными формациями Заальского прогиба в мезозое — на границе юры и мела (юнокиммерийская фаза) и в позднем мелу (субгерцинская фаза) — подвергся интенсивным складчато-глыбовым дислокациям, получившим после работ Г. Штилле название германотипной, или саксонской, тектоники.

История деформаций, в процессе которых происходила неоднократная смена фаз растяжения и сжатия, весьма интересна и заслуживает специального рассмотрения. В результате детальных исследований С. Бубнов (Bubnov, 1953—1955), Л. Бизевски (Biseweski, 1953—1955) и Г. Зейдель (Seidel, 1965) установили, что первоначально в условиях растяжения возникла система нормальных сбросов и грабенов, локали-

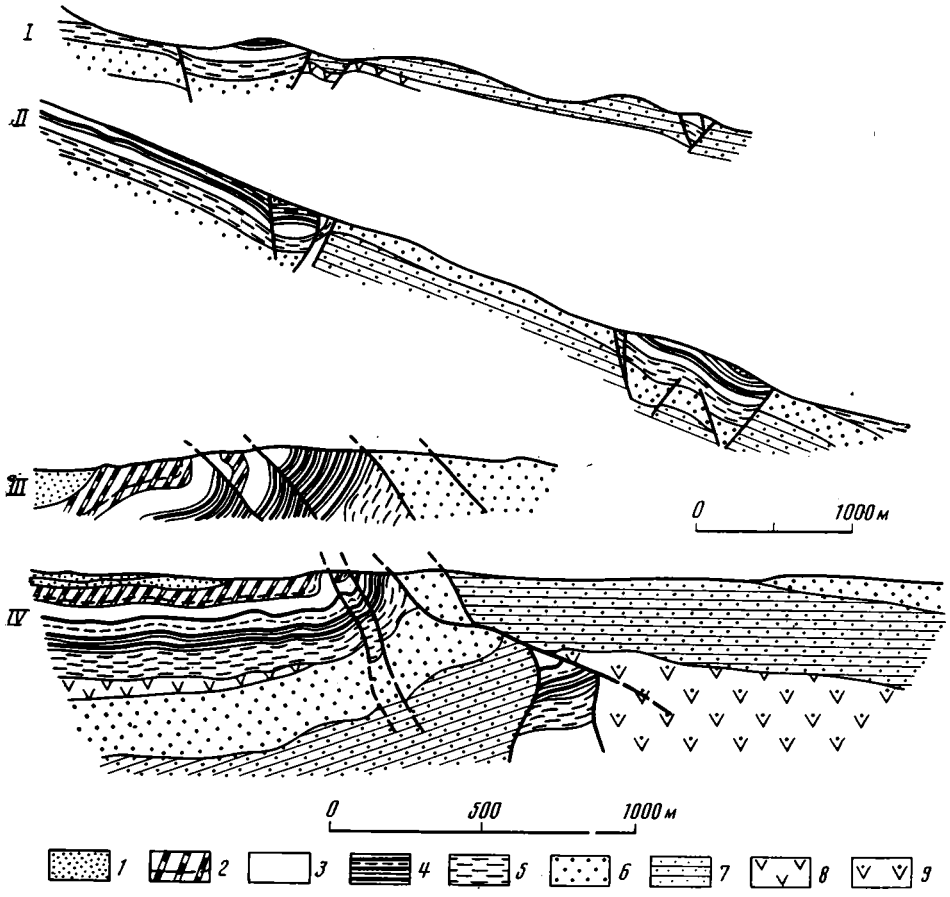


Рис. 61. Характер тектонических дислокаций в зонах субгерцинских разломов в Тюрингской впадине, по Л. Бизевски (Bisewski, 1953—1955)

I, II — разрезы через зону разломов Рамдаер; III, IV — разрезы через зону разломов Финн. *1* — верхний триас; *2—4* — средний триас (раковинный известняк): *2* — верхняя часть, *3* — средняя часть, *4* — нижняя часть; *5—7* — нижний триас (пестрый песчаник): *5* — верхняя часть, *6* — средняя часть, *7* — нижняя часть; *8—9* — верхняя пермь (цехштейн): *8* — верхняя часть (соль), *9* — нижняя часть

зованных в узких линейных зонах северо-западной ориентировки. Такие зоны разломов образовались вдоль юго-западного и северо-восточного ограничений поднятия Тюрингского Леса, далее в узкой полосе, соединяющей города Эйхенберг и Заальфельд, еще северо-восточнее вдоль линии Шлоттхейм — Эттерсберг и в ряде других мест. Эти зоны разломов расчленили Тюрингскую впадину на крупные блоки, в пределах которых образовались простые пологие складчатые формы,— преимущественно крупные мульды, как, например, Эйзенахская, Мюльхаузенская и др. Затем в юнокиммерийскую фазу, на рубеже юры и мела, под воздействием субмеридионального северо-западного сжатия вдоль разломных зон произошли сдвиговые горизонтальные перемещения с амплитудой до 600 *м* (Bubnov, 1953—1955), а в межразломных участках возникли отдельные антиклинальные и синклинальные складки с субширотным простиранием осей, которые осложнили простые мульдовые структуры.

Однако происхождение главной массы складчатых дислокаций связано с субгерцинской фазой в позднем мелу, когда вся территория Тюрингской впадины подверглась сильнейшему субмеридиональному севе-

ро-восточному сжатию, в результате которого произошли массовые надвиги по разломным зонам, направленные в юго-западной части впадины на северо-восток, а в северо-восточной — на юго-запад, и возникли многочисленные линейные достаточно крутые складки с северо-западным (герцинским) простиранием осей, осложненные проявлениями соляной тектоники. Выше приведены разрезы, иллюстрирующие характер дислокаций в зонах разломов Тюрингской впадины (рис. 61).

Внутрисудетская впадина

Область Западных и Центральных Судет, примыкающая с северо-востока к Молданубскому массиву, чрезвычайно интересна для изучения позднепалеозойских межгорных впадин и особенностей проявления в них магматизма. Здесь располагаются три крупные структуры: Северо-Судетская, Внутрисудетская и Предкарканошская (или Трутновская) впадины. В каждой из них развит полный разрез верхнекаменноугольных и пермских орогенных образований и в значительных количествах присутствуют продукты позднепалеозойского субсеквентного магматизма.

По условиям обнаженности наибольший интерес представляет Внутрисудетская впадина, расположенная между Западными Судетами, Качавскими и Совьими горами. Она вытянута в северо-восточном направлении, достигая в длину 100 *км* при ширине около 30 *км*, и имеет, таким образом, брахисинклинальную форму в плане.

Тектоническое положение Внутрисудетской впадины определяется ее приуроченностью к той части Судет, которая испытала очень раннюю складчатость, метаморфизм и консолидацию (кристаллический массив Совьих гор в позднем докембрии, Качавские горы и Карканошский массив на границе силура и девона и т. д.) и поэтому в эпоху варисцийской складчатости, мощно проявившейся в Восточных Судетах, подверглась главным образом раскалыванию на блоки, которые испытали дифференцированные вертикальные и горизонтальные подвижки. На ранних этапах варисцийского развития это обусловило своеобразный эпиконтинентальный характер нижнекаменноугольных отложений, накапливавшихся в этой области в связи с морскими трансгрессиями, распространявшимися из геосинклинального бассейна Восточных Судет. Своеобразие этих отложений заключается в перемежаемости континентальных грубообломочных молассовых толщ (турнейский ярус на восточном склоне Карканоши или в Предсудетском блоке в окрестностях Свебодзице; верхневизейские отложения в окрестностях Каменной Гуры) с морскими терригенно-карбонатными толщами геосинклинального характера (визейский ярус в Совьих горах, в окрестностях Варда и т. д.).

На заключительных этапах эпохи варисцийской складчатости жесткий глыбовый характер структуры Западных и Центральных Судет оказался весьма благоприятным для образования здесь крупных межгорных впадин, в которые сносился обломочный материал не только из молодой складчатой зоны Восточных Судет, но и с глыбовых поднятий Совьих гор, Карканоши, Качавских гор, которые ограничивали эти впадины.

Геологическое строение Внутрисудетской впадины изучено весьма подробно В. Петрашеком (Petrascheck, 1922; Dathe, Petrascheck, 1913), Г. Бергом (Berg, 1925), С. Бубновым (Bubnov, 1931), В. Баумом (Baum, 1942), Э. Бедерке (Bederke, Fricke, 1942), С. Козловским (Kozlowski, 1958, 1963, 1966), К. Дзедзицей (Dziedzic, 1959, 1961), Р. Таслером (Tasler, 1966) и многими другими польскими, чешскими и немецкими геологами.

Строение разреза

Разрез отложений, выполняющих Внутрисудетскую впадину, начинается продуктивной угленосной серией верхнего карбона, в составе которой выделяются все ярусы этого отдела. Продуктивная угленосная серия залегает на разных образованиях — кульме, верхнем девоне, гнейсах Совьих гор или на габбро Новой Руды. С. Бубнов (1935) указывает на резкое несогласие в основании угленосной серии (судетская фаза). Однако М. Ксенкевич, Я. Самсонович и Э. Рюле (1968) отмечают, что во Внутрисудетской впадине отложения верхнего карбона в ряде мест совершенно согласно покоятся на толще нижнего карбона, и лишь смена морских осадков континентальными может служить отзвуком судетских движений. Еще более определенно в этом отношении высказываются К. Августинек и А. Грохольский (Augustyniak Grocholski, 1968), которые отрицают судетскую фазу несогласия во Внутрисудетской впадине.

Отложения намюра слагают наиболее низкие части разреза угленосной серии (рис. 62). В восточной части Внутрисудетской впадины (на территории Польши) нижняя часть намюра представлена валбжихскими слоями (220—320 *м*) — олигомиктовыми песчаниками и конгломератами в низах, сланцами и алевролитами с 20-метровыми прослоями каменного угля в верхах, с обильными растительными остатками. Валбжихские слои наиболее полно развиты на северо-востоке Внутрисудетской впадины и постепенно выклиниваются к югу. Как отмечают М. Ксенкевич, Я. Самсонович и Э. Рюле (1968), верхняя часть намюрского яруса — слои Бялого Каменя — распространена шире валбжихских слоев, залегая либо на размытой поверхности последних, либо непосредственно на нижнекаменноугольных отложениях. Слои Бялого Каменя образованы конгломератами с крупной галькой кварца и кремнистых сланцев, а также песчаниками с редкими и тонкими пластами каменного угля. Их мощность — 300—350 *м*. Полная мощность намюра в центральной и восточной частях Внутрисудетской впадины достигает, таким образом, 500—670 *м*.

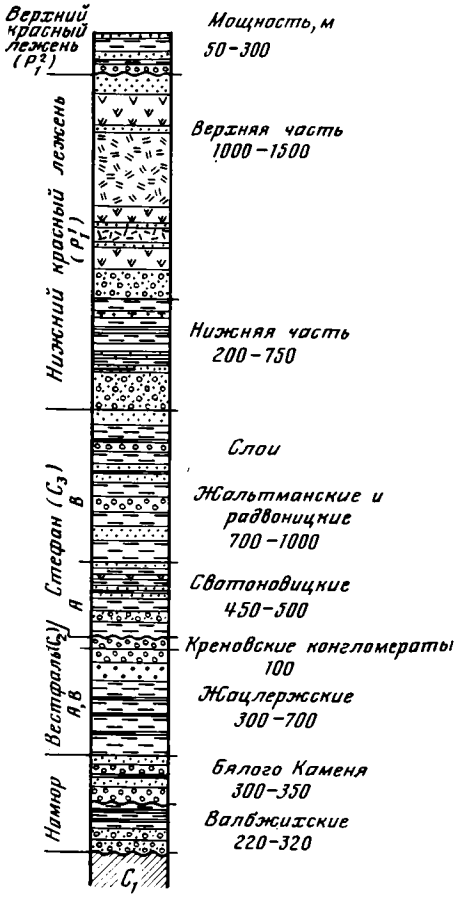


Рис. 62. Стратиграфическая колонка верхнепалеозойских отложений Внутрисудетской впадины (Augustyniak, Grocholski, 1968)

Условные обозначения см. на рис. 50

В юго-западной части Внутрисудетской впадины (на территории Чехословакии) намюр представлен только слоями Бялого Каменя, образованными здесь серо-фиолетовыми и красно-лиловыми песчаниками и конгломератами до 150 *м* мощности (Tasler, 1966).

Вестфальский ярус во Внутрисудетской впадине включает отложения жацлержских слоев, которые в центре и на востоке продолжают разрез намюра, а на западе залега-

ют непосредственно на нижнем карбоне или даже на более древних филлитах. Они сложены в нижней части в основном глинистыми и алевролитовыми сланцами с прослоями каменного угля, которые выше переходят в грубозернистые песчаники и конгломераты, участками красноцветные. В ряде мест (к северо-западу и юго-востоку от Валбжиха) толщи намюра и вестфаля содержат субвулканические тела кварцевых порфиров. На западе впадины в жацлержских слоях преобладают грубые олигомиктовые и полимиктовые конгломераты и песчаники с отдельными прослоями алевролитов и очень редкими пластами угля. Характерно появление здесь (район г. Жацлержа) маломощных эффузивных покровов мелафиров и порфиров, а также туфов. Мощность жацлержских слоев изменяется от 300 до 700 *м* на востоке до 800 *м* на западе Внутрисудетской впадины, причем здесь разрез вестфальского яруса надстраивается так называемыми креновскими конгломератами. По остаткам ископаемых растений жацлержские слои относятся к вестфалю А и В, а креновские конгломераты — к вестфалю В и С (Tasler, 1966).

Отложения стефанского яруса залегают на вестфальских породах со стратиграфическим перерывом, но без углового несогласия. В восточной части Внутрисудетской впадины стефан представлен красными песчаниками с прослоями сланцев и достигает мощности 500 *м*. На западе впадины мощность стефанских отложений резко возрастает до 1500 *м*. Здесь они подразделяются чешскими геологами на две части. Нижняя часть (450—500 *м*) отвечает сватоновицким слоям и образована красно-коричневыми алевролитами с прослоями конгломератов, полимиктовых и аркозовых песчаников, которые в верхах разреза включают горизонт серых песчаников и алевролитов с прослоями каменного угля, а местами также эффузивные покровы мелафиров. Верхняя часть (700—1000 *м*) объединяет жальтманские и радвоницкие слои и сложена красно-коричневыми алевролитами, чередующимися с аркозами, аркозовыми песчаниками и конгломератами и заключающими несколько сероцветных тонких горизонтов с пластами каменного угля. Анализ ископаемых растительных остатков позволил чешским геологам (Tasler, 1966) выделить в составе этих отложений нижний и верхний стефан. Одновременно допускается возможность отнесения самых низов сватоновицких слоев к вестфалю D.

Как отмечают М. Ксенкевич, Я. Самсонович и Э. Рюле (1968), во время накопления верхнекаменноугольных отложений ось Внутрисудетской впадины, выявляемая по распространению максимальных мощностей осадков, смещалась с северо-востока на юго-запад, что, вероятно, было обусловлено поднятием Совьих гор. Как мы увидим дальше, подобная тенденция сохранялась и в пермское время, однако направление смещения оси впадины стало противоположным.

Нижняя пермь Внутрисудетской впадины выражена в тех же континентальных фациях красного лежня, что и нижняя пермь Саарского и Заальского прогибов и других варисцийских орогенных впадин Центральной Европы. В западной части Внутрисудетской впадины, где в конце позднего карбона располагалась ось впадины, а также на востоке, в районе Новой Руды, пермские отложения залегают совершенно согласно на самых верхних горизонтах стефана. В то же время на севере и востоке Внутрисудетской впадины в ряде мест отмечается трансгрессивное несогласное налегание нижней перми на валбжихские слои намюра и даже на кульм.

Во Внутрисудетской впадине принято расчленение нижней перми на три части, из которых две нижние соответствуют нижнему красному лежню Заальского и Саарского прогибов, а верхняя сопоставляется с верхним красным лежнем, или саксонием.

Нижняя часть разреза нижнепермских отложений образована грубыми полимиктовыми конгломератами и красными аркозовыми песча-

никами с прослоями красных глин и угля, которые вверх по разрезу сменяются красно-коричневыми сланцами и мергелями, содержащими тонкие пласты пресноводных известняков с остатками рыб, растений и пелеципод, позволяющими параллелизовать эту часть разреза с кузельскими слоями Саарского прогиба. Здесь же появляются отдельные горизонты туффитов. Мощность этой существенно терригенной толщи изменяется от 200 до 750 *м*, увеличиваясь в восточном направлении.

Средняя часть нижнепермского разреза характеризуется большим развитием вулканических пород, в основании которых здесь залегают красноцветные песчаники и конгломераты. Выше них располагается мощная осадочно-вулканогенная серия, образованная чередующимися покровами мелафиров, ортоклазовых и кварцевых порфиров, их туфов, пачками красноцветных и серых песчаников и пластами пресноводных известняков. Некоторые исследователи (Kozlowski, 1958, 1963; Dziedzic, 1961) отмечают закономерную цикличность при образовании вулканических пород основного и кислого состава, которая более подробно рассмотрена ниже при характеристике магматических образований. Вулканическая серия перекрыта снова красно-коричневыми алевролитами и песчаниками с прослоями серых мергелей и известняков, в которых встречены остатки рыб, земноводных и растений, позволяющих сопоставить эту часть разреза с лебахскими и толейскими слоями Саарского прогиба. Мощность этой части разреза изменяется от 1000 до 1500 *м*, увеличиваясь с запада на восток, причем большая часть этой мощности приходится на вулканические породы.

Верхняя часть разреза нижней перми, или верхний красный лежень, сложена красно-коричневыми алевролитами с *Walchia* и прослоями песчаников и мелкогалечными полимиктовыми конгломератами (фангломератами) в основании. Мощность верхнего красного лежня Внутрисудетской впадины изменяется от 50 до 300 *м*. Эта верхняя часть разреза нижней перми теснейшим образом связана с верхнепермскими отложениями (цехштейном) и триасом (пестрым песчаником) и, как отмечают В. Петрашек и К. Таслер, отделена от более низких частей разреза нижней перми (нижнего красного лежня) перерывом и азимутальным несогласием.

В современной структуре центральная часть Внутрисудетской впадины перекрыта маломощными отложениями верхней перми, нижнего триаса и нижнего мела, которые залегают совершенно согласно, образуя почти недислоцированный чехол.

Магматические образования

В верхнепалеозойских отложениях Внутрисудетской впадины наблюдается довольно много различных магматических пород, распространенных, однако, неравномерно. Главная масса магматических пород, преимущественно вулканитов основного, среднего и кислого состава, приурочена к верхам разреза нижней перми, где образует мощный (1000—1500 *м*) эруптивный комплекс. Реже вулканические породы основного и среднего состава встречаются в верхнекаменноугольных отложениях, в которых более или менее значительные толщи лав мелафирового и порфирового состава вместе с сопровождающими их туфами отмечены только на западном крыле Внутрисудетской впадины в районе Жацлержа. Напротив, субвулканические тела кварцевых порфиров, иногда довольно значительные, обычно приурочены к верхнекаменноугольным отложениям и локализованы вдоль северо-западного и северо-восточного краев впадины, в районе Валбжиха и у восточного подножия Карканошских гор, а также в пределах обрамляющих поднятий, например, в Совьих горах.

Строение нижнепермской вулканической серии детально изучено С. Козловским (Kozlowski, 1958, 1963, 1966), который показал, что вулканические проявления имели цикличный характер и прерывались периодами терригенной седиментации. Он установил три вулканических цикла, каждый из которых начинался излияниями трахибазальтов и трахиандезитов и заканчивался лавами или интрузивными субвулканическими телами кислых пород: кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Масштаб проявления вулканической деятельности в разных циклах и даже в разных фазах одного и того же цикла мог быть весьма различным.

Первый цикл вулканической деятельности начался излияниями трахибазальтов и трахиандезитов, локализовавшимися в тектонических депрессиях. Мощность покровов этих пород достигает 150 *м*. Как показала Х. Дзедзицова (Dziedzicowa, 1956, 1958), нижние покровы представлены кварцевыми долеритами — породами, состоящими из мелких кристаллов плагиоклаза и пироксена, между которыми располагается микрокристаллический кварц-ортоклазовый агрегат. В более верхних частях они переходят в трахибазальты и трахиандезиты, а затем в так называемые щелочные долериты, в которых по альбитизированным плагиоклазам в результате метасоматических процессов развился калиевый полевой шпат (Dziedzicowa, 1958). Вторая половина цикла была отмечена излияниями кислых лав и внедрением субвулканических тел порфиров, которые ограничились небольшими участками, приуроченными, как отмечает С. Козловский, к отдельным тектоническим поднятиям. Эти порфиры М. Ножанкой (Nozanka, 1968) и А. Новаковским (Nowakowski, 1961) определены как щелочные риолиты. Они характеризуются крупными пракристаллами санидина, а также кварца и плагиоклазов.

Второй цикл также начался извержениями лав трахибазальтов и трахиандезитов, которые произошли на относительно ограниченной площади. Их мощность составляет около 100 *м*. Конец цикла ознаменовался наиболее мощной вулканической фазой во Внутрисудетской впадине, когда почти на всей ее площади в огромных количествах изливались кварцевые порфиры, накапливались их туфы и, что особенно характерно, игнимбриты до 500 м мощности (Hrdličkova, 1966). Согласно исследованиям А. Новаковского (Nowakowski, 1961, 1968), порфиры частично представлены анортоклазовыми латитами, которые лишены вкрапленников плагиоклазов и в которых преобладание калия над натрием по сравнению с порфирами первого цикла увеличивается в семь раз.

Третий цикл вулканизма был гораздо слабее двух первых. Он также начался с излияний основных, трахибазальтовых и трахиандезитовых лав, сопровождавшихся маломощными пластами туфов и туффитов, а его вторая половина характеризовалась накоплением кое-где пластов и пачек кислых туфов порфирового состава.

С. Козловский (Kozlowski, 1963) указывает на следующие особенности раннепермского вулканизма: 1) более всего развиты излияния пород основного и среднего состава; 2) вулканиты образовались, главным образом, в результате площадных излияний лав, а также в процессе накопления игнимбритов и туфов; 3) между основными и кислыми фазами вулканизма всегда отмечается период накопления песчано-глинистых отложений; 4) раннепермская вулканическая деятельность в целом не оказала существенного влияния на тектоническое развитие Внутрисудетской впадины; вулканизм проявился в середине раннепермского седиментационного цикла, который без особых изменений продолжался и после окончания вулканизма; 5) проявления пермского вулканизма локализовались, в целом, в продольной осевой части впадины; вместе с тем, намечается зависимость между составом продуктов вулканизма и типом внутренних структур впадины; излияния мелафиров строго приурочены к конседиментационным мульдам, тогда как лавы и

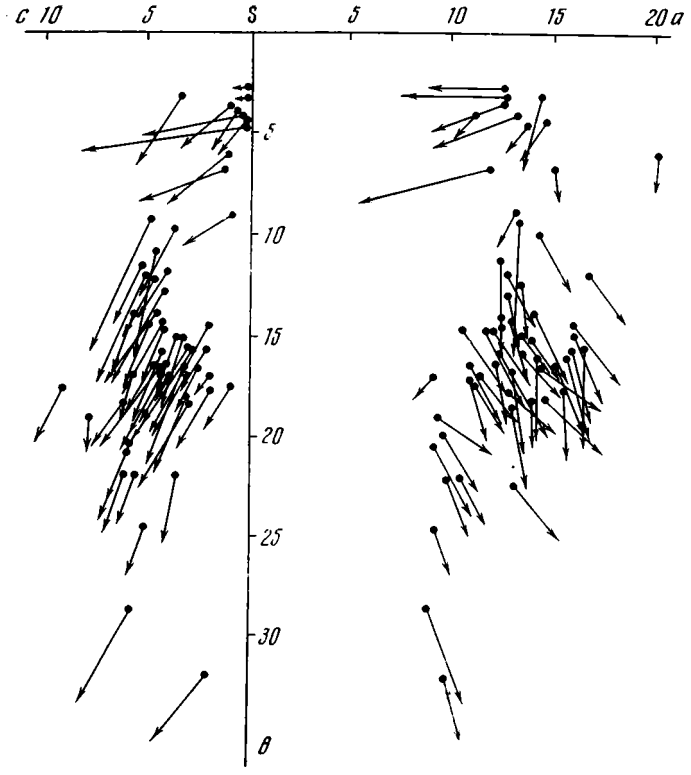


Рис. 63. Составы раннепермских вулканических пород Внутрисудетской впадины на диаграмме А. Н. Заварицкого

интрузивные субвулканические тела кварцевых порфиров связаны с конседиментационными внутренними и краевыми поднятиями, как это следует из работ К. Дзедзица (Dziedzic, 1961); 6) намечается отчетливая миграция центров раннепермских вулканических извержений к юго-востоку, в соответствии с общим направлением миграции оси Внутрисудетской впадины в ранней перми.

Как можно видеть на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 63), основные и кислые породы раннепермской вулканической серии группируются в разных частях поля диаграммы и не связаны переходами. Это подтверждает вывод С. Козловского (Kozlowski, 1966) о том, что порфиры, игнимбриты, латиты и кислые туфы, с одной стороны, а трахибазальты и трахиандезиты, с другой, являются продуктами разных магм — кислой литогенной, в первом случае, и базальтовой основной, во втором. В то же время характер химизма пород, отраженный в наклоне и положении вариационой кривой на диаграмме А. Н. Заварицкого, указывает на повышенную щелочность трахибазальтовых и трахиандезитовых пород. Следовательно, раннепермская вулканическая серия Внутрисудетской впадины должна быть отнесена к субщелочнному типу.

Структура, история развития и формации

Внутрисудетская впадина в общем виде представляет собой очень простую впадину брахисинклинальной формы, северо-западный и юго-восточный края которой оборваны протяженными разломами, простирающимися в северо-западном направлении (рис. 64). На востоке — это

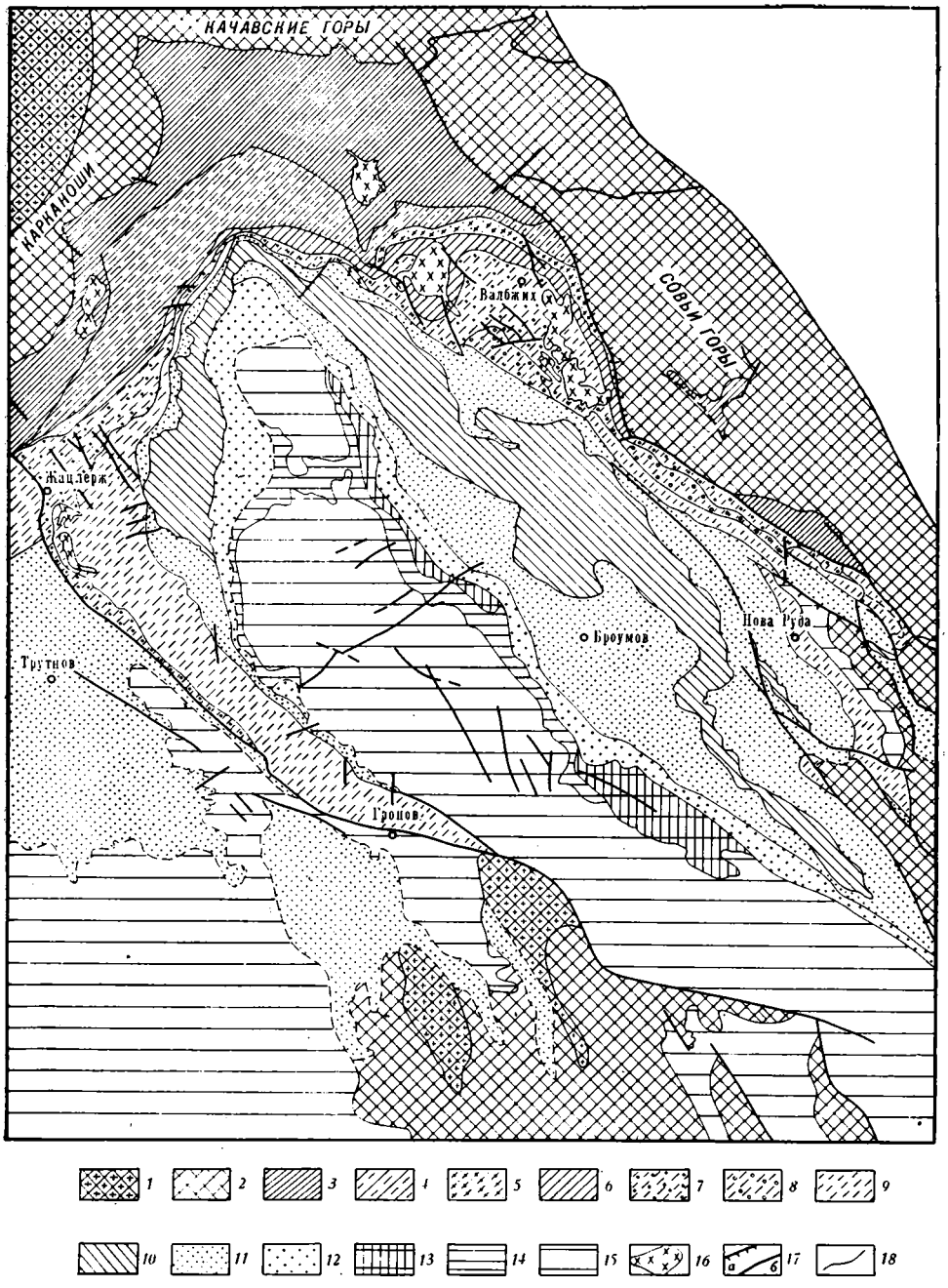


Рис. 64. Геологическая карта Внутрисудетской впадины, по С. Козловскому (Kozłowski, 1963)

1 — протерозой (габбро и диабазы); *2* — протерозой — нижний палеозой (кристаллические сланцы и гнейсы); *3—4* — нижний карбон: *3* — турнейский и нижне-средневизейский (континентальный кульм) ярусы (конгломераты и граувакки), *4* — верхневизейский (дельтовый кульм) ярус (конгломераты, граувакки и алевролиты); *5* — намюр А — валбжихские слои (конгломераты, песчаники и алевролиты с прослоями каменного угля); *6* — намюр В, С — слои Бялого Каменя (конгломераты и песчаники); *7* — вестфаль А, В — жацлержские слои (конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями каменного угля); *8* — верхний вестфаль — нижний стефан (конгломераты, песчаники, алевролиты); *9* — стефан (конгломераты, песчаники, алевролиты); *10—11* — нижний красный лежень: *10* — конгломераты, песчаники, алевролиты, *11* — вулканогенные породы; *12* — верхний красный лежень (конгломераты, песчаники и алевролиты); *13* — цехштейн (конгломераты, доломитовые аркозы); *14* — триас (доломитовые аркозы и песчаники); *15* — верхний мел (песчаники и мергели); *16* — интрузивные тела кварцевых порфиров и фельзитов позднего карбона — ранней перми; *17* — разломы: надвиги (*а*), сбросы (*б*); *18* — стратиграфические границы

крупный разлом, протягивающийся вдоль юго-западного подножия Совьих гор, а южнее кулисообразно подставляющийся новым разломом того же простирания; на западе — Гроновско-Жацлержский разлом, по которому проводится граница Внутрисудетской впадины с более западной Предкарконошской позднепалеозойской впадиной. Оба разлома имеют характер крутопадающих взбросов, по которым движение масс происходило на юго-запад. Центральная часть Внутрисудетской впадины практически не затронута тектоническими дислокациями. Слои здесь залегают очень полого (рис. 65), за исключением крайних юго-восточных районов, где в районе Новой Руды образовалась система узких горстовых выступов и грабенов, вытянутых в северо-западном направлении. Возраст всех разломов определяется как послераннемеловой, поскольку некоторые из них пересекают нижнемеловые отложения.

Главной особенностью тектонического развития Внутрисудетской впадины является существование в период позднекаменноугольной и раннепермской седиментации многочисленных конседиментационных структур — мульд и разделяющих их поднятий, которые меняли свое местоположение в различные отрезки геологического времени. В намюре и раннем вестфале, т. е. в начальные стадии развития Внутрисудетской впадины, область седиментации ограничивалась восточной частью впадины близ подножия крупного поднятия Совьих гор. Как отмечает К. Августинек (Augustyniek, 1964), площадь Внутрисудетской впадины в это время была расчленена на ряд более или менее изолированных водоемов, отделенных один от другого приподнятыми участками, отмеченными сокращенной мощностью вестфальских отложений или выпадением из разреза отложений намюра, которые отличались преобладанием крупнокластического материала. Такие частные конседиментационные мульды с повышенной мощностью отложений вестфаля А и В (жацлержских слоев) располагались в районе Валбжиха (700 *м*), около Новой Руды (300 *м*), вблизи Любавы (500 *м*), тогда как на разделяющих их поднятиях мощность тех же отложений не превышала 100—200 *м*. В центральных частях некоторых мульд намюрские отложения согласно залегают на нижнекаменноугольных. Вне их пределов, а также в более западных частях Внутрисудетской впадины, на нижнекаменноугольных отложениях или на более древних кри-

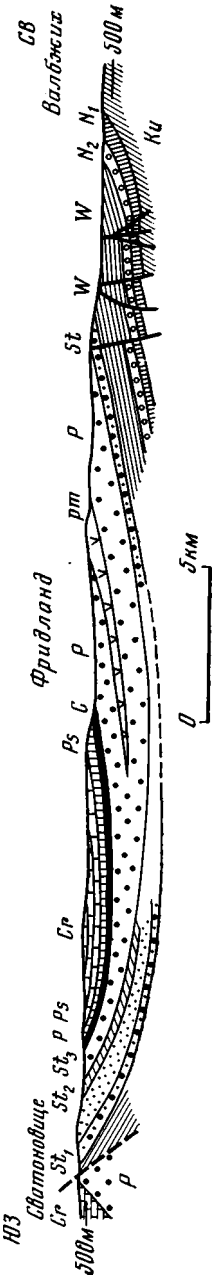


Рис. 65. Разрез через Внутрисудетскую впадину (Ксенкевич и др., 1968)

Ku — кульм; N_1 — валбжихские слои (намюр); N_2 — слои Бялого Каменя (намюр); W — жацлержские слои (вестфаль); St — стефан нерасчлененный; St_1 — сватоновицкие слои; St_2 — жальтманские слои; St_3 — радвоницкие слои; P — красный лежень; pm — порфиры, мелафиры; C — цехштейн; Ps — пестрый песчаник; Cr — мел

сталлических породах намюрские, либо сразу вестфальские отложения залегают с перерывом и часто с угловым несогласием. Во второй половине вестфаля область седиментации постепенно расширилась к западу и приблизилась к Карканошскому массиву. Вместе с тем область максимального осадконакопления в это время тяготела к восточному краю впадины.

За период времени, охватывающий намюр и вестфаль, во Внутрисудетской впадине образовался комплекс терригенных, частично угленосных, осадков, мощность которых на востоке впадины достигает 1200 *м*, уменьшаясь в западном направлении до 700—800 *м*. В составе комплекса преобладают грубые конгломераты и плохо отсортированные полимиктовые песчаники. Среди галек конгломератов преобладают кварциты (40—50%) и кварц (35%), но отмечаются также и обломки кристаллических пород, снесенных с поднятий Карканоши, Качавских и Совьих гор. В толще конгломератов и песчаников залегают подчиненные пласты алевролитов, выклинивающиеся по простиранию. Для рассматриваемого комплекса очень характерны пачки и толщи алевролитов, глинистых сланцев и песчаников, содержащие многочисленные пласты каменного угля. Одна из таких пачек, содержащая до 20 пластов каменного угля, находится в намюрских отложениях (в верхней части валбжихских слоев), другая (также с 20 угольными пластами) — в нижней части жацлержских слоев вестфаля. Угленакопление происходило в озерных условиях. Как по составу, так и по положению в разрезе верхнепалеозойских орогенных образований, комплекс намюрских и вестфальских отложений Внутрисудетской впадины представляет собой *нижнюю угленосную молассовую формацию лимнического типа*, аналогичную нижним молассам Саарского и Заальского прогибов.

В начале стефана (возможно, в вестфале D) характер седиментации во Внутрисудетской впадине резко изменился. После незначительного перерыва в осадконакоплении началось накопление грубых существенно красноцветных песчанико-конгломератовых толщ, практически лишенных признаков угленакопления, но зато содержащих в том или ином количестве продукты наземного вулканизма. Подобный характер седиментации сохранялся на протяжении всего стефана и ранней перми и был обусловлен мощными горообразовательными движениями, охватившими в это время не только область центральноевропейских варисцид, но и Западные, Центральные и Восточные Судеты, а также значительные части Чешского кристаллического массива. Однако в горообразование было вовлечено лишь обрамление Внутрисудетской впадины, тогда как сама впадина сохранилась в виде межгорной депрессии, не испытав сколько-нибудь значительной перестройки структуры. Сместилась лишь область максимального осадконакопления, которая в стефанское время располагалась в западной части Внутрисудетской впадины у подножия гор Карканоши, где в это время отложилась толща конгломератов и грубых песчаников, мощностью более 1500 *м*. На остальной же площади впадины мощность стефанских отложений была почти в три раза меньше и не превышала 500 *м*.

В раннепермское время накопление красноцветных песчано-конгломератовых толщ продолжалось, хотя участки наиболее интенсивной седиментации, как и вся осевая зона Внутрисудетской впадины, вновь сместились к восточному краю впадины. Здесь, по данным К. Дзедзица (Dziedzic, 1961), образовался ряд мелких конседиментационных впадин (бассейны Сцарни Бор, Унислав, Глюцзика, Новой Руды, по К. Дзедзицу) с резко увеличенной мощностью нижнепермских отложений, разделенных сравнительно узкими зонами поднятий, вытянутыми в северо-восточном и северо-западном направлении. Наиболее крупное из этих поднятий (узкое поднятие Клюдзко — Каменна Гора) протягивалось с юго-востока на северо-запад через всю Внутрисудетскую впадину и

играло роль структурного барьера, который в ранней перми отделял расположенную на востоке систему глубоко прогнутых впадин и поднятий от остальной части Внутрисудетской впадины, отличавшейся ослабленной седиментацией.

Отмеченные впадины и поднятия различались не только по мощностям и составу нижнепермских отложений (на поднятиях накапливались грубообломочные осадки сокращенной мощности; в отдельные отрезки времени они в результате воздымания выходили из сферы седиментации и сами становились объектом размыва, поставляя обломочный материал в прилежащие впадины), но они контролировали также и распределение вулканических продуктов разного состава, как это установил С. Козловский (Kozlowski, 1963). Подавляющее большинство вулканических излияний основного состава сосредоточено в конседиментационных впадинах и мульдах, тогда как кислый вулканизм локализован преимущественно в зонах поднятий.

В процессе формирования комплекса отложений нижней перми, как и в позднем карбоне, область седиментации постепенно расширялась и распространялась к западу. Поэтому в центральных и особенно в западных частях Внутрисудетской впадины между нижнепермскими и верхнекаменноугольными отложениями отмечены следы перерыва в осадконакоплении, причём с востока на запад величина перерыва возрастает.

Таким образом, стефан и ранняя пермь были во Внутрисудетской впадине временем накопления мощных красноцветных вулканогенно-моласовых континентальных отложений, в которых в тесном парагенезе находятся терригенные и вулканогенные породы. Среди терригенных пород, представляющих собой типичные континентальные молассы, главная роль принадлежит красноцветным конгломератам, песчаникам и алевролитам, слагающим главную часть серии, и темно-серым и серым песчаникам и алевролитам, образующим сравнительно маломощные, но весьма характерные пачки, рассредоточенные по всему разрезу стефана и нижней перми. В качестве второстепенных членов парагенеза выделяются тонкие и выклинивающиеся пласты каменного угля, битуминозных сланцев, мергелей и даже пресноводных известняков, приуроченных к пачкам сероцветных пород. Конгломераты и песчаники в целом полимиктовые, но очень разнообразные по составу преобладающих обломков. Наиболее широко представлены в гальке конгломератов кварц, гнейсы (иногда до 50%), кварциты (30—40%), кварцевые порфиры (от 6 до 30%, иногда до 80%), песчаники верхнего карбона (до 10—15%). Однако распространены и олигомиктовые разности, например кварцитовые или лидитовые конгломераты, в которых содержание в гальке одного из соответствующих компонентов превышает 60—70%. Песчаники обычно грубозернистые, плохо сортированные, косослоистые, с рассеянной галькой. Помимо полимиктовых разностей, широко распространены аркозы, а также вулканомиктовые разности песчаников.

Характерный признак рассматриваемой молассы — крупная ритмичность (цикличность, по мнению польских и чешских геологов). К. Дзедзиц, посвятивший изучению цикличности специальную работу (Dziedzic, 1961), выделяет в нижнепермских отложениях четыре крупных седиментационных ритма, или цикла, нижняя часть которых отмечена накоплением мощной (иногда до 300 *м*) пачки красных конгломератов, которые выше по разрезу сменяются красно-коричневыми песчаниками, а верхняя сложена сероцветными тонкообломочными отложениями с углями или карбонатными породами, образовавшимися в гумидных условиях. Два или три аналогичных ритма отмечаются и в стефанских отложеняих.

Вулканогенные породы в составе стефанско-нижнепермского комплекса отложений распространены неравномерно. Отдельные маломощ-

ные покровы трахибазальтов и кварцевых порфиров, а также пласты туфов соответствующего состава встречаются в нижней (стефанской) части разреза серии. Однако более всего вулканиты сосредоточены в верхней части разреза серии, где они образуют 1000—1500-метровую толщу вулканогенных пород при резко подчиненном положении терригенных отложений. Среди вулканитов главное место принадлежит мелафирам (долериты, трахибазальты, трахиандезиты и латиты) и порфирам (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, ортофиры), а также туфам и туфолавам соответствующего состава, в том числе игнимбритам. Вулканиты образуют как лавовые покровы, так и субвулканические тела (дайки, некки, жилы, купола, силлы). Прослои терригенных пород — песчаников и алевролитов — образуют обычно маломощные пачки (20—40 *м*), которые по простиранию часто замещаются вулканитами.

Тесное пространственное сочетание одновозрастных терригенных и вулканогенных пород, образовавшихся в континентальной обстановке в условиях горного рельефа, позволяет рассматривать весь комплекс стефанских и нижнепермских пород в качестве единого вулканогенно-молассового комплекса, полная мощность которого превышает 3000—3500 *м*. Вместе с тем, этот комплекс, как и в Саарском прогибе, можно подразделить на *верхнюю молассовую и наземную вулканогенную трахибазальто-трахиандезито-трахилипаритовую* формации (см. схему). Мощность последней достигает 1500 *м*.

Схема

формационных рядов верхнепалеозойских отложений Внутрисудетской впадины

Вторая верхняя красноцветная молассовая $P_1^2 - P_2$

↑

Первая верхняя красноцветная молассовая $C_3 - P_1^1$ → Наземная трахибазальто-трахилипаритовая P_1^1

↑

Нижняя угленосная молассовая $C_1 - C_2$

По-видимому, целесообразно самую верхнюю часть толщи нижней перми (четвертый седиментационный цикл К. Дзедзица), которая обычно сопоставляется чешскими и польскими геологами с верхним красным лежнем более западных областей Центральной Европы, объединять с верхнепермскими континентальными терригенными отложениями (возрастные аналоги цехштейна) и выделять в качестве самостоятельной *второй верхней континентальной молассовой формации*. Эта формация во Внутрисудетской впадине повсеместно отделена от подстилающих отложений поверхностью размыва. Главную роль в ее строении играют красноцветные и сероцветные грубозернистые очень плохо отсортированные полимиктовые часто «пуддинговые» косослоистые песчаники и конгломераты, в составе плохо окатанной гальки которых, наряду с гнейсами (10—12%), кварцем (до 40%) и различными вулканогенными породами (до 15%), большое место занимают обломки песчаников нижней перми и верхнего карбона (до 30%). К. Дзедзиц называет их фангломератами. По набору терригенных пород вторая верхняя молассовая формация очень сходна с первой верхней молассовой формацией вулканогенно-молассового комплекса. Однако очень важное ее отличие — практически полное отсутствие лавовых покровов, туфов и других продуктов активного вулканизма, совершенно прекратившегося в период образования этой формации. Кроме того, в верхней части разреза формации более или менее значительную роль начинают играть известковистые алевролиты, доломиты и пресноводные известняки, образующие, хотя и маломощные, но характерные прослои, образование которых свидетельствует о постепенной нивелировке горного рельефа и наступлении субплатфор-

менного режима. Мощность второй верхней молассовой формации во Внутрисудетской впадине невелика — 130—200 *м*.

На этом мы закончим рассмотрение истории развития Внутрисудетской впадины, так как в мезозое она не представляла собой самостоятельной структуры, а в ее пределах формировался маломощный платформенный чехол. Лишь в позднемеловое время выполняющие ее верхнепалеозойские отложения совместно с мезозойским платформенным чехлом подверглись глыбовым, преимущественно разломным дислокациям, которые не изменили в общем простой синклинальной конседиментационной структуры Внутрисудетской впадины.

Северо-Германская впадина

Северо-Германская впадина, выполненная молассовыми отложениями верхнего карбона и перми, выявлена лишь в самые последние годы в результате глубокого опорного бурения, проведенного на севере ГДР.

Результаты бурения нескольких десятков скважин глубиной свыше 3—4 *км* показали, что в области Северо-Германской низменности к югу от о. Рюген на глубине около 2500—3000 *м* под мощной толщей практически горизонтально залегающих отложений мезозоя и цехштейна залегает комплекс терригенных и вулканогенных отложений перми и верхнего карбона, заполняющих обширную впадину, которая простирается больше чем на 200 *км* к югу. Северный край этой позднепалеозойской впадины совпадает примерно с широтой о. Рюген. Южный ее край находится, вероятно, в 70—100 *км* к югу от Берлина. Западный и восточный края Северо-Германской впадины из-за отсутствия данных еще не установлены, так же как нет и определенных сведений о строении ее центральной, наиболее глубоко погруженной части. Известно лишь, что в восточном направлении она продолжается на территорию Польши, где кислые эффузивы и конгломераты нижней перми также вскрыты рядом глубоких скважин, пробуренных на побережье Балтийского моря (Ryka, 1968); на западе она заходит в пределы ФРГ, где по данным Г. Дронга (Drong, 1959), в скважине Вейхаузен (северо-западнее Флехтингера) на глубине 1500—2450 *м* вскрыта почти 900-метровая толща альбитизированных порфиритов и кварцевых порфиров нижнего красного лежня.

Наиболее хорошо изучено строение северного края впадины, где пробурено больше 20 глубоких скважин (Albrecht, Goldecher, 1964; Rost, Schimanski, 1967). Изучение керна скважин показало, что в районе о. Рюген и несколько южнее, в пределах Северо-Германской низменности (район городов Штральзунд, Грейфсвальд, Гриммер) на карбонатно-терригенных слабо угленосных известковых толщах нижнего карбона, содержащих обильные остатки морской фауны турнейского и визейского ярусов, с несогласием (?) залегает комплекс верхнепалеозойских отложений, который во всех скважинах был подразделен немецкими геологами (Rost, Schimanski, 1967) на четыре толщи.

Нижняя сероцветная толща («серая серия») представлена конгломератами, песчаниками и глинами с редкими прослоями известняков. В породах толщи содержатся палеонтологические остатки, характерные для трех нижних зон (A, B, C) вестфаля (Daber, 1963). Мощность толщи меняется от 100 до 1000 *м*, причем она быстро выклинивается в северном направлении. Породы нижней толщи прорваны телами гранит-порфиров, радиологический возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет 260±25 млн. лет (Pensold, 1967).

Выше залегает существенно красноцветная толща («красная серия»), сложенная конгломератами, фангломератами (в обломочном материале преобладает кварц, встречаются обломки кварцитов и кристаллических сланцев), различными средне- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинами. Обломочный материал плохо отсортирован и частич-

но каолинизирован (полевые шпаты), что свидетельствует о его очень коротком переносе и, видимо, местном происхождении. Мощность толщи меняется от 97 *м* на севере о. Рюген до 750 *м* и более в районе городов Гриммер и Грейфсвальд. Эта толща лишена органических остатков. По своему положению в разрезе она параллелизуется (Rost, Schimanski, 1967) с вестфалем D, стефаном и низами нижнего красного лежня.

Третья толща имеет существенно вулканогенный состав. Она состоит из часто чередующихся покровов основных и кислых вулканитов, перемежающихся с осадочными красноцветными прослоями. Один из наиболее полных размеров этой толщи вскрыт скв. Гриммер-6, в которой наблюдается следующая последовательность напластования пород снизу вверх:

	Мощность, *м*
1) кислые вулканиты	210
2) миндалекаменные риодациты	110
3) мелафиры	15
4) риодациты, вверху миндалекаменные	90
5) порфириты	10
6) кварцевые порфиры с единичными вкрапленниками авгита	70
7) порфириты	5
8) осадочные породы	5
9) порфириты	100
10) миндалекаменные риолиты	110
11) игнимбриты	15
12) осадочные породы	
13) кварцевые порфиры с обильными выделениями кварца	150

Мелафиры, представленные в этом разрезе, охарактеризованы как темно-серые породы с вкрапленниками плагиоклаза (по составу от андезина до лабродора), рудного минерала и иногда оливина. В их основной массе развиты микролиты плагиоклаза (до 70%), оливина (до 15%) и авгита (8%). Под названием порфириты описаны порфировые породы с мелкими (0,5—1 *мм*) вкрапленниками плагиоклаза и миндалинами, выполненными гематитом, кварцем, карбонатом и эпидотом. Мощность эффузивной толщи меняется от первых метров на северном берегу о. Рюген до 1000 *м* в районе г. Гриммер и далее возрастает к югу до 1400 *м*. Немецкие геологи сопоставляют эту вулканическую толщу с вулканитами верхней части нижнего красного лежня.

Четвертая, самая верхняя, толща образована осадочными красноцветными породами — конгломератами, состоящими из гальки кварцевых порфиров, тонкозернистыми и среднезернистыми, реже крупнозернистыми песчаниками нередко с плавающей галькой кварца и кремнистых пород и известняками, образующими редкие прослои. Мощность толщи меняется от 25 *м* на севере о. Рюген до 400 *м* и более в районе г. Грейфсвальд, возрастая в южном направлении. Немецкие геологи относят эту толщу к верхнему красному лежню. Выше во всех скважинах вскрыты отложения цехштейна.

Южный борт Северо-Германской впадины доступен наблюдению на поверхности, по-видимому, только в районе северного окончания возвышенности Флехтингер, тогда как на глубине он подсечен многочисленными глубокими буровыми скважинами в районе Берлина, к юго-востоку и юго-западу от него. В скв. Рудерсдорф-13 (юго-восточнее Берлина) установлено (Albrecht, Goldecher, 1964), что нижний красный лежень, представленный здесь неправильно чередующимися покровами порфиритов, мелафиров, долеритов, кварцевых порфиров и авгитовых мелафиров, а также туффитами, достигает мощности 774 *м* и залегает непосредственно на среднепалеозойских гранодиоритах.

Юго-западнее и юго-восточнее мощность вулканической толщи нижнего красного лежня уменьшается до 130—150 *м* (скв. Губан-2) и до 477 *м* (скв. Старков-12). В последней скважине в составе вулканической толщи, залегающей на среднепалеозойских гранитоидах, выделены три пачки: нижняя — ортоклазовые порфиры с вкрапленника-

ми ортоклаза размером до 2 *см* — 57 *м*; средняя — чередующиеся красно-коричневые мергелистые алевролиты и аргиллиты, мощность — 82 *м*; верхняя — темно-серые порфириты с крупными (до 1 *см*) вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и пироксена — 338 *м*.

Верхний красный лежень к юго-западу и юго-востоку от Берлина имеет значительную мощность: 640 *м* в скв. Старков-4, 315 *м* в скв. Губан-2, но резко снижается в мощности (до 80 *м*) по направлению к Флехтингеру. Он сложен красноцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В основании верхнего красного лежня залегают конгломераты, содержащие в гальке обломки кремнистых сланцев и кварцитов.

Верхнепалеозойский комплекс отложений практически не затронут тектоническими дислокациями, за исключением крупного разрыва северо-западного простирания, проходящего между о. Рюген и прилежащей частью материка. Слои лежат очень полого под углом 10—12°, что в общем, по-видимому, соответствует, как считают В. Рост и В. Шиманский (Rost, Schimanski, 1967), наклону слоев, обусловленному конседиментационным прогибанием ложа Северо-Германской впадины.

Таким образом, в области Северо-Германской низменности, в тектоническом отношении являющейся частью древней платформы (Тектоника Европы, 1964), или эпибайкальской платформы (Тектоника Евразии, 1966), располагается одна из крупнейших в Европе позднепалеозойских межгорных впадин, выполненная мощным (свыше 3000 *м*) комплексом орогенных образований, который включает нижнюю молассу вестфаля, вулканогенно-молассовый комплекс стефана и нижней перми и верхнюю красноцветную молассу верхов нижней перми. Важной особенностью этой позднепалеозойской впадины является то, что при полном сходстве формационного состава верхнепалеозойских образований с более южными типичными впадинами варисцид Центральной Европы (Саарским, Заальским и другими прогибами) в ней отсутствуют столь характерные для этих впадин германотипные дислокации, благодаря чему орогенные варисцийские формации здесь теснейшим образом связаны с более верхними мезозойскими и третичными образованиями платформенного чехла.

ВЫВОДЫ

1. Изложенный выше материал позволяет констатировать, что в истории орогенного развития варисцийской области Центральной Европы отчетливо выделяются раннеорогенный и позднеорогенный периоды, рубеж между которыми приурочен к границе вестфаля C и D. Если раннеорогенный период знаменовал процесс превращения геосинклинальной области в складчатую, в связи с чем орогенный режим существовал только в отдельных зонах ранней консолидации, а молассы (нижние угленосные лимнического или паралического типов) накапливались только в отдельных орогенных прогибах раннего заложения (Саарский прогиб, Внутрисудетская впадина и некоторые другие), то позднеорогенный период был временем широкого распространения орогенного режима, когда горообразование охватило всю к тому времени уже складчатую область варисцид Центральной Европы. Начало этого периода сопровождалось структурной перестройкой, обусловившей возникновение новой генерации наложенных впадин и горных поднятий, а также частичной перестройкой структуры раннеорогенных прогибов и впадин первой генерации.

2. Важнейшей чертой позднеорогенного периода, знаменовавшей его начало, была эпоха мощного наземного вулканизма. Орогенный вулканизм позднекаменноугольного и раннепермского времени был теснейшим образом связан с развитием позднепалеозойских орогенных структур. Это выразилось, прежде всего, в частой перемежаемости моласс и

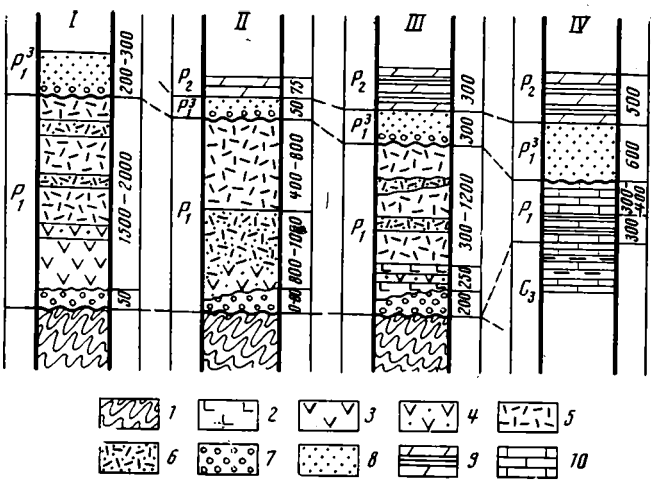


Рис. 66. Стратиграфические колонки пермских образований Южных Альп (Pichler, 1959)

I — Ломбардия, II — Тренто, III — Южно-Тирольские Доломиты, IV — Карнийские Альпы, *1* — кварцевые филлиты, слагающие фундамент; *2* — авгитовые или энстатитовые плагиоклазовые порфириты (мелафиры); *3* — олигоклаз-андезитовые порфириты; *4* — туфы порфиритов; *5* — кварцевые порфиры; *6* — кристаллотуфы и агломератовые туфы кислого состава и игнимбриты; *7—8* — грёденские слои: *7* — конгломераты, *8* — песчаники; *9* — беллерофоновые слои — доломиты, известняки, сланцы; *10* — известняки

вулканических пород, накапливавшихся в межгорных впадинах, что привело к образованию чрезвычайно характерного верхнекаменноугольно-нижнепермского вулканогенно-молассового комплекса с его двумя главными формациями: наземной дацито-липаритовой (базальто-андезито-липаритовой) и молассовой. В результате возник широкий и протяженный горно-складчатый пояс, протянувшийся через всю Западную, Центральную и Юго-Восточную Европу и полностью изменивший всю палеогеографическую обстановку в этом регионе.

Верхнепалеозойские (верхнекаменноугольные — нижнепермские) наземные вулканогенно-молассовые серии распространены на севере Иберийского полуострова (в Астурии, Кантабрии и в Пиренеях), на юге Арморикансного массива, в пределах Центрального Французского массива, где они выполняют мелкие позднепалеозойские угленосные бассейны (Деказвилль, Сент-Этьен, Отен, Бразасский, Безансонский, Авилонский и ряд других более мелких). Аналогичные вулканогенно-молассовые угленосные и красноцветные образования стефанского и нижнепермского возраста известны в зоне кристаллических массивов в Западных Альпах, например в Бриансонском угольном бассейне, где они, так же как и в Центральном Французском массиве, выполняют отдельные впадины, наложенные на кристаллический фундамент.

Далее к востоку и юго-востоку (см. рис. 48) верхнепалеозойские, главным образом нижнепермские, орогенные вулканические и молассовые серии, развиты в Сардинии (Vardabasso, 1959) и в Южных Альпах — в Ломбардии, в окрестностях Тренто (знаменитый Боценский порфир) и в Южно-Тирольских Доломитах. По данным Г. Пихлера (Pichler, 1959), нижнепермская вулканическая серия Южных Альп, залегающая резко несогласно на кристаллических сланцах, достигает 2000 *м* мощности и образована в нижней части туфами и туфобрекчиями кислого и среднего состава с пачками пироксеновых (авгит-энстатитовых) и плагиоклазовых (олигоклаз-андезиновых) порфиритов и красноцветных конгломератов и песчаников, а в верхней — в основном кварцевыми порфирами и пачками туфов и игнимбритов (рис. 66).

В Центральной Европе область проявления позднепалеозойского орогенного вулканизма и молассообразования резко расширяется в северном направлении, охватывая Вогезы, Шварцвальд, Пфальц и прилежащие части Рейнских Сланцевых гор, Тюрингский Лес, Рудные и Гранулитовые горы, Саксонию, Гарц и Флехтингер. Здесь верхнепалеозойские вулканогенно-молассовые образования участвуют в строении описанных выше крупных варисцийских орогенных прогибов — таких как Саарский и Заальский,— а также выполняют более мелкие внутригорные впадины, резко наложенные на складчатый варисцийский комплекс — Мейсдорфскую, Ильфельдскую, Рудногорскую, Деленскую, Бургундскую, Шрамбергскую, Штокхеймскую, Лаах-Баденскую и др. Во всех случаях вулканические породы имеют наземное происхождение и находятся в тесном парагенезе с красноцветными молассами стефана и нижней перми, что позволяет объединять их в единый вулканогенно-молассовый комплекс.

Как уже было отмечено выше, результаты глубокого бурения в Северо-Германской низменности показали, что область проявления позднепалеозойского орогенного вулканизма в погребенной Северо-Германской впадине простирается под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом далеко на север, вплоть до побережья Балтийского моря. При этом оказалось, что ни по составу (риолиты, дациты, андезиты и базальты щелочноземельного типа), ни по мощности, ни по тесному парагенезу с красноцветными молассами вестфаля D, стефана и нижней перми вулканогенно-молассовый комплекс, обнаруженный бурением в Северо-Германской низменности, не отличается от вулканогенно-молассового комплекса в типичных варисцийских орогенных впадинах Центральной Европы.

Следующая крупная область развития позднепалеозойского орогенного вулканизма и моласс пространственно связана с Чешским массивом и его северо-восточным и юго-восточным обрамлением. Вулканизм локализован здесь в крупных (Внутрисудетская и Северо-Судетская) и мелких (Трутновская, Внутрибогемская и др.) межгорных впадинах, имеет ярко выраженный наземный характер и смешанный трахибазальто-трахиандезито-трахилипаритовый субщелочной состав. Как и в других варисцийских орогенных впадинах Центральной Европы, вулканические породы находятся здесь в тесном парагенезе с красноцветными молассами стефана и нижней перми, образуя единый вулканогенно-молассовый комплекс. Южнее Чешского массива, на территории Австрии и Венгрии, палеозойские породы на больших пространствах скрыты под мезозойско-кайнозойским чехлом и обнажаются лишь в отдельных изолированных грядах и горных массивах. Тем не менее, в ряде мест нижнепермские наземные вулканиты орогенного типа (кварцевые порфиры, риолиты, дациты) вскрыты отдельными глубокими буровыми скважинами в восточной Австрии и в фундаменте Большой Венгерской впадины — на восточном берегу Дуная в районе городов Надькереш и Мадараш, восточнее р. Тиссы около с. Сошкомлот, в Венгерском Среднегорье в районе оз. Балатон и на юге Венгрии в горах Мечек (Вадас, 1964). Вулканиты здесь также тесно связаны с красноцветными молассовыми отложениями нижней перми.

Из Венгрии пояс верхнепалеозойских вулканогенно-молассовых образований протягивается в Румынию и Болгарию, где лавы и субвулканические интрузии кварцевых порфиров, риолитов, дацитов, изученные Р. Димитреску (Dimitrescu, 1959), Д. Чуневым, К. Колчевой, К. Янкуловой (1965; Чунев, 1968), выходят на поверхность в Трансильвании в нагорье Бихор, в Южных Карпатах в горах Алмаш и Мехединии, в отрогах Старой Планины около городов Белоградчик, Берковица и Сливен, а также вскрыты глубокими скважинами в фундаменте Мизийской плиты восточнее Варны и северо-восточнее Бухареста (Răuleanu e. a.,

1968). Во всех перечисленных случаях вулканиты относятся к щелочноземельному классу и находятся в ассоциации с нижнепермскими красноцветными молассами, образуя единый вулканогенно-молассовый комплекс.

3. Сравнение минерального состава и химизма продуктов позднепалеозойского орогенного вулканизма разных районов варисцийской области Западной и Центральной Европы показывает, что в главной своей части они принадлежат щелочноземельному типу дацито-липаритовых и базальто-андезито-липаритовых вулканических серий, т. е. имеют нормальный орогенный характер. Вместе с тем, на севере в окраинных зонах варисцийской складчатой области и в прилежащих частях каледонских и байкальских (?) сооружений и Балтийского щита намечается совершенно определенное возрастание щелочности (и суммарной, и по калию) позднепалеозойских вулканитов. Это находит свое выражение в появлении раннепермских трахибазальто-трахилипаритовой субщелочных формаций во Внутрисудетской и Северо-Судетской впадинах и субщелочной оливин-базальтовой формации на севере ФРГ, в области Рейн — Вестфалия, где эта формация вскрыта глубокими скважинами (Teichmuller, 1962; Eckhardt, 1968). И в том, и в другом случае раннепермские субщелочные вулканиты парагенетически тесно сочетаются с молассами, выполняющими варисцийские орогенные впадины, и, следовательно, должны рассматриваться как орогенные образования, несмотря на то, что особенности их химизма и состава более отвечают платформенному магматизму.

4. Наряду с пространственными, существуют и определенные хронологические закономерности развития позднепалеозойского орогенного вулканизма, наиболее четко выраженные, как установил Г. Гальвитц (Gallwitz, 1959), в Центральной Европе. Г. Гальвитц подчеркнул, что наиболее ранние проявления субсеквентного (орогенного) вулканизма имели место в среднем вестфале (зоны B и C) в Рудных горах — кварцевые порфиры в окрестностях Флеа и Шенфельда и мелафиры около Цвикау,— где они продолжались вплоть до нижнего красного лежня. В зоне, приуроченной к долине Эльбы, южнее Мейсена, вулканизм начался в стефане. Далее к северу и западу начало вулканизма связано с нижним красным лежнем. Однако и в нижнем красном лежне вулканизм также всегда начинается позже в зависимости от того, как далеко мы продвигаемся на север. Раньше всего он начался в Деленской впадине и в юго-восточной части поднятия Тюрингского леса — в геренских слоях верхов стефана — низов красного лежня. Далее на север орогенный вулканизм представлен в более высоких горизонтах нижнего красного лежня Средней Саксонии, затем он перемещается в Северо-Западную Саксонию и в Галльскую мульду. В расположенных севернее Ильфельдской и Мейсдорфской впадинах орогенные вулканиты распространены уже только в верхней части нижнего красного лежня, а на Флехтингерском поднятии и в Северо-Германской впадине они, по-видимому, приурочены к самым верхам нижнего красного лежня.

Очень сходная картина постепенной миграции позднепалеозойского орогенного вулканизма в северном направлении, по данным Ю. Мазека (Masek, 1966), наблюдается и в пределах Чешского массива, где в районе Кладно и Слану вулканизм начался в вестфале C и на протяжении стефана и ранней перми смещался к северу и северо-востоку.

Вулканическая деятельность охватывала самые различные структурные элементы варисцийской области Европы, включая не только складчатые зоны разного возраста, но и срединные массивы, а иногда и прилежащие участки областей каледонской и байкальской складчатости. Хотя начало орогенного вулканизма не было одновременным во всех частях европейских варисцид, а происходило в известном интервале времени — от вестфаля до нижнего красного лежня включительно,— тем не

менее следует подчеркнуть, что максимальное развитие этот вулканизм получил в ранней перми — во время накопления нижнего красного лежня.

После этой мощной вспышки вулканизма, уже в конце ранней перми наступило повсеместное прекращение вулканической деятельности и началось формирование комплекса верхних красноцветных моласс, получивших название верхнего красного лежня в Центральной и Юго-Восточной Европе, саксония во Франции, грёденских песчаников в Альпах. Верхние молассы, за редким исключением (Родаерский мелафир и субвулканические тела диабазов в верхнем красном лежне Тюрингского Леса), не несут следов вулканической деятельности. Их образование знаменовало начало нового важного этапа позднепалеозойской и мезозойской седиментации, в процессе которой сформировались такие крупные конседиментационные впадины как Тюрингская и Субгерцинская, Парижский бассейн и другие, обычно относимые к структурам эпивариского платформенного чехла.

5. Положение верхнекаменноугольно-нижнепермского вулканогенно-молассового комплекса в формационном ряду различных варисцийских орогенных прогибов и впадин оказывается различным. С этого комплекса начинается формационный ряд подавляющей массы небольших внутригорных наложенных мульд и грабенов, а также более крупных наложенных впадин, возникновение которых было связано с эпохой позднеорогенного варисцийского горообразования. В большинстве мелких структур этого типа вулканогенно-молассовый комплекс слагает весь разрез выполняющих их отложений. Но в межгорных прогибах раннего заложения, нижняя часть разреза которых представлена нижними угленосными молассами вестфаля, а частично и намюра, верхнекаменноугольно-нижнепермский вулканогенно-молассовый комплекс последовательно наращивает их формационный ряд, как бы подчеркивая унаследованное развитие орогенных прогибов этого типа.

6. Состав вулканических пород верхнепалеозойской вулканогенно-молассовой формации обнаруживает определенную зависимость от типа орогенных тектонических структур, в пределах которых происходили вулканические излияния. Приведенный обзор показывает, что позднепалеозойский орогенный вулканизм на большей части европейских варисцид отличался кислым, в основном липарито-дацитовым составом. Такой состав позднекаменноугольных и раннепермских наземных вулканитов отмечается в большинстве мелких внутригорных наложенных мульд и грабенов, возникших в горных поднятиях Рудных гор, Шварцвальда, Вогез, Центрального Французского и Арморикапского массивов, Пиренеев, в Гарце, на юго-западе Чешского массива, кристаллических массивов Альп, Большой Венгерской впадины, Южных Карпат и т. д. Во всех перечисленных случаях липарито-дацитовые вулканические серии пространственно и скорее всего генетически связаны с многочисленными массивами позднекаменноугольных и раннепермских гранитоидов. Это позволяет отнести эти вулканиты к дацито-липаритовой формации нормального щелочноземельного типа, свойственной позднепалеозойским горным поднятиям и имевшей, по-видимому, палингенное внутрикоровое происхождение. Собственно, кислый состав именно этих вулканитов привел в свое время Г. Штилле (1964) к его известным представлениям о литогенном происхождении субсеквентного магматизма в целом.

Однако в крупных орогенных прогибах и впадинах (Саарский и Заальский прогибы, Внутрисудетская, Северо-Судетская и Северо-Германская впадины), как было показано выше, состав вулканических продуктов наземных вулканических серий позднего карбона и ранней перми оказывается более сложным за счет частой перемежаемости вулканических пород липаритового, дацитового, андезитового и базальтового (тра-

хибазальтового) состава. Часто, но не всегда, эта перемежаемость имеет циклический характер, причем обычно нижняя часть цикла представлена породами основного состава, а верхняя часть — породами кислого состава.

Как уже отмечалось, эта смешанная базальто-андезито-липаритовая группа вулканических пород в целом принадлежит нормальному щелочноземельному типу, обычному для орогенного вулканизма. Лишь во Внутрисудетской и Северо-Судетской впадинах она относится к субщелочному типу.

Подобная приуроченность в широком плане существенно кислых субсеквентных вулканитов к горным поднятиям и появление базальтоидных пород на площади крупных орогенных впадин находят свое отражение и в распределении вулканических пород кислого и основного состава в пределах самих межгорных прогибов и впадин. Как было показано выше в соответствующих разделах, в ранней перми в период формирования нижнего красного лежня одновременно с активной вулканической деятельностью происходило постепенное усложнение внутренней структуры Саарского и Заальского прогибов и Внутрисудетской впадины, которые были расчленены поперечными поднятиями на ряд конседиментационных мульд. На возникших поперечных поднятиях среди вулканических пород преобладали кислые разновидности (фельзиты, кварцевые порфиры, игнимбриты и т. д.), слагавшие не только покровы, но и субвулканические рвущие тела, тогда как в мульдах происходили излияния в основном андезито-базальтовых лав (Саарский прогиб, Внутрисудетская впадина) или шла в основном терригенная молассовая седиментация (Заальский прогиб). В отдельных случаях, которые мы отметили при описании Саарского прогиба, внедрение на участках поперечных поднятий субвулканических рвущих тел кварцевых порфиров имело даже, хотя и локальный, но довольно сильный дислокационный эффект.

Основные и кислые породы базальто-андезито-липаритовой вулканической серии, входящей в состав вулканогенно-молассовой формации, имеют, по-видимому, различное происхождение. Впервые на это обратил внимание Э. Бедерке (Bederke, 1959), указав на малую вероятность происхождения больших масс мелафиров (основных андезитов и андезито-базальтов) нижнего красного лежня Тюрингии и Саара в результате кристаллизационной дифференциации кислых магм диоритового состава, как полагал в свое время Г. Гельмерс (Hellmers, 1937). Э. Бедерке рассматривал вулканизм нижнего красного лежня как результат одновременного излияния на земную поверхность вулканических продуктов двух различных типов магм — базальтовой, поднимавшейся из верхней мантии, и кислой, внутрикоровой. Он обращал внимание на сильную перегретость кислых вулканитов (видимо, под влиянием тепла горячих базальтовых расплавов), на что, по его мнению, указывает широкое развитие санидиновых разностей кварцевых порфиров. Специальные петрологические исследования продуктов позднекаменноугольного и раннепермского вулканизма во Внутрисудетской впадине, выполненные С. Козловским (Kozlowski, 1966), подтвердили выводы Э. Бедерке о том, что позднепалеозойские вулканические породы основного и кислого состава являются продуктами различных магм.

Таким образом, выявляется важная особенность орогенного вулканизма в европейских варисцидах, выражающаяся в том, что в период позднеорогенного горообразования и общего подъема варисцийских складчатых сооружений на фоне широкого проявления кислого корового магматизма как в вулканической, так и в интрузивной форме, в отдельных крупных межгорных депрессиях в условиях значительного прогибания на поверхность изливались, наряду с кислыми, продукты глубинных базальтоидных магм щелочноземельного и субщелочного типов.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР В ПАЛЕОЗОИДАХ ЕВРАЗИИ И СТАДИЙНОСТЬ ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ВАРИСЦИЙСКИХ И КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В отличие от собственно геосинклинального этапа развития складчатых зон земной коры, главнейшими типами структур которого выступают геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, трансформирующиеся в процессе образования складчатых областей в синклинории и антиклинории, орогенный этап характеризуется существованием иного ряда тектонических структур — одиночных удлиненных межгорных прогибов и изометричных наложенных впадин, которые со всех сторон обрамляются крупными сводовыми поднятиями (мегантиклинориями, по М. В. Муратову), нередко имеющими облик горных глыбовых массивов, рассеченных разломами и грабенами. Одновременно во внешних приплатформенных частях палеозойских складчатых областей, особенно варисцийских, формируются краевые прогибы. Последние являются, пожалуй, единственным типом тектонических структур орогенного этапа, который издавна привлекал к себе внимание тектонистов. Благодаря этому они хорошо изучены, и их место в общей эволюции геосинклинальных областей не вызывает споров. Поскольку структуры и история развития краевых прогибов подробно рассмотрены в работах Н. С. Шатского (1945, 1947), А. А. Богданова (1955), Ю. М. Пущаровского (1959, 1960) и многих других исследователей, мы не будем детально останавливаться на этой категории структур и основное внимание обратим на орогенные прогибы и впадины внутренних частей складчатых областей.

Для всех прогибов и впадин, формирующихся в орогенный этап, отмечаются следующие важнейшие признаки: а) все впадины и прогибы имеют относительно простое двухярусное строение, при котором комплекс молассовых, вулканогенно-молассовых и вулканогенных формаций, их выполняющих, залегает в виде изменчивого по мощности и составу пород чехла, несогласно наложенного на фундамент; исключение представляют только краевые прогибы, а также некоторые орогенные прогибы, возникшие на мио- и моногеосинклиналях и без перерыва и несогласия завершившие их конседиментационное развитие уже в орогенном этапе соответствующих складчатых областей; б) как правило, все они имеют необращенное строение и сохраняют синклинальную структуру после прекращения прогибания и охватившей их складчатости; в) жесткое складчатое основание обусловливает германотипный (глыбовый) стиль дислокаций, которые, однако, выражены с различной интенсивностью; г) для всех структур характерно преобладание в составе выполняющих их отложений молассовых формаций. В связи с перечисленными особенностями удается проследить историю развития орогенных прогибов и впадин, как правило, от начала до конца, причем всегда имеются более или менее определенные данные о фундаменте, на котором эти структуры образовались.

Тем не менее, в настоящее время нет удовлетворительной классификации структур, свойственных орогенному этапу развития палеозойских геосинклинальных областей. Это вызвано прежде всего необычайным разнообразием прогибов и впадин, которые формируются в орогенный этап. Впадины и прогибы различаются по времени заложения и замыкания, по формам и размерам, по характеру формационных рядов, по структурным особенностям и по истории развития. Такие различия обнаруживаются даже при сравнении орогенных прогибов и впадин, образовавшихся в какой-то одной геосинклинальной области, например в варисцидах Монголии или Европы, или каледонидах Южной Сибири и Центрального Казахстана и т. д. При сравнении же орогенных структур разных складчатых областей, к тому же разновозрастных — например каледонид и варисцид, картина усложняется еще больше.

Все сказанное заставляет нас при выделении главных типов структур, формировавшихся в орогенный этап развития, опираться на самые общие критерии: а) время заложения прогиба и впадин; б) характер конседиментационного развития и формационных рядов выполняющих их отложений; в) главные морфологические особенности.

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВАРИСЦИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В главе II на материалах по особенностям строения и истории развития позднепалеозойских — раннемезозойских[1] орогенных структур Монголии было показано, что среди них по времени возникновения четко обособляются две генерации.

Первая генерация, относительно немногочисленная, представлена прогибами и впадинами, образовавшимися в конце раннего карбона. Она строго локализована в границах варисцид Южно-Монгольской эвгеосинклинальной системы и Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали. По характеру взаимоотношений с подстилающими геосинклинальными образованиями среди структур этой генерации выделяются две разновидности — наложенные сравнительно мелкие впадины и грабен-синклинали, резко несогласно покоящиеся на складчатых девонско-нижнекаменноугольных эвгеосинклинальных комплексах Южно-Монгольской складчатой системы, и унаследованные прогибы, структурно согласные с нижнекаменноугольными флишоидными комплексами Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, молассовое заполнение которых часто отличается аллохтонным происхождением обломочного материала.

Вторая генерация включает главную массу позднепалеозойских орогенных структур Монголии. Начало их формирования датируется серединой среднего карбона и далее происходило в самые разные отрезки времени в позднем карбоне и перми. Для всех структур этой генерации характерен резко несогласный тип соотношений с фундаментом и своеобразный «космополитизм» в пространственном распространении. Наложенные впадины возникали и на варисцийском, и на раннекаледонском складчатом фундаменте, где, кстати сказать, достигали наибольших размеров, накладываясь на фундамент после огромного перерыва в седиментации, продолжавшегося иногда почти 200 млн. лет.

Таким образом, в истории позднепалеозойского развития палеозоид Монголии обособляются два больших периода — раннеорогенный (конец раннего карбона — первая половина среднего карбона), когда в связи с замыканием геосинклинального режима и складчатостью в ва-

[1] Далее по всему тексту применительно к орогенным структурам Монголии мы для краткости вместо названия позднепалеозойские — раннемезозойские будем писать позднепалеозойские.

рисцийских эвгеосинклиналях и моногеосинклиналях формировались нижние морские и континентальные молассы (стадия нижних моласс), и позднеорогенный (вторая половина среднего карбона, поздний карбон, пермь и ранний триас), во время которого вся площадь палеозойских складчатых сооружений Монголии была охвачена процессами горообразования и стала ареной массового возникновения наложенных орогенных впадин, заполнявшихся верхними континентальными молассами (стадия горообразования и сменяющая ее стадия верхних моласс).

Представляют ли собой выявленные типы позднепалеозойских орогенных структур Монголии и намеченная на основе их анализа стадийность орогенного этапа специфическую региональную особенность тектонического развития только этой территории Центральной Азии или мы сталкиваемся здесь с конкретным выражением общих закономерностей, проявленных и в других варисцийских и каледонских областях Евразии? Для того, чтобы ответить на этот вопрос, в главах III, IV и V были рассмотрены соответствующие материалы, относящиеся к позднепалеозойскому орогенному этапу развития других варисцийских складчатых областей — Центрального, Южного и Восточного Казахстана, Большого Кавказа и Центральной Европы.

Сравнительный анализ этих материалов показывает большое сходство в орогенном развитии всех рассмотренных варисцийских складчатых областей. Оно выражается как в одинаковой и практически одновременной стадийности их орогенных этапов развития, так и в идентичности главных типов орогенных структур. В самом деле, на середину среднего карбона падает общий принципиальный рубеж в орогенном развитии не только варисцид Монголии, но и остальных варисцийских складчатых областей Евразии (рис. 67). Этот рубеж отделял раннеорогенный период развития всех варисцийских геосинклинальных областей, во время которого происходило их преобразование в складчатые области и который протекал в каждой из них автономно и независимо от других, от позднеорогенного периода, знаменовавшегося эпохой общего горообразования и одновременным вовлечением в орогенный режим целых складчатых поясов. С этим же рубежом была связана и важная структурная перестройка варисцийских складчатых сооружений, которая выражалась в возникновении системы новых структурных элементов — сводовых поднятий и наложенных орогенных прогибов и впадин поздней генерации.

Так, в Джунгаро-Балхашской системе варисцид Центрального и Южного Казахстана начало раннеорогенного периода датируется серединой визейского века раннего карбона, когда образовалась складчатая структура Северо-Балхашского мегасинклинория, Балхашского и Центрально-Джунгарского антиклинориев, на площади которых в раннеорогенных впадинах и мульдах (Илийской, Токраусской, Северо-Прибалхашской, Саякской) стали формироваться верхневизейские, намюрские и башкирские нижние континентальные и морские молассы или вулканогенно-молассовые комплексы. В это же время в Северо-Джунгарском и Бороталинском геосинклинальных прогибах еще продолжалась геосинклинальная седиментация, прекратившаяся лишь в середине среднего карбона в результате новой фазы складкообразовательных движений, которые преобразовали эти прогибы в синклинории. Следовательно, в середине среднего карбона завершилось формирование Джунгаро-Балхашской складчатой системы, вся площадь которой, начиная с этого момента, перешла в орогенный режим развития.

Однако тектонические движения середины среднего карбона не только вызвали складкообразование в остаточных геосинклинальных прогибах Джунгаро-Балхашской системы. Они обусловили горообразование на всей ее площади, в процессе которого постепенно возникла новая система орогенных структур, не считающихся со структурным

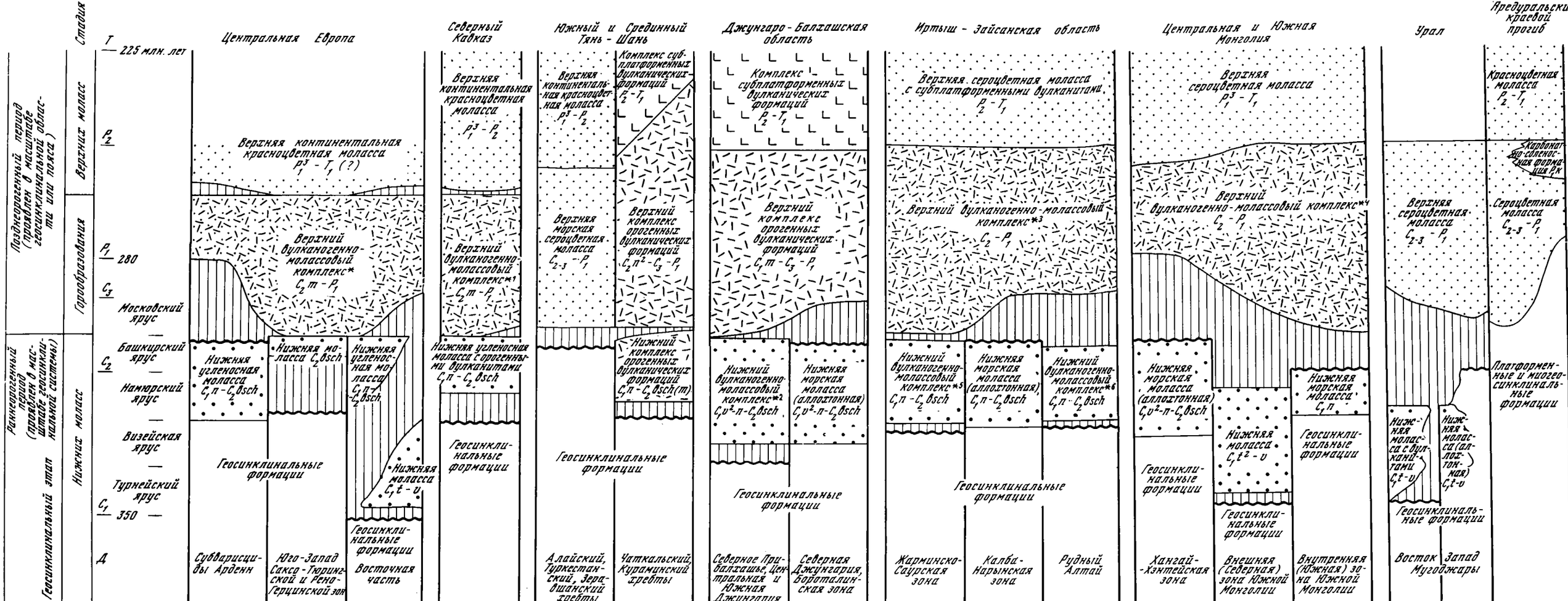


Рис. 67. Стадии орогенного развития и обобщенные ряды орогенных формаций варисцийских складчатых областей

Заказ № 4296

планом варисцийских складчатых сооружений,— возникли Джунгарское сводовое поднятие и почти замкнутая цепочка крупных орогенных впадин по его периферии, которые заполнялись вулканогенно-молассовым комплексом среднего — верхнего карбона, перми и нижнего триаса. В этот пояс вошли как раннеорогенные впадины (Токраусская, Северо-Прибалхашская, Илийская), которые в связи с эпохой среднекаменноугольного горообразования увеличились в размерах и в той или иной мере испытали перестройку своей структуры, так и вновь образованные наложенные орогенные впадины поздней генерации — Баканас-Алакульская, Эбинорская, Дурной речки и некоторые другие.

Таким образом, несмотря на специфику орогенного развития Джунгаро-Балхашской варисцийской системы, которая заключалась в исключительно широком и мощном проявлении орогенного магматизма, в значительной мере подавившего процессы формирования и накопления моласс, оказывается возможным, опираясь на структурные признаки, выделить ранне- и позднеорогенный периоды развития, граница между которыми проходит в середине среднего карбона. Более того, как мы уже подчеркивали выше, нижний и верхний вулканогенно-молассовые комплексы, приуроченные здесь соответственно к ранне- и позднеорогенным впадинам, различаются между собой и по особенностям петрографического и петрохимического состава магматических пород, принадлежащих разным вулкано-плутоническим ассоциациям. Следовательно, структурно-морфологические критерии, использованные для проведения в середине среднего карбона границы между ранне- и позднеорогенным периодами развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы, подкрепляются и магматическими признаками, указывающими, что с тем же рубежом связан и переломный момент в эволюции орогенного магматизма.

Орогенный этап развития Иртыш-Зайсанской варисцийской складчатой системы Восточного Казахстана по особенностям своего проявления более сходен с позднепалеозойским орогенным развитием Монголии, нежели Северного Прибалхашья и Джунгарии. Раннеорогенный период, во время которого формировалась складчатая структура этой системы, продолжался от среднего визе до середины среднего карбона. В визейском веке раннего карбона замкнулись и претерпели складчатость южный и северный окраинные геосинклинальные прогибы, на месте которых образовались Жарминско-Саурский и Южно-Алтайский синклинории и Рудно-Алтайский антиклинорий. В пределах этих складчатых сооружений стали развиваться орогенные прогибы и впадины ранней генерации — Каскабулакская, Жартасская и некоторые другие впадины и Буконь-Аркаульский прогиб,— которые заполнялись верхневизейскими, главным образом намюрскими и башкирскими нижними угленосными молассами или нижними вулканогенно-молассовыми комплексами. Все эти прогибы и впадины ранней генерации были строго ориентированы в северо-западном направлении в соответствии с простиранием структур варисцийского складчатого фундамента и параллельно границам Калба-Нарынского остаточного геосинклинального прогиба, который существовал в Центральной части Иртыш-Зайсанской системы вплоть до конца башкирского века среднего карбона.

Середина среднего карбона (рубеж между башкирским и московским веками) была переломным моментом в развитии Иртыш-Зайсанской системы. С этим временем связано замыкание и складчатость Калба-Нарынского геосинклинального прогиба и превращение его в складчатое сооружение; тем самым завершилось преобразование Иртыш-Зайсанской варисцийской геосинклинальной области в складчатую область, вступившую в позднеорогенный период развития. С этим же моментом геологической истории связаны горообразование и структурная перестройка на всей площади Иртыш-Зайсанской складчатой системы,

сопровождавшиеся заложением орогенных впадин и сводовых поднятий новой генерации. В это время возникли Кендерлыкская и Сержихинская мульды, Актобинская синклиналь и ряд других более мелких структур, заполнявшихся верхними континентальными молассами, реже верхними вулканогенно-молассовыми комплексами среднего — верхнего карбона, перми и нижнего триаса. Одновременно орогенные прогибы ранней генерации, развивавшиеся на протяжении раннеорогенного периода, например Буконь-Аркаульский прогиб, испытали некоторую перестройку структуры и распались на отдельные мульды и синклинали. Для орогенных впадин поздней генерации в Иртыш-Зайсанской системе варисцид была типичной субширотная ориентировка, дискордантная по отношению к северо-западной ориентировке раннеорогенных структур и варисцийского складчатого фундамента.

Середина среднего карбона (граница между вестфалем C и D) была важнейшей эпохой и в орогенном развитии центральноевропейских варисцид. С этим моментом их геологической истории связана резкая активизация тектонических движений и горообразования не только в самих варисцийских складчатых сооружениях, но и в смежных областях британских каледонид и даже на Балтийском щите. Среднекаменноугольная эпоха естественным образом разделила орогенный этап развития центральноевропейских варисцид на два периода. До нее был период замыкания и складчатости варисцийской геосинклинальной области, который начался в турне (юго-западные части Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон), продолжался в намюре (восточные части тех же зон) и закончился во второй половине вестфаля (Субварисцийская зона), что устанавливается по началу накопления нижних моласс, фиксировавших процесс складчатости и заполнявших орогенные прогибы и впадины первой генерации (Саарский прогиб, Внутрисудетская и некоторые другие впадины). После нее был период общего поднятия и постепенно нараставшего горообразования, длившегося от вестфаля D и стефана до конца ранней перми включительно. В течение этого периода в области варисцид Центральной Европы, а также в каледонидах Британии и на Балтийском щите возникли орогенные впадины и прогибы, относящиеся ко второй, поздней генерации, в том числе Заальский прогиб, Ильфельдская, Мейсдорфская, Деленская, Штокхеймская и многие другие впадины, резко несогласно наложенные на складчатый фундамент самого разного возраста. Разделявшие их сводовые поднятия также не согласуются со структурами фундамента и часто пересекают их простирания.

Следовательно, материалы, характеризующие строение и особенности развития позднепалеозойских орогенных структур варисцид Центральной Европы и их отношение к процессу формирования складчатой структуры этой области, указывают в еще большей степени, чем соответствующие данные по Центральному и Восточному Казахстану, на полную аналогию с позднепалеозойским орогенным развитием Монголии. Это находит свое выражение в существовании тех же главных типов орогенных прогибов и впадин — раннего заложения с унаследованными тенденциями развития на протяжении всего позднего палеозоя (Саарский прогиб, Внутрисудетская впадина) и позднего заложения и наложенного типа, возникших одновременно в конце вестфаля — начале стефана в разных частях области варисцид Европы, включая не только собственно варисцийские складчатые зоны, но и разделяющие их или примыкающие к ним участки докембрийского фундамента, подобные Молданубской зоне или байкальскому фундаменту Северо-Германской низменности. Общей является и стадийность орогенного развития, которое отчетливо распадается на два периода — раннеорогенный, начинавшийся в разное время в зависимости от времени формирования тех или иных складчатых зон (с турне, с намюра, с вестфаля), и поздне-

орогенный, наступивший на рубеже вестфаля и стефана, точнее — на границе вестфаля C и D в связи с повсеместным горообразованием. Последнее сопровождалось и сменялось далее на протяжении стефана и ранней перми накоплением верхних континентальных моласс, орогенным вулканизмом и образованием наложенных орогенных впадин и прогибов второй генерации.

Такая же стадийность может быть установлена и в других варисцийских складчатых областях Евразии, например на Северном Кавказе, где изученный А. А. Беловым (1960) во всех подробностях позднепалеозойский межгорный прогиб Передового хребта представляет собой типичный орогенный прогиб раннего заложения и унаследованного типа, в развитии которого можно проследить все те же отмеченные выше периоды орогенного развития варисцийских складчатых областей. То же справедливо и в отношении варисцид Южного Тянь-Шаня (см. рис. 67), где граница между ранне- и позднеорогенным периодами проходит в начале или середине московского века среднего карбона.

На этом единообразном фоне резким диссонансом выглядит варисцийская складчатая система (или пояс) Урала, где эпигеосинклинальное орогенное развитие в типичном его выражении началось только в середине среднего карбона, причем одновременно по всей площади. Начиная с этого времени, весь Урал сразу или почти сразу превратился в складчатое горное сооружение, во внутренних частях которого (например, в Магнитогорском или Кустанайском синклинориях) стали формироваться мелкие наложенные на складчатые структуры орогенные впадины, а по его западной периферии, на границе с Восточно-Европейской платформой унаследованно на миогеосинклинальной зоне Западного Урала возник и развивался на протяжении позднего палеозоя и триаса Предуральский краевой прогиб. Иными словами, на Урале отчетливо проявился только позднеорогенный период (по аналогии с другими варисцийскими складчатыми областями), а раннеорогенный настолько редуцирован, что практически не улавливается в его геологической истории. Такую специфическую особенность орогенного развития варисцид Урала мы объясняем столь же специфической особенностью его линейной структуры, главную роль в которой, как показали А. В. Пейве, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев (1972) и другие исследователи, играют шарьяжи и тектонические покровы, возникшие в условиях сильнейшего поперечного сжатия и скучивания масс горных пород.

Таким образом, не предопределяя сейчас решения вопроса о геосинклинальном или негеосинклинальном характере тех или иных типов орогенных структур и тех или иных периодов или стадий орогенного развития рассмотренных варисцийских складчатых областей, мы можем констатировать, что позднепалеозойское орогенное развитие варисцийских складчатых областей Монголии, Центрального и Восточного Казахстана, Средней Азии, Кавказа и Европы (см. рис. 67) протекало однотипно, проходя через одинаковые периоды и стадии, границы между которыми строго совпадали во времени даже в весьма отдаленных областях.

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Главные типы орогенных структур и стадийность орогенного развития каледонских складчатых областей Северной Евразии автор неоднократно рассматривал на материалах Алтае-Саянской области, Шотландии и отчасти Центрального Казахстана (Красильников, Моссаковский, 1958; Белостоцкий и др., 1959; Зоненшайн и др., 1960; Моссаковский,

1963б, в, 1964, 1965, 1969). Важнейшие исследования по изучению орогенных структур каледонид Алтае-Саянской области проведены И. В. Лучицким (1960а, б), А. И. Анатольевой (1960а, б, 1963), И. И. Белостоцким (1956, 1961), Н. С. Зайцевым (1963а, б, 1964), К. В. Волочковичем (1971; Волочкович, Леонтьев, 1964), каледонид Центрального Казахстана А. А. Богдановым (1959, 1965), Ю. А. Зайцевым (1961; Зайцев, Кабанов, 1966), Н. Г. Марковой (1964), Е. Д. Шлыгиным и А. Е. Шлыгиным (1964), А. Е. Михайловым (1963, 1969), О. А. Мазаровичем (1967, 1972, 1973) и многими другими.

Поскольку результаты этих исследований опубликованы и получили достаточную известность, я не буду в данной работе приводить всю систему аргументации в пользу выработанных в свое время представлений по рассматриваемому вопросу. Напомню лишь основные положения.

Во всех каледонских складчатых областях Северной Евразии без исключения существует важный переломный рубеж в истории их орогенного развития, приуроченный к границе силура и девона — так называемое главное каледонское несогласие, отмеченное, как было показано в главе I, еще в конце прошлого века М. Бертраном при обосновании правомочности выделения самостоятельного каледонского орогенического цикла. В дальнейшем существование этого переломного рубежа было подтверждено всем ходом почти 100-летних геологических исследований, хотя относительно его значения и природы возникли большие разногласия. Тем не менее, сейчас ясно (в этом отношении единодушны представители самых различных научных направлений), что этот рубеж был связан с эпохой мощного горообразования, охватившего в начале девона все каледонские складчатые области. Ясно и то, что эта эпоха горообразования наступила спустя некоторый (разный в различных складчатых зонах) интервал времени после складчатости, которая прекратила прогибание каледонских геосинклинальных прогибов и превратила их в складчатые сооружения.

Если обратиться к каледонидам Южной Сибири, то можно констатировать, что интервал между складчатостью, замыкающей раннепалеозойские геосинклинальные зоны, и мощным горообразованием, возникшим в начале раннего девона на обширной территории в Южной Сибири и прилежащих к ней районах, охватывает в Восточном Саяне весь кембрий, ордовик и силур, в Кузнецком Алатау, фундаменте Минусинских впадин, Горной Шории и Восточной Туве — поздний кембрий, ордовик и весь силур, а в Западном Саяне и Горном Алтае — поздний силур. Это обусловлено тем, что позднедокембрийская — раннепалеозойская геосинклинальная область Южной Сибири, как это было показано В. А. Кузнецовым (1952, 1954) и затем Л. П. Зоненшайном, Б. Н. Красильниковым, Г. А. Кудрявцевым, автором и др. (Белостоцкий и др., 1959), трансформировалась в складчатую область не одновременно по всей своей площади, а по частям. В начале раннего кембрия образовалась складчатая зона Восточного Саяна и Восточной Тувы (так называемые байкалиды); в конце среднего кембрия — кембрийская складчатая зона Кузнецкого Алатау, фундамента и горного обрамления Минусинских впадин, Горной Шории и Тувы (салаириды); во второй половине силура — силурийская складчатая зона Западного Саяна и Горного Алтая (каледониды).

В каждой из этих зон сразу после вовлечения ее в складчатость и поднятия начинали формироваться нижние молассы, хотя в соседних зонах продолжался геосинклинальный режим. Соответственно и возраст нижних моласс оказывается в байкалидах венд-нижнекембрийским, в салаиридах — верхнекембрийским и ордовикским, в каледонидах — верхнесилурийским. Обычно эти нижние молассы локализовывались в мелких внутренних впадинах и прогибах, но в ряде случаев заполняли

и крупные межгорные прогибы раннего заложения, например Тувинский, возникший в ордовике на салаирском складчатом фундаменте еще тогда, когда в Западно-Саянской и Горно-Алтайской геосинклиналях происходило накопление мощных терригенных формаций. Лишь с раннего девона вся область каледонид Алтае-Саянского региона была одновременно на всей площади вовлечена в дифференцированное сводово-глыбовое поднятие, которое в ряде мест сопровождалось резкой структурной перестройкой и возникновением большого количества новых наложенных на складчатые структуры любого возраста орогенных впадин и грабен-синклиналей. Одни из таких впадин (Усинская, Коргонская, Аксайская и другие более мелкие) возникли на силурийских складчатых сооружениях Западного Саяна и Горного Алтая. Другие (вся группа Минусинских впадин, Талановский грабен, Бреньская мульда) заложились после длительной (на протяжении всего силура, ордовика и части кембрия) денудации их фундамента — раннекаледонских (салаирских) складчатых сооружений Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Тувы. Третьи, подобно Рыбинской впадине и другим более мелким грабенам и мульдам, с еще большим перерывом в седиментации наложились на байкальские (рифейские) складчатые сооружения Восточного Саяна и Восточной Тувы.

Одновременно такие крупные орогенные структуры раннего заложения, как Тувинский и Уйменско-Лебедской прогибы, первый без структурной перестройки, второй с некоторым изменением структурного плана практически непрерывно продолжали с ордовика свое конседиментационное развитие и в девоне, а затем и в карбоне, проявляя тем самым четкие унаследованные тенденции, осложнявшиеся лишь направленным перемещением оси максимального прогибания.

Такая же картина наблюдается и в британских каледонидах, в которых, как известно, выделяются древнекаледонская метаморфическая зона Северных, или Высоких, нагорий Шотландии и позднекаледонская зона Южных нагорий Шотландии и Северной Англии. Как следует из работ Дж. Андерсона (Anderson, Pringle, 1944), В. Кеннеди (Kennedy, 1958), Е. В. Павловского (1958а, б), В. Маккероу (Mckerrow, 1962) и других, превращение древнекаледонской области Северных нагорий в складчатую зону произошло в ордовике, скорее всего в предкарадокское время. С этого момента древнекаледонская зона начала воздыматься и стала местом проявления интенсивного регионального метаморфизма, который, по данным Г. Рида (Read, Macgregor, 1948), Ж. Уотсон (Watson, 1963) и других исследователей, продолжался в течение ордовика, силура и отчасти девона. Одновременно в прогибе Срединной долины Шотландии, заложившемся на раннеордовикском складчатом фундаменте (Kennedy, 1958; Tremlett, 1963), стали накапливаться нижние молассы верхнего ордовика и силура.

Позднекаледонская зона Южных нагорий Шотландии и Северной Англии испытывала активное геосинклинальное прогибание в кембрии, ордовике и большей части силура, а в складчатую зону превратилась лишь в конце силура (Pringle, 1948; Mckerrow, 1962). Только после этого в раннем и среднем девоне область британских каледонид была вовлечена в общее горообразование, а прогиб Срединной долины Шотландии стал типичной межгорной впадиной, с севера ограниченной горными массивами древнекаледонской зоны, а с юга — позднекаледонской зоны, в пределах которых стали формироваться наложенные впадины типа Оркадской. То же самое происходило и в каледонидах Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, в западных и юго-западных частях которых момент формирования раннепалеозойских складчатых зон и начало накопления нижних морских моласс в орогенных прогибах раннего заложения были связаны с началом или серединой ордовика, а в более восточных и северных частях Центрального Казахста-

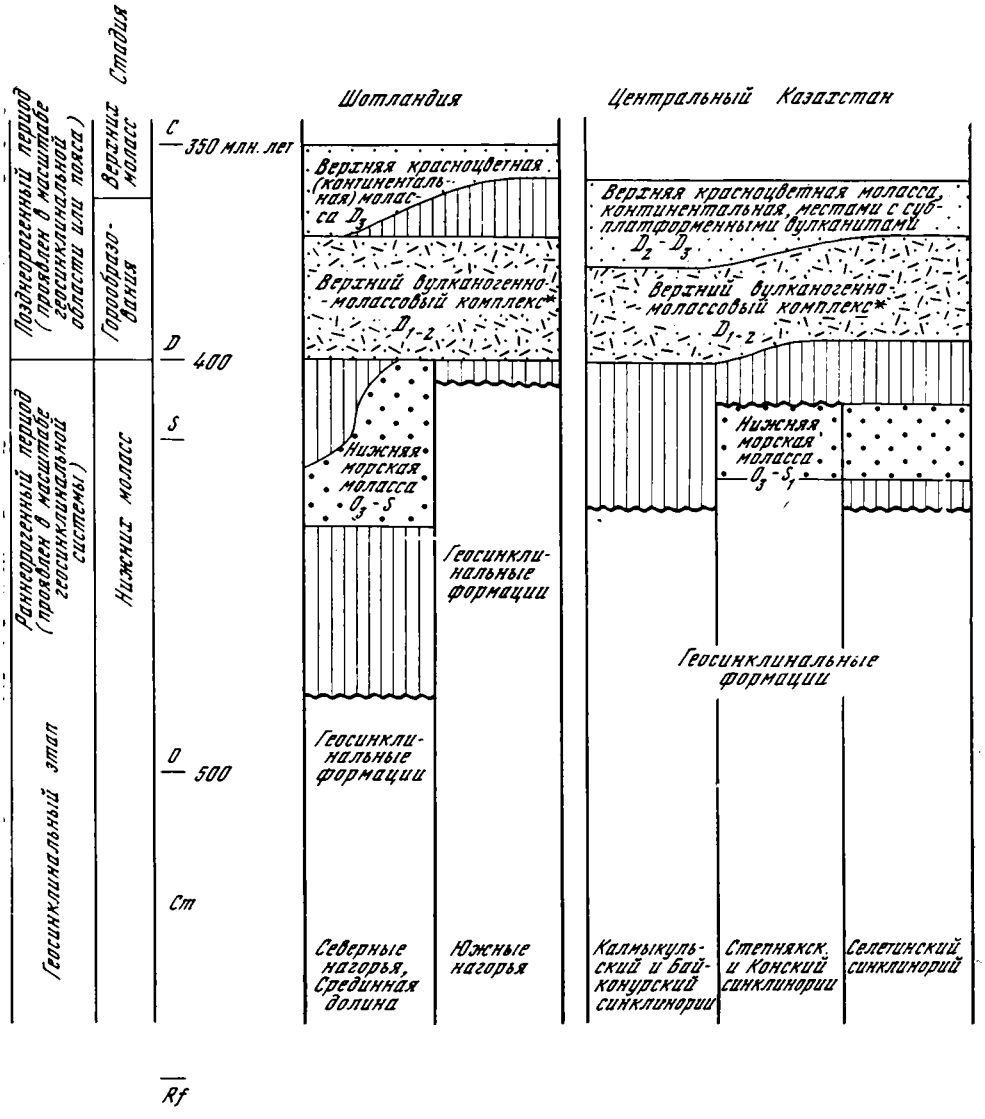
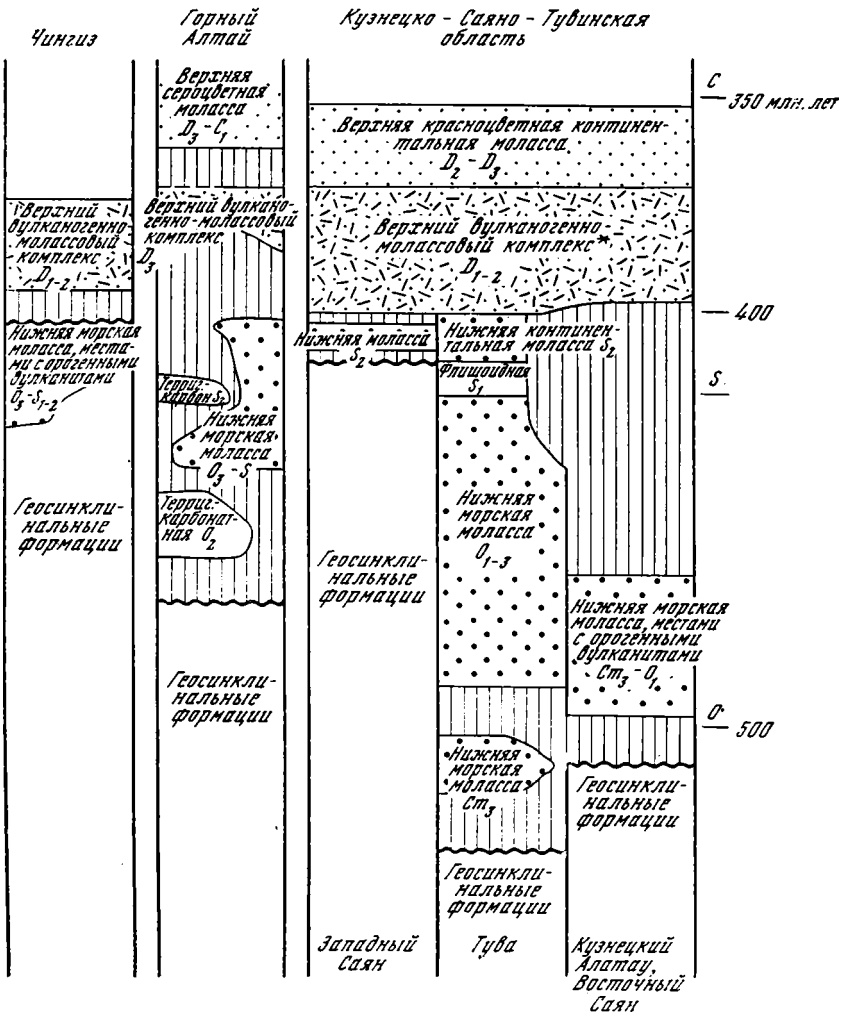


Рис. 68. Стадии орогенного развития и обобщенные ряды орогенных формаций каледонских складчатых областей

на — с середины силура. Соответственно и комплекс нижних моласс, специально описанный И. Ф. Никитиным (1973), О. А. Мазаровичем и О. В. Минервиным (1971) и В. С. Звонцовым (1971), имеет там позднеордовикский и силурийский возраст.

Начало девона в каледонидах Центрального Казахстана знаменует резкую структурную перестройку образовавшихся складчатых сооружений, сопровождавшуюся горообразованием и накоплением красноцветных континентальных моласс вместе с продуктами орогенного вулканизма. Образовавшийся девонский вулканогенно-молассовый комплекс заполнил многочисленные наложенные впадины, прогибы, грабен-синклинали: Каракингирский, Тамдинский, Жаксыконский, Кипшакский и многие другие, относящиеся ко второй генерации орогенных структур девонского возраста. Значение этого рубежа в истории орогенного развития каледонского массива Центрального Казахстана осо-



бенно подчеркивали А. А. Богданов (1959), Н. Г. Маркова (1964) и О. А. Мазарович (1967, 1972).

Таким образом, орогенный этап развития каледонских складчатых областей Южной Сибири, Центрального Казахстана и Шотландии резким рубежом на границе силура и девона разделен на раннеорогенный и позднеорогенный периоды (рис. 68). Раннеорогенный период начинается в байкальских складчатых зонах с раннего кембрия, в раннекаледонских — с позднего кембрия или начала ордовика, а в позднекаледонских — с позднего силура. В это время закладываются такие прогибы раннего заложения, как Тувинский, Уйменско-Лебедской и прогиб Срединной долины Шотландии, впоследствии унаследованно развивавшиеся на протяжении всей средне-позднепалеозойской истории каледонских областей. Позднеорогенный период начался эпохой мощного повсеместного в каледонидах горообразования (стадией горообразования), сопровождавшегося резкой перестройкой структурного плана складчатых сооружений, расчленением их на сводовые поднятия и многочисленные орогенные впадины и прогибы наложенного (минусинского) типа, заполнявшиеся сначала нижне-среднедевонским вулканогенно-молассовым комплексом, а затем — верхнедевонскими верхними красноцветными молассами — продуктами разрушения созданного горного рельефа.

Все орогенные структуры каледонских складчатых областей, так же как и варисцийских, в той или иной мере осложнены наложенными складчато-глыбовыми германотипными дислокациями, что является характерной особенностью орогенных структур вообще. Эти дислокации выразились в образовании коробчатых, брахиформных, асимметричных глыбовых и штамповых складок, флексур, грабенов, а также узких приразломных зон мелких складок, которые накладываются на первичные конседиментационные структуры крупных орогенных прогибов и впадин и осложняют их. В каледонидах Южной Сибири и Центрального Казахстана образование таких дислокаций происходило между концом перми и началом юры, т. е. они имеют предюрский возраст, что следует из твердо установленного факта срезания таких структур базальными нижнеюрскими горизонтами платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Моссаковский, 1963в). Однако по направлению на юг, например в Тувинском прогибе, выявляется еще одна эпоха подобных складчато-глыбовых деформаций, приуроченная к послеюрскому времени.

Время подобных деформаций и в первом, и во втором случаях хорошо коррелируется с временем проявления аналогичных деформаций в варисцидах Монголии. Можно думать, следовательно, что они имеют общие причины. Вероятно, и те, и другие были вызваны мощными мезозойскими (яншаньскими) тектоническими движениями в Центральной Азии и являются их отражением — своего рода реакцией на них в консолидированных палеозойских складчатых областях Северной Евразии.

ВЫВОДЫ

Итак, сравнение особенностей строения и истории развития орогенных структур каледонских и варисцийских складчатых областей Евразии со всей очевидностью показывает, что среди них выделяются одни и те же генетические типы — орогенные прогибы и впадины раннего заложения с тенденциями длительного унаследованного развития и наложенные орогенные прогибы и впадины позднего заложения, генетически связанные с перестройкой структурного плана их складчатого фундамента. Эти два главных типа орогенных прогибов и впадин в свое время выделил Н. С. Зайцев (1963а, б) на материалах по каледонидам Алтае-Саянской области. Наши исследования показали общее значение указанных типов орогенных структур, свойственных практически всем не только каледонским, но и варисцийским складчатым областям Северной Евразии.

К первому типу в варисцийских складчатых областях принадлежат Саарский и Орхон-Селенгинский прогибы, прогиб Передового хребта на Северном Кавказе, Внутрисудетская и Северо-Прибалхашская впадины, а в каледонских областях — Тувинский, Уйменско-Лебедской прогибы и прогиб Срединной долины Шотландии. Возникновение прогибов этого типа во всех случаях было приурочено к раннеорогенному периоду развития — к стадии нижних моласс. Прогибы закладывались в зонах относительно ранней консолидации (на площади ранних складчатых систем) еще тогда, когда в соседних геосинклинальных системах или геосинклинальных прогибах продолжался главный этап их прогибания и отлагались геосинклинальные формации. Например, Орхон-Селенгинский прогиб заложился в раннем карбоне на рифейско-раннекембрийском складчатом фундаменте, Тувинский прогиб — в раннем ордовике на среднекембрийском складчатом основании (Благонравов, 1964; Зоненшайн, 1963; Кудрявцев, 1965), прогиб Срединной долины Шотландии — в позднем ордовике на раннеордовикском складчатом фундаменте (Kennedy, 1958), т. е. во время активной седиментации в смежных геосинклинальных прогибах Хангая и Хэнтэя, Западного Сая-

на и Южных нагорий Шотландии. Раннеорогенные прогибы имели тесные палеогеографические связи с соседними морскими геосинклинальными бассейнами, что отразилось на морском характере накапливавшихся в этих прогибах нижних моласс и частом переходе последних по простиранию в морские терригенные и карбонатно-терригенные формации.

Еще одна важная особенность раннеорогенных прогибов — формирование в них верхних континентальных моласс или вулканогенно-молассовых комплексов в начале позднеорогенного периода развития складчатых областей контролировалось уже созданной к этому времени структурой, но не нарушило и не изменило ранее наметившуюся тенденцию к интенсивному прогибанию данного участка земной коры. Вулканогенно-молассовые комплексы и верхние молассы как бы вкладывались в уже готовую синклинальную структуру. Именно в этом, прежде всего, заключается унаследованный стиль развития таких орогенных прогибов, хотя развитие могло осложняться перемещением во времени зон максимального осадконакопления, частыми блоковыми подвижками и другими менее существенными деталями.

Ко второму типу относятся в варисцийских складчатых областях Заальский прогиб, многочисленные наложенные впадины в Гарце, на Чешском и Центральном Французском массивах, Северо-Гобийская, Ульдзинская и Ноянсомонская впадины Монголии, Кендерлыкская и Сержихинская мульды в Восточном Казахстане и многие другие аналогичные структуры Казахстана, а в каледонских складчатых областях — Минусинские и Рыбинская впадины, Усинская впадина в Западном Саяне, Аксайская мульда на Горном Алтае, Тамдинский и другие аналогичные прогибы в Центральном Казахстане, Оркадская впадина в Шотландии и т. д.

Главная особенность орогенных впадин второго типа, а также сопряженных с ними сводовых поднятий,— более позднее время их возникновения, приуроченное к определенному переломному моменту в орогенном развитии геосинклинальных областей: к середине среднего карбона в варисцидах, к началу девона — в каледонидах. Они образовались только тогда, когда замкнулись и испытали складчатость последние остаточные геосинклинальные прогибы той или иной геосинклинальной области (например, Алтае-Саянской каледонской или варисцийской Центральной Европы), и вся площадь теперь уже складчатой области вступила в орогенный этап развития.

Начало формирования таких впадин совпадает во времени с эпохами горообразования в варисцийских и каледонских складчатых областях, которые сопровождались перестройкой их структурного плана. Это определило несогласный наложенный характер структурных взаимоотношений орогенных прогибов и впадин второго типа с их фундаментом, четко выраженный повсеместно.

Еще одна важная особенность орогенных структур рассматриваемого типа заключается в том, что они возникали на самом разном по возрасту складчатости фундаменте — от молодых, только что образовавшихся складчатых зон (подобно Западно-Саянской в каледонидах Южной Сибири или Субварисцийской в варисцидах Европы) до складчатых зон ранней консолидации (байкальские, раннекаледонские в Алтае-Саянской каледонской области, раннекаледонские в варисцидах Монголии, докембрийские, подобно Чешскому массиву, в варисцидах Европы). Следовательно, при образовании орогенных впадин второго типа не играли роли ни возраст складчатого фундамента, ни интервал времени между его формированием и моментом возникновения наложенных орогенных структур.

Таким образом, можно утверждать, что орогенное развитие варисцийских и каледонских складчатых областей подчинялось во всех слу-

чаях совершенно одинаковой стадийности и распадалось на два этапа, или периода,— раннеорогенный и позднеорогенный,— рубеж между которыми проходил в варисцийских областях в середине карбона, а в каледонских областях — в начале девона.

Раннеорогенный период был временем превращения геосинклинальных областей последовательно, крупными частями (обычно соответствующими отдельным геосинклинальным системам или крупным структурно-формационным зонам) в складчатые; этот период орогенного развития начинался неодновременно в разных складчатых зонах и системах и отличался господством орогенного режима лишь в отдельных зонах, в которых возникала генерация первых раннеорогенных прогибов и впадин. Он был обусловлен комплексом тектонических, магматических и метаморфических процессов, которые способствовали консолидации и воздыманию отдельных блоков земной коры. Такое превращение растягивалось в каледонских областях на 150—180 млн. лет, а в варисцийских — на 50—70 млн. лет. Именно это обстоятельство справедливо подчеркнул А. Л. Яншин (1965), когда, опираясь на опыт составления Тектонической карты Евразии, писал об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и фаз, охватывающих отдельные континенты. При этом он указывал, что одни разновозрастные складчатые зоны переходят по простиранию в другие. Следовательно, имеются все основания считать, что начало раннеорогенного периода — стадия нижних моласс — причинно связано с внутренними автономными процессами, неравномерно протекающими в геосинклинальных областях и, вероятно, обусловленными главным образом особенностями геотермического режима и выноса вещества из глубинных зон земной коры и мантии.

В этом отношении раннеорогенный период резко отличается от *позднеорогенного*, начинающегося практически одновременно во всех геосинклинальных областях данного возраста (в каледонидах — в начале раннего девона, в варисцидах — в середине среднего карбона) независимо от того, как далеко они расположены одна относительно другой. В горообразование вовлекается вся геосинклинальная область (к этому времени уже складчатая), в том числе и срединные массивы, а нередко и прилегающие части древних платформ, независимо от особенностей индивидуального развития отдельных складчатых систем и зон. Именно позднеорогенный период со всеми особенностями его структур, формаций и магматизма подчеркивает правомерность объединения до этого момента во многом различно развивавшихся и разновозрастных складчатых систем и зон в единую складчатую геосинклинальную область, например область британских или южно-сибирских каледонид, область варисцид Центральной Европы и т. д. В отношении области британских каледонид это обстоятельство убедительно показал Г. Рид (Read, 1960), а применительно к каледонской области Центрального Казахстана об этом еще раньше писал А. А. Богданов (1959).

Позднеорогенный период сопровождается перестройкой структурного плана, существовавшего прежде, и возникновением новой системы сводово-глыбовых поднятий и наложенных орогенных впадин и прогибов второй, поздней генерации.

Весьма важен вопрос о соотношениях выделенных периодов и стадий и об объеме всего орогенного этапа развития геосинклинальных областей, по которому среди исследователей нет единого мнения. Одни (Богданов, 1959; Маркова, 1964) в качестве орогенного этапа выделяют лишь позднеорогенный период развития, другие (Яншин, 1965; Крылов, Летавин, 1966; Соболевская, 1965) ограничивают орогенный этап только временем накопления нижних моласс, формирующихся сразу вслед за складчатостью, т. е. раннеорогенным периодом, а все остальное орогенное развитие складчатых геосинклинальных областей, пред-

шествующее началу платформенного режима, рассматривают в качестве самостоятельного этапа, называемого промежуточным, переходным, предчехольным, или этапом развития эпигеосинклинальных впадин, и прямо не связывают его с предшествующим геосинклинальным развитием.

Для решения этого вопроса принципиальное значение имеет работа Н. С. Шатского (1946), в которой он обосновал определенную соподчиненность между различными структурными элементами геосинклинальных областей. В качестве основных структурных единиц Н. С. Шатский выделял геосинклинали и геоантиклинали, понимая под этим относительно простые сопряженные конседиментационные структурные формы. «Комплексы геосинклиналей и геоантиклиналей, развитие которых приводит к образованию определенных складчатых систем (Урал, Аппалачи)... и которые тесно связаны друг с другом единым направлением их развития, единой эпохой «замыкания»...» Н. С. Шатский (1946, стр. 11) называл геосинклинальными системами. Все геосинклинальные системы каждого тектонического периода (каледонского, варисцийского, альпийского) он объединял в геосинклинальные области — каледонские, варисцийские и т. д.,— в состав которых, помимо различных геосинклинальных систем, включаются и внутригеосинклинальные срединные массивы.

Совершенно очевидно, что раннеорогенный период — стадия нижних моласс — характеризует эпоху «замыкания», складчатости и локального горообразования отдельных геосинклинальных систем (по определению Н. С. Шатского), тогда как позднеорогенный период (горообразовательная стадия и сменяющая ее стадия верхних моласс) отражает вовлечение в орогенный режим сразу всех геосинклинальных систем и срединных массивов данной геосинклинальной складчатой области, т. е. отвечает, в строгом смысле, орогенному этапу развития геосинклинальных областей.

Такая трактовка ранне- и особенно позднеорогенного периода развития геосинклинальных складчатых областей точно отвечает смыслу и духу тех первоначальных представлений о варисцийском и каледонском орогенических циклах, которых придерживался М. Бертран, впервые формулируя эти понятия.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕВРАЗИИ

(тектонические закономерности размещения)

Понятие орогенного магматизма соответствует широкому кругу магматических явлений, которые выражены либо в форме разнообразного гранитоидного магматизма, либо в виде эффузивных излияний, формирующих сложно построенные и разные по составу пород наземные вулканические комплексы.

Тектонический анализ особенностей размещения всех этих форм проявления орогенного магматизма представляет собой исключительно сложную и, главное, очень трудоемкую задачу, успешное решение которой, вероятно, возможно только в процессе коллективных комплексных исследований. Помимо обширности материала, трудности, возникающие при решении такой задачи, усугубляются еще и тем, что тектоническому анализу положения орогенных гранитоидных комплексов обязательно должно предшествовать выяснение их формационной принадлежности, времени и глубины становления, генезиса, требующее их глубокого петрологического изучения и массовых определений радиологического возраста. Подобные исследования гранитоидных комплексов на должном уровне проведены далеко не во всех регионах палезоид СССР, не говоря уже о зарубежных территориях Евразии. Поэтому автор ограничил себя главным образом тектоническим анализом размещения во времени и пространстве орогенных вулканических образований. Вместе с тем вопросы орогенного гранитоидного магматизма не исключены из анализа, но только применительно к отдельным регионам и там, где существуют достаточные петрологические и радиохронологические материалы.

Под орогенным вулканизмом в данной работе понимаются такие вулканические проявления, продукты которых находятся в тесном парагенезе с молассами. Парагенез вулканических пород и моласс очень широко распространен среди девонских и верхнепалеозойских орогенных комплексов в палеозоидах Евразии и подробно описан во многих специальных исследованиях каледонид Южной Сибири, Центрального Казахстана и Шотландии, варисцид Центральной Европы, Кавказа, Средней Азии и Казахстана. Выше он был детально рассмотрен автором на примере варисцид Монголии, Казахстана и Европы.

В процессе этих исследований было выявлено и описано большое количество конкретных вулканических формаций, отличающихся по набору пород, их составу и структурно-текстурным особенностям. В зависимости от тех или иных парагенетических сочетаний вулканических пород обычно выделяются липаритовые, трахилипаритовые, игнимбрито-липаритовые, дацито-липаритовые, андезито-липаритовые, базальто-андезито-липаритовые, андезитовые, трахиандезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые и трахибазальтовые формации. Очень часто орогенные комплексы состоят из нескольких вулканогенных формаций, нередко перемежающихся в вертикальном разрезе.

После того, как Е. К. Устиев (1963) на материалах Охотско-Чукотского вулканического пояса показал тесную пространственную и генетическую связь меловых вулканических серий с одновозрастными гранитоидными интрузиями и ввел понятие о вулкано-плутонических ассоциациях (комплексах), петрографы и тектонисты подавляющее большинство орогенных вулканических формаций стали рассматривать в качестве вулкано-плутонических (вулкано-интрузивных) и, таким образом, в сферу анализа закономерностей вулканических проявлений были включены и их интрузивные комагматы.

Однако в последнее время представление о вулкано-плутонических комплексах стало очень модным и к ним начали относить любые одновозрастные и близкие по химическому составу интрузивные и эффузивные образования, часто не считаясь с особенностями их происхождения или просто не изучая этот вопрос. Таким путем в разряд вулкано-плутонических комплексов (формаций) были включены многие гранитоидные массивы, в формировании которых главную роль играли процессы гранитизации и последующего анатексиса с незначительным перемещением возникших расплавов. Такого рода гранитоидные комплексы являются характерными представителями орогенного магматизма, но они не имеют никакого отношения к вулкано-плутоническим ассоциациям, отличаясь от них и закономерностями своего размещения.

Большое разнообразие конкретных вулканических (вулкано-плутонических) [1] формаций орогенного класса обусловлено как различиями в структурной и палеотектонической позиции областей наземного вулканизма, так и особенностями эволюции родоначальных магматических расплавов в зависимости от строения земной коры и интенсивности геотермального режима. Совокупность всех этих факторов приводит к такому многообразию конкретных вулканических формаций и их специфическому для каждого региона строению, которое затрудняет выяснение прямых закономерных связей между конкретными вулканическими формациями и определенными типами тектонических структур, а порой ставит в тупик исследователей, занимающихся этой проблемой.

Тем не менее определенные успехи в этом направлении уже достигнуты, хотя они связаны с выяснением тектонических позиций не отдельных формаций, а их групп и комплексов.

Возможны разные подходы к решению проблемы тектонических закономерностей в проявлении, пространственном размещении и составе магматизма: 1) историко-хронологический, когда выясняется время и место орогенного вулканизма в истории развития геосинклинальных областей и особенности изменения его состава во времени; 2) структурный, когда раскрывается зависимость между спецификой развития и особенностями морфологии конкретных типов тектонических структур и структурных зон, с одной стороны, и составом и формой проявления в них орогенного магматизма, с другой; 3) пространственный, при котором анализируются особенности пространственного размещения орогенного магматизма и его латеральная изменчивость.

ИСТОРИКО-ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Такой подход к рассмотрению проблемы является наиболее привычным, можно сказать традиционным, и поэтому понятно, что именно он был свойствен Г. Штилле, Ю. А. Билибину и многим другим, в том числе и современным исследователям, разрабатывавшим различные

[1] Здесь и ниже вместо термина «вулкано-плутоническая формация» для краткости будет использоваться термин «вулканическая формация».

схемы тектоно-магматических циклов. Этот вопрос, затрагивающий место орогенного магматизма в истории развития геосинклинальных областей и складчатых поясов, частично уже был рассмотрен в главе I. Поэтому главное внимание здесь будет обращено на изменения масштабов проявления и состава продуктов орогенного вулканизма в разные стадии и периоды орогенного развития каледонских и варисцийских областей.

Если мы обратимся к варисцийским геосинклинальным областям, то без особого труда установим, что эпоха максимального орогенного вулканизма в них приходится на вторую половину среднего карбона, поздний карбон и раннюю пермь, т. е. на горообразовательную стадию орогенного этапа их развития. В этот период времени мощные наземные вулканические извержения охватили большую часть варисцийских складчатых областей Северной Евразии (исключая Урал и Томь-Колываньскую зону), а также распространились на прилежащие части каледонских складчатых зон. Выше это было показано на примере Монголии, где позднепалеозойские вулканические серии щелочноземельного типа сформировались не только в пределах варисцийской эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии, но и выполняют крупные позднепалеозойские межгорные впадины типа Северо-Гобийской или Ульдзинской, наложенные на раннекаледонский фундамент. То же самое имеет место и в других варисцийских областях — в Центральной Европе, на Северном Кавказе, в Средней Азии и особенно в Центральном и Восточном Казахстане, где мощность и объем средне-верхнекаменноугольных — раннепермских вулканических серий, занимающих огромные площади, достигает максимальных значений, а наложенный (секущий по отношению к варисцидам и каледонидам) характер их локализации выражен особенно четко (Кошкин, 1972).

Более ранний орогенный вулканизм, который в отдельных участках варисцийских геосинклинальных областей начался в раннем карбоне и продолжался до первой половины среднего карбона включительно, по своим масштабам резко уступает средне-позднекаменноугольному — раннепермскому. Наибольшее развитие орогенный вулканизм этого возраста получил в Центральном и Восточном Казахстане и Срединном Тянь-Шане, где ранне-среднекаменноугольные вулканические серии образуют несколько узких и протяженных дугообразных поясов субмеридиональной (северо-западной) ориентировки: Кураминский, Валерьяновский, Токрау-Илийский, Жарминский и ряд других. Продукты этого вулканизма имели андезито-базальтовый, андезито-дацитовый, реже андезито-дацито-липаритовый состав, а в петрохимическом отношении отличались натровым, известково-щелочным характером. Они накапливались в прибрежно-морской обстановке, образуя островные вулканические гряды, на склонах которых формировались грубообломочные нижние молассы, переходящие по латерали в морские геосинклинальные формации, или вместе с нижними молассами заполняли узкие грабенообразные орогенные впадины наиболее ранней генерации, наложенные на ранневарисцийские складчатые зоны.

Следовательно, как и нижние молассы, раннеорогенный вулканизм фиксировал период замыкания отдельных геосинклинальных зон и, соответственно, становления в них гранитно-метаморфического слоя. Поэтому, как и нижние молассы, он мог проявляться перед складчатостью, будучи структурно тесно связанным с подстилающими геосинклинальными комплексами (как это имело место в Кураминском и Валерьяновском поясах в раннем и начале среднего карбона или в Токрау-Илийском поясе в фаменском и турнейском веках), или после складчатости, образуя наложенные орогенные структуры (Северо-Прибалхашский пояс в позднем визе, намюре и в башкирском веке, Жарминский пояс в намюрском и башкирском веках и др.).

Примеры раннего проявления орогенного вулканизма можно найти и в других варисцийских геосинклинальных областях — в Южной Монголии (поздневизейские — намюрские андезито-дацитовые вулканические образования, отмеченные Л. П. Зоненшайном в его совместной с другими авторами работе (1970) в хр. Эдэрэнгин-Нуру), на Урале (турнейский андезито-дацито-липаритовый вулканогенно-молассовый комплекс в Восточных Мугоджарах, девонская базальто-липаритовая формация, описанная Ю. С. Каретиным (1969), в Тагильской зоне), на Северном Кавказе (кварцевые порфиры в намюр-башкирской угленосной молассе среднего карбона), в Центральной Европе (раннекаменноугольный субсеквентный вулканизм Вогез и Шварцвальда, отмеченный еще Г. Штилле; вестфальские мелафиры и порфиры во впадинах Чешского массива). Однако во всех этих случаях масштаб вулканической деятельности был гораздо меньшим, чем в Казахстане и Средней Азии, и никак не мог быть сравним с мощным позднепалеозойским вулканизмом следующей горообразовательной стадии позднеорогенного периода развития всех этих варисцийских областей.

Еще меньшее развитие орогенный вулканизм получил в третью, завершающую стадию орогенного развития варисцид — в стадию верхних моласс. В этот период (поздняя пермь — ранний триас) заметные проявления орогенного вулканизма известны только в Восточном Казахстане, на востоке Центрального Казахстана — в Южной Джунгарии и в северо-восточном Прибалхашье, в Срединном Тянь-Шане, в Южном Гиссаре и на самом севере Монголии. Во всех этих местах продукты позднеорогенного вулканизма отличаются повышенной щелочностью (и калиевостью) и образуют трахибазальтовые или трахилипаритовые формации. Следовательно, и особенности изменения состава вулканических продуктов, и резкое уменьшение масштабов проявления свидетельствуют о завершающем характере позднепермского — раннетриасового орогенного вулканизма в варисцийских областях Северной Евразии.

Еще более четкая картина наблюдается в каледонских складчатых областях. Например, в каледонидах Алтае-Саянской области на протяжении раннеорогенного периода их развития, охватывающего вторую половину позднего кембрия, ордовик и силур в ранних каледонидах и поздний силур в поздних каледонидах, более или менее значительный вулканизм происходил только в ордовике и только в отдельных узко локальных зонах: в Прикузбасской части Салаира, на северо-западе Кузнецкого Алатау (Полетаева и др., 1971; Налетов, Сидоренко, 1969; Налетов, 1970), в Чулышманской зоне Западного Саяна (Дергунов, 1967) и в Восточной Туве (Благонравов, 1964). Продукты ордовикского раннеорогенного вулканизма представлены разнообразными порфиритами (пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, роговообманковые), полевошпатовыми, реже кварц-полевошпатовыми порфирами и фельзитами, образующими андезито-базальто-лейкобазальто-риолитовую формацию известково-щелочного типа и натровой специализации. Они находятся в тесном парагенезе с морскими пестроцветными молассами, образуя вулканогенно-молассовые комплексы регрессивного типа, которые залегают на складчатых образованиях рифея — среднего кембрия и выполняют отдельные узкие грабены (Тайдонский, Мурюкский) или мульды (Еринакская).

Главная вспышка орогенного вулканизма в каледонских складчатых областях приходится на ранний и первую половину среднего девона, т. е. она четко связана с горообразовательной стадией, начинающей второй период их орогенного развития. В течение этого времени мощные вулканические извержения происходили почти повсеместно в Алтае-Саянской складчатой области, в каледонской части Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня и в британских каледонидах. Продукты этого вулканизма образовали нормальные орогенные андезитовые,

андезито-липаритовые и липаритовые формации и сложные базальто-андезито-липаритовые комплексы. Лишь в некоторых местах, например, на Кокчетавском массиве, в Минусинских впадинах и по их периферии, а также в Восточной Туве, образовались трахиандезитовые, трахибазальтовые и трахилипаритовые формации. Эти вулканические формации тесно переплетаются по вертикали и латерали с красноцветными континентальными молассами, образуя верхний вулканогенно-молассовый комплекс.

Третья стадия орогенного развития каледонид (верхние молассы) повсеместно характеризовалась ослаблением или даже полным прекращением орогенного вулканизма. Признаки более или менее значительных вулканических извержений известны только в среднем — позднем девоне на западе Центрального Казахстана и в позднем девоне — начале раннего карбона в Шотландии. Угасание орогенного вулканизма, как правило, сопровождалось увеличением роли пород среднего и основного состава и возрастанием их щелочности. Иллюстрацией этому может служить позднедевонская — раннекаменноугольная трахибазальтовая формация британских каледонид, описанная Дж. Тиррелем (Tyrrell, 1926) и Макгрегорами (M. A. Macgregor, A. Y. Macgregor, 1948) и средне-позднедевонская трахибазальто-трахиандезито-трахилипаритовая формация на западе Центрального Казахстана (Тихомиров и др., 1964).

Таким образом, историко-хронологический анализ проявления орогенного вулканизма в варисцийских и каледонских областях показывает, что и в тех, и в других его развитие протекало сходным образом. Первые локальные проявления орогенного вулканизма известково-щелочного (натрового) типа происходили на самой ранней стадии орогенного развития — в наиболее ранних складчатых зонах, где они формировали наложенные вулканогенно-молассовые комплексы или даже в доскладчатый период в виде островных вулканических гряд. Далее следовала эпоха мощного наземного вулканизма в основном щелочноземельного типа, наложенного в виде вулканогенных и вулканогенно-молассовых комплексов на самые разные складчатые зоны соответствующих геосинклинальных систем. Она строго совпадала во времени с горообразовательной стадией позднеорогенного периода, а затем происходило резкое ослабление и затухание вулканизма, которое сопровождалось повышением содержания в его продуктах щелочей (калия в особенности). Подобный характер эволюции орогенного вулканизма во времени отражает наиболее общую форму его связи с тектоникой, которую давно отметил Г. Штилле (1964), когда сформулировал свои представления о субсеквентном вулканизме и подчеркнул его закономерную смену финальным магматизмом.

Представляется особенно важным то обстоятельство, что в процессе орогенного развития палеозоид Евразии были две крупнейшие вулканические эпохи, когда орогенный вулканизм одновременно или почти одновременно охватил огромные площади на поверхности Земли: позднепалеозойская, пространственно связанная с варисцийскими складчатыми областями, но распространившаяся и на смежные части каледонид и даже байкалид, и ранне-среднедевонская, проявившаяся в каледонских складчатых областях и прилежащих частях байкалид и древних платформ. Хотя во времени эти вулканические эпохи строго совпадают с началом позднеорогенного периода варисцид и каледонид, однако в пространстве такого совпадения нет. Некоторые варисцийские (Урал, Томь-Колываньская зона) и каледонские (Норвегия, о. Северная Земля) области были практически стерильны в отношении позднеорогенного вулканизма, соответствующего этим эпохам, несмотря на то, что все остальные признаки орогенного развития, включая горообразование и гранитный магматизм, там представлены очень широко. Следо-

вательно, прямой связи между горообразованием и орогенным вулканизмом не существует. Эта связь — косвенная. Очевидно, для своей реализации орогенный вулканизм требует каких-то особых условий, на которых мы остановимся ниже при анализе пространственных закономерностей его размещения.

СТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Рассмотрение связей между морфологией и спецификой развития орогенных тектонических структур и составом и формой проявления в их пределах орогенного магматизма мы ограничим только главными типами структур, которые наиболее ярко отражают основные тенденции орогенного развития варисцид и каледонид Северной Евразии.

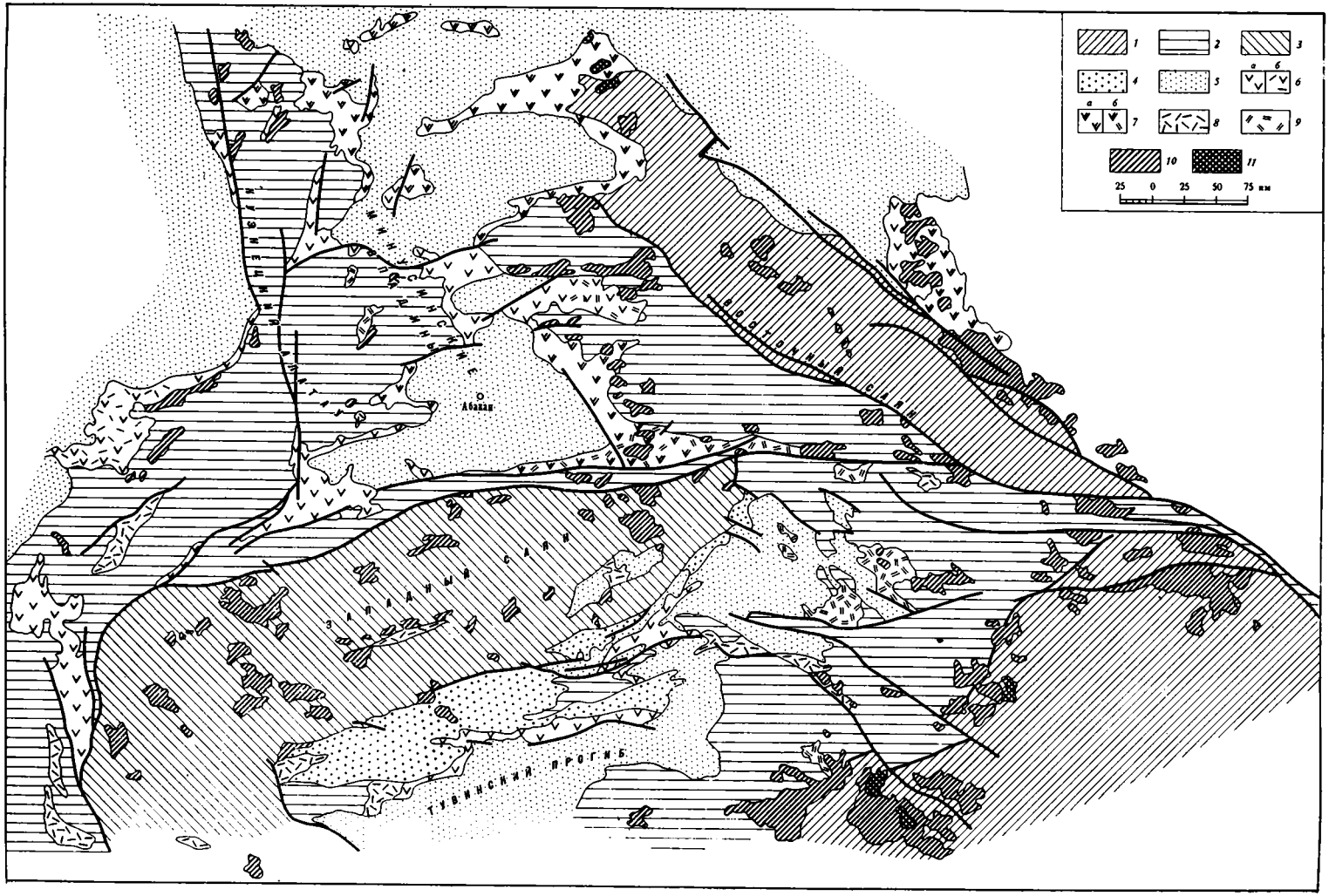
Сводовые поднятия и внутренние орогенные впадины

Рассматриваемые два типа структур характеризуют строение внутренних зон складчатых областей на орогенном этапе их развития.

Выше на материалах по Монголии были показаны принципиальные различия в составе и форме проявления орогенного магматизма в крупных позднепалеозойских впадинах: Северо-Гобийской, Ульдзинской и Орхон-Селенгинском прогибе, с одной стороны, и разделяющем их Хангай-Хэнтэйском сводовом поднятии, с другой. Во впадинах пермский орогенный магматизм выражен в вулканической форме, а в составе его продуктов очень большую роль играют породы среднего и основного состава (андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, трахибазальты), имеющие, судя по петрохимическим и особенно геохимическим особенностям (Павленко, 1973), мантийное происхождение. На сводовом поднятии, а также в обрамлении впадин состав одновозрастных вулканических пород становится кислым (липаритовым и трахилипаритовым) и одновременно резко возрастает роль гранитного магматизма и процессов гранитизации. Это выразилось в формировании в пределах сводового поднятия (см. рис. 1) многочисленных крупных плутонов хангайской гранит-гранодиоритовой формации, представленной, по данным А. С. Павленко, порфировидными плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми автохтонными и аллохтонными палингенными гранитоидами нормальной щелочности, содержащими ксеногенные минералы (гранат, циркон) вмещающих пород раннекаледонского фундамента и терригенных пород варисцийской моногеосинклинали.

Другой важной особенностью гранитоидного орогенного магматизма Хангай-Хэнтэйского сводового поднятия является то, что, хотя по характеру геологических взаимоотношений с верхнепермской молассой, залегающей на гранитоидах трансгрессивно, он должен иметь допозднепермский возраст, данные многочисленных калий-аргоновых определений возраста биотита из соответствующих гранитоидных пород (Павленко, 1973) указывают на более широкий интервал времени их становления — 322—299—267 (главная масса определений) — 201 млн. лет., т. е. от конца раннего карбона до поздней перми, а возможно, и триаса включительно.

Сходная картина наблюдается и в каледонидах Алтае-Саянской области (рис. 69), где ранне-среднедевонский орогенный магматизм во внутренних орогенных впадинах и на сводовых поднятиях проявился в разной форме и имел неодинаковый состав (Моссаковский, 1963а; Поляков, 1971). В Тувинском прогибе и в Минусинских впадинах широко развиты ранне-среднедевонские вулканические серии, в строении которых большую роль играли породы среднего и основного состава. В первом случае сформировалась сложная гетерогенная базальто-андезито-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
25 0 25 50 75 км
Абакан
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА
ТУВИНСКИЙ ПРОГИБ

липаритовая серия щелочноземельного типа, во втором — трахиандезито-трахибазальтовая серия щелочного типа. Каждая из серий сопровождалась соответствующими субвулканическими интрузиями. В горной периферии этих впадин — на поднятиях Восточной Тувы, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау и особенно на разделявшем их Западно-Саянском сводовом поднятии — масштабы вулканических проявлений резко сокращены, состав их продуктов раскислен (до дацито-липаритового в позднекаледонских зонах или трахилипаритового в раннекаледонских зонах), субвулканические образования представлены трещинными интрузивными телами кварцевых сиенитов, граносиенитов, субщелочных гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров (тип тейского комплекса), но зато очень широкое развитие получил раннедевонский гранитоидный магматизм. Последний представлен (Иванова, 1964; Поляков, 1971; Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Шенкман, 1971; Гордиенко, 1969; Смирнов, Булдаков, 1962) порфировидными микроклиновыми гранитами, щелочными гранитами, граносиенитами и гранодиоритами гранит-лейкогранитовой формации (джойский, сютхольский, байтайгинский комплексы Западного Саяна, бреньский комплекс Восточной Тувы, огнитский и шумихинский комплексы Восточного Саяна), которые образуют крупные батолитовые плутоны. В Восточном Саяне и в Восточной Туве они сопровождаются малыми интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов с редкометальной минерализацией.

Девонский гранитоидный магматизм на сводовых поднятиях, особенно на тех из них, которые развивались на месте раннекаледонских или даже байкальских складчатых зон, сопровождался интенсивным щелочным метасоматозом, с воздействием которого некоторые исследователи связывают омоложение калий-аргоновых датировок возраста слюд и амфиболов докембрийских и палеозойских пород Алтае-Саянской области. Например, по данным Ф. П. Митрофанова, Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой (Докембрий Восточного Саяна, 1964), архейские породы Восточного Саяна в районах, расположенных юго-западнее Саяно-Байкальского разлома, характеризуются одинаковыми значениями калий-аргоновых датировок в пределах 473—206 млн. лет. Аналогичные явления, по данным тех же авторов, отмечаются в Тункино-Хамардабанской зоне, в которой калий-аргоновые определения возраста архейских пород колеблются в интервале 590—300 млн. лет, в Китойской зоне, где слюды из протерозойских пород показывают возраст в пределах 500—290 млн. лет, и в Окинской зоне — 485—284 млн. лет.

Еще более впечатляющие цифры, указывающие на омоложенный средне-позднепалеозойский радиологический возраст слюд и амфиболов докембрийских и нижнепалеозойских пород Восточного Саяна, Восточной Тувы, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Горного Алтая, приводит В. М. Кляровский (1972). Согласно его данным (рис. 70), цифры определений калий-аргонового возраста биотитов из докембрийских и раннепалеозойских пород, которые большей частью подверглись омоложению, группируются в следующих широких интервалах: в Восточном Саяне (более 300 определений) — от 600 до 290 млн. лет, в Восточной

Рис. 69. Карта размещения девонских вулканических и интрузивных комплексов в орогенных структурах каледонид Алтае-Саянской области

1—3 — сводовые поднятия: *1* — на байкальских, *2* — раннекаледонских, *3* — позднекаледонских складчатых сооружениях; *4—5* — орогенные впадины: *4* — комплекс нижних моласс ордовика и силура, *5* — комплекс верхних моласс среднего — верхнего девона; *6—9* — ранне-среднедевонские вулканические образования: *6* — базальто-андезито-липаритовые щелочноземельные серии (*а* — андезито-базальтовая, *б* — андезито-дацито-липаритовая формации), *7* — субщелочные вулканические серии (*а* — трахиандезито-трахибазальтовая, *б* — контрастная трахибазальто-трахилипаритовая формации), *8* — липаритовая формация, *9* — трахилипаритовая формация; *10* — девонские гранитоидные формации плутонического типа; *11* — девонские щелочно-гранитные и сиенитовые формации плутонического типа

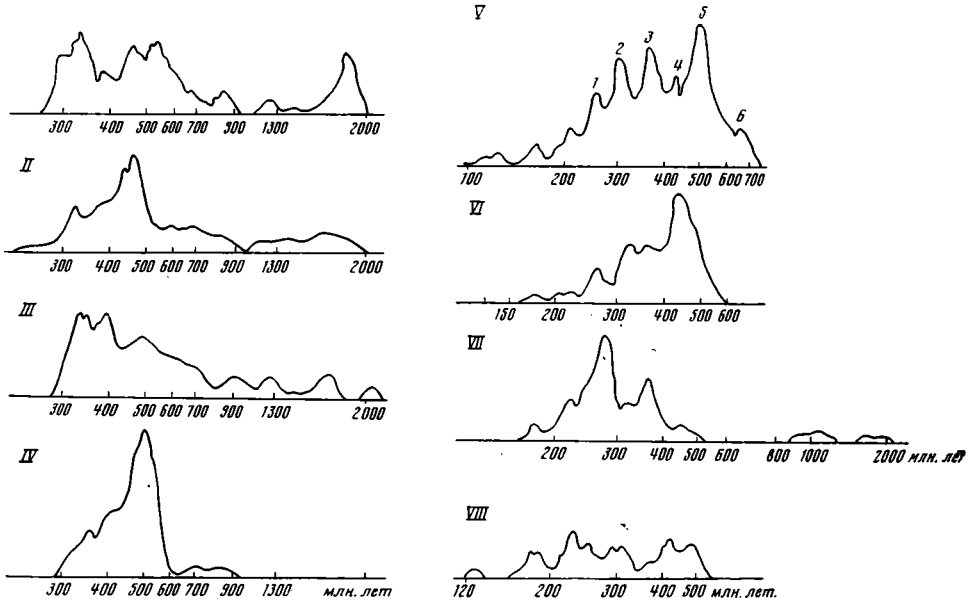


Рис. 70. Гистограммы определений калий-аргоновым методом возраста слюд палеозойских и докембрийских пород сводовых поднятий каледонид и байкалид Алтае-Саянской области, по В. М. Кляровскому (1972)

I — IV — Восточный Саян: I — архейские метаморфические породы, II — протерозойские метаморфические породы, III — докембрийские интрузивные породы, IV — палеозойские интрузивные породы; V — докембрийские и палеозойские интрузивные породы Тувы; VI—VII — Кузнецкий Алатау: VI — палеозойские интрузивные породы, VII — докембрийские метаморфические породы Томского массива; VIII — Западный Саян, палеозойские интрузивные породы

Туве (около 150 определений) — от 550 до 200 млн. лет, в Кузнецком Алатау (свыше 300 определений) — от 500 до 200 млн. лет. Любопытно, что наиболее молодые цифры калий-аргоновых датировок (400—200 млн. лет) получены по самым древним породам Томского массива. Следует подчеркнуть, что это не случайность, а факт, основанный на двухстах калий-аргоновых определениях возраста слюд из пород массива, отбор которых проводился специально, с соблюдением всех требований метода. Наконец, в Западном Саяне (98 определений) диапазон значений калий-аргонового возраста докембрийских и палеозойских пород, если исключить единичные древние (и, вероятно, истинные) значения в 1115, 933 и 671 млн. лет для джебашской серии и ее аналогов, ограничен рамками 500—230 млн. лет.

Следовательно, можно думать, что во всех этих зонах, которые в структурном отношении на протяжении среднего и позднего палеозоя выступали в качестве сводовых поднятий, щелочной метасоматоз активно протекал в течение ордовика (а в некоторых зонах и кембрия), силура, девона, карбона и перми, т. е. на протяжении всего орогенного развития каледонид Алтае-Саянской области.

Однако резкое омоложение радиологического возраста минералов докембрийских и раннепалеозойских пород сводовых поднятий Алтае-Саянской каледонской области было связано не только с щелочным метасоматозом и среднепалеозойским магматизмом, как это считают Л. П. Никитина и В. Я. Хильтова. Проведенное ими и другими исследователями (Кляровский, 1972) петрографическое изучение анализированных слюд во многих случаях не показало сколько-нибудь существенных изменений в кристаллохимической структуре этих минералов. Вероятно, главную роль в омоложении радиологических датировок играл

более глубокий процесс, теснейшим образом связанный с геосинклинальным развитием Алтае-Саянского региона и обусловивший и сводовые поднятия, и щелочной метасоматоз, и девонский магматизм, и омоложение радиологического возраста. Одним из проявлений этого процесса, непосредственно влиявшим на радиологический возраст пород, был повышенный вынос тепла в поверхностные зоны земной коры. К такому выводу склоняется В. М. Кляровский (1972), который в результате анализа возможных причин удревнения или омоложения калий-аргоновых датировок слюд и амфиболов (относительно истинного возраста включающих их пород) показал, что важнейшей причиной искажения возраста является повышенный тепловой режим, свойственный «геосинклинальным областям длительного полициклического развития» (стр. 223) и способствовавший потерям минералами аргона.

Этот вопрос мы рассмотрим на другом примере, прекрасно изученном в области британских каледонид. Как известно, среднепалеозойская структура британских каледонид была представлена тремя главными элементами первого порядка: поднятием Грампианских и Северных нагорий (вместе с наложенной на них Оркадской мульдой), межгорным прогибом Срединной долины и поднятием Южных нагорий.

В британских каледонидах, как и в других областях каледонид Евразии, орогенный вулканизм наиболее мощно проявился в пределах отрицательной орогенной структуры — в межгорном прогибе Срединной долины, в которой сформировался нижне-среднедевонский вулканогенно-молассовый комплекс, известный под названием нижнего древнего красного песчаника. В его составе большое место занимают продукты наземного вулканизма, суммарная мощность которых в центральных частях прогиба достигает 2000 *м* и более (район Охилл-Хилс). Здесь, как отмечают английские исследователи (M. A. Macgregor, A. Y. Macgregor, 1948; Read, 1960), главную роль среди вулканитов играют оливиновые базальты и разнообразные андезитовые порфириты (авгитовые, гиперстеновые). По мере приближения к краевым частям прогиба, в составе вулканических пород, наряду с базальтами и андезитовыми порфиритами, в значительном количестве появляются кислые биотитовые андезиты, дациты, трахиты и риолиты, которые в районе Пентланд-Хиллс изучил В. Микура (Mykura, 1960), а также фельзиты, слагающие обычно жерловые вулканические фации. В целом ранне-среднедевонские вулканогенные образования прогиба Срединной долины представляют собой базальто-андезито-липаритовую серию щелочноземельного типа, с которой ассоциируют мелкие лакколитовые силлы и плоские интрузивные тела гранодиоритов, микродиоритов, плагиопорфиров и фельзит-порфиров.

Сводовые поднятия Грампианских и Южных нагорий характеризуются резким уменьшением количества ранне-среднедевонских вулканических образований, из состава которых к тому же практически полностью исчезают базальты. Например, в Грампианских нагорьях, где более или менее значительные проявления орогенного вулканизма известны только в районе Гленкоу, вулканические породы представлены только кислыми андезитами и риолитами, участвующими здесь в строении крупной кальдеры (Bailey, Maute, 1960). Еще реже ранне-среднедевонские вулканические образования встречаются в Южных нагорьях, где они имеют однообразный состав кислых андезитов (район Ронсбургшира). Даже такая крупная отрицательная орогенная структура, как Оркадская мульда, наложенная на сводовое поднятие Грампианских нагорий, практически лишена продуктов орогенного вулканизма.

Однако главное отличие в характере орогенного магматизма прогиба Срединной долины и сводовых поднятий Северных и Южных нагорий заключается в широком развитии в пределах последних позднесилурийских — раннедевонских гранитоидных плутонов, отсутствующих в

прогибе (рис. 71). Эти граниты, за которыми в английской геологической литературе закрепилось название «новые граниты», слагают крупные плутоны, резко секущие складчатые каледонские структуры. В их строении главное место занимают гранодиориты и граниты, в меньшей мере — тоналиты и кварцевые диориты. Широко развиты дайки аппинитов. Позднесилурийский — раннедевонский возраст «новых гранитов» определяется как их взаимоотношениями с нижним древним красным песчаником (в одних местах они прорывают эти образования, в других — перекрыты ими), так и радиологическим возрастом, который по данным калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений колеблется в пределах 390—405 млн. лет, поднимаясь иногда до 365 млн. лет (Watson, 1963). Формирование этих гранитов, как считает Г. Рид (Read, 1960), как раз и было тем признаком, который позволил объединить в единую каледонскую область разновозрастные складчатые зоны Северных и Южных нагорий Шотландии, весьма различные по особенностям истории додевонского развития.

Для выяснения причин отличий в характере магматизма между сводовыми поднятиями и орогенными прогибами и впадинами важное значение имеет изучение времени и особенностей проявления термального метаморфизма, который детально изучен в Грампианских и Северных нагорьях Шотландии. В. Кеннеди (Kennedy, 1948) в результате исследования на севере Шотландии регионального метаморфизма пород мойнской и дальредской серий, зональность которого была описана еще в начале века Г. Барроу, пришел к выводу, что расположение различных метаморфических зон (силлиманитовой, кианитовой, гранатовой, биотитовой и хлоритовой), т. е. зон с различными температурными условиями, отражает простую термальную структуру в виде пологой антиклинали, секущей складчатые каледонские структуры и простирающейся на северо-восток, параллельно прогибу Срединной долины (см. рис. 71). Эту структуру, ось которой приурочена к области наибольшего разогрева и совпадает с центральной частью Северных и Грампианских нагорий, он назвал термальной антиклиналью и объяснил ее появление неравномерным подъемом мигматитового фронта. Предположение В. Кеннеди получило серьезное подтверждение в результате определений радиологического возраста слюд из метаморфических пород Шотландии. Выяснилось, как пишут английские геологи, радиологи и петрологи (Watson, 1963; Gilletti a. o., 1961; Miller, Brown, 1965; Brown a. o., 1965), что калий-аргоновые датировки слюд группируются в закономерную картину, основанную почти на 200 определениях. При этом отмечается приуроченность относительно молодых датировок возрастов (410—425 млн. лет) к наиболее метаморфизованным и наиболее древним рифейским породам мойнской серии. В то же время более древние датировки (430—450 млн. лет) получены по материалу из менее метаморфизованных пород более молодого геологического возраста (кембрийского, ордовикского) дальредской серии, которые слагают юго-восточную часть Грампианских нагорий, а также фундамент прогиба Срединной долины.

Упомянутые английские радиологи и петрологи объясняют это поразительное явление, с которым мы уже столкнулись выше при рассмотрении орогенного магматизма сводовых поднятий каледонид Алтае-Саянской области, тем, что осевая часть сводового поднятия Грампианских и Северных нагорий в ордовике, силуре и, вероятно, в начале девона испытала гораздо больший прогрев по сравнению с юго-восточным и юго-западным краями поднятия, а также фундаментом прогиба Срединной долины. Больший прогрев осевой части поднятия, с одной стороны, обусловил значительно более сильный термальный метаморфизм развитых здесь пород и создал благоприятные условия для палингенеза и генерации в коре кислых магм, давших начало гранитным интрузиям, а

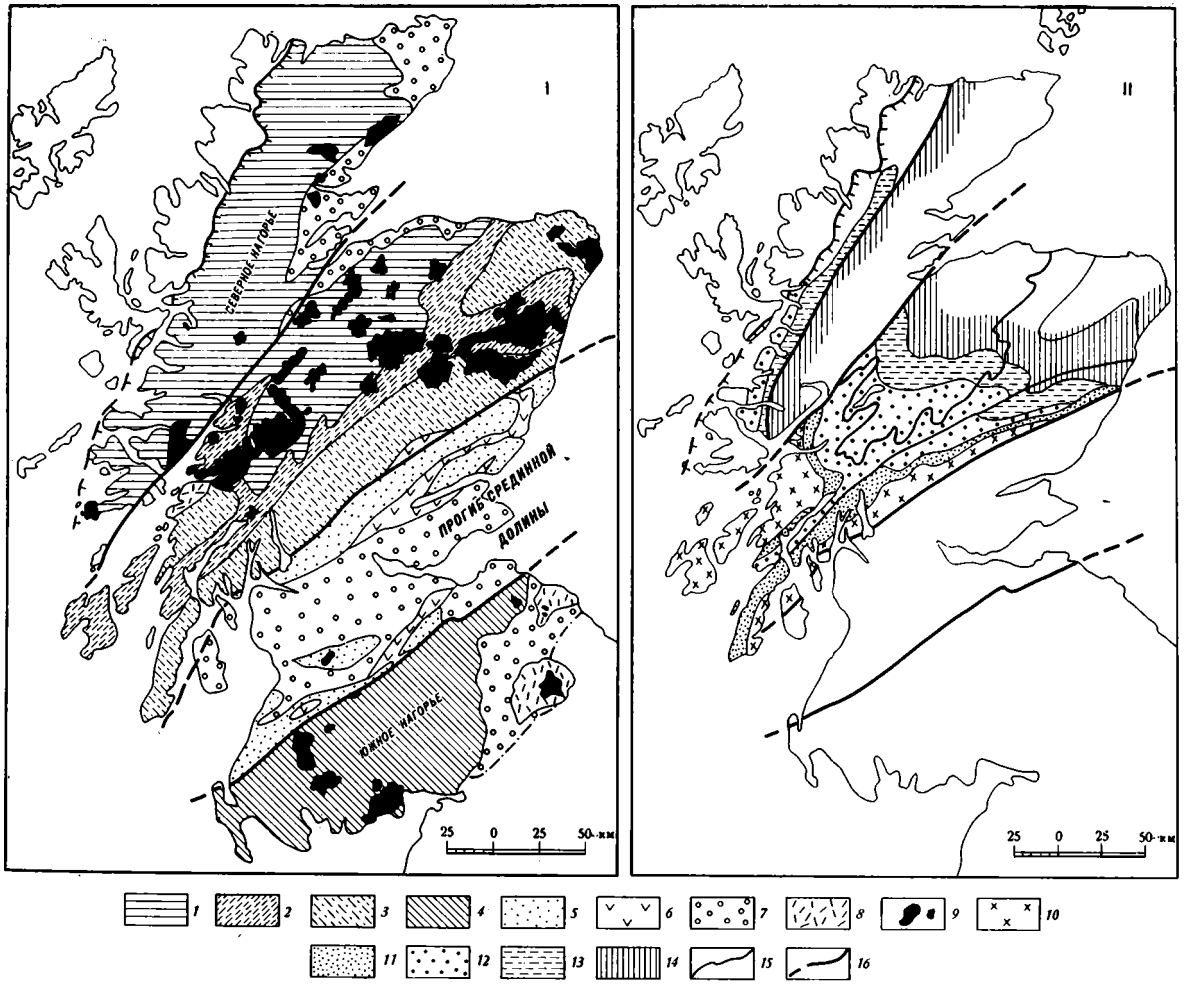


Рис. 71. Геологическая карта (I) и карта метаморфических зон (II) каледонид Шотландии, по Кеннеди (Kennedy, 1948) и другим авторам

1—3 — рифейско-нижнепалеозойские комплексы Северных нагорий: *1* — рифейские метаморфические породы мойнской серии, *2—3* — верхнерифейские — кембро-ордовикские породы дальредской серии: *2* — нижний дальред, *3* — верхний дальред; *4* — раннепалеозойские складчатые комплексы Южных нагорий; *5—8* — девон-каменноугольные образования орогенного прогиба Срединной Долины: *5* — нижне-среднедевонские красноцветные терригенные породы (нижний древний красный песчаник), *6* — ранне-среднедевонская базальто - андезито - липаритовая вулканическая серия щелочноземельного типа, *7* — верхнедевонский — каменноугольный комплекс терригенных и карбонатных пород, *8* — ранне-среднедевонская андезито-дацито-липаритовая вулканическая серия щелочноземельного типа; *9* — позднесилурийские и девонские гранитоидные формации плутонического типа; *10—14* — зоны метаморфизма: *10* — хлоритовая, *11* — биотитовая, *12* — гранатовая, *13* — кианитовая, *14* — силлиманитовая; *15* — границы метаморфических зон; *16* — разломы

прогибе (рис. 71). Эти граниты, за которыми в английской геологической литературе закрепилось название «новые граниты», слагают крупные плутоны, резко секущие складчатые каледонские структуры. В их строении главное место занимают гранодиориты и граниты, в меньшей мере — тоналиты и кварцевые диориты. Широко развиты дайки аппинитов. Позднесилурийский — раннедевонский возраст «новых гранитов» определяется как их взаимоотношениями с нижним древним красным песчаником (в одних местах они прорывают эти образования, в других — перекрыты ими), так и радиологическим возрастом, который по данным калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений колеблется в пределах 390—405 млн. лет, поднимаясь иногда до 365 млн. лет (Watson, 1963). Формирование этих гранитов, как считает Г. Рид (Read, 1960), как раз и было тем признаком, который позволил объединить в единую каледонскую область разновозрастные складчатые зоны Северных и Южных нагорий Шотландии, весьма различные по особенностям истории додевонского развития.

Для выяснения причин отличий в характере магматизма между сводовыми поднятиями и орогенными прогибами и впадинами важное значение имеет изучение времени и особенностей проявления термального метаморфизма, который детально изучен в Грампианских и Северных нагорьях Шотландии. В. Кеннеди (Kennedy, 1948) в результате исследования на севере Шотландии регионального метаморфизма пород мойнской и дальредской серий, зональность которого была описана еще в начале века Г. Барроу, пришел к выводу, что расположение различных метаморфических зон (силлиманитовой, кианитовой, гранатовой, биотитовой и хлоритовой), т. е. зон с различными температурными условиями, отражает простую термальную структуру в виде пологой антиклинали, секущей складчатые каледонские структуры и простирающейся на северо-восток, параллельно прогибу Срединной долины (см. рис. 71). Эту структуру, ось которой приурочена к области наибольшего разогрева и совпадает с центральной частью Северных и Грампианских нагорий, он назвал термальной антиклиналью и объяснил ее появление неравномерным подъемом мигматитового фронта. Предположение В. Кеннеди получило серьезное подтверждение в результате определений радиологического возраста слюд из метаморфических пород Шотландии. Выяснилось, как пишут английские геологи, радиологи и петрологи (Watson, 1963; Gilletti a. o., 1961; Miller, Brown, 1965; Brown a. o., 1965), что калий-аргоновые датировки слюд группируются в закономерную картину, основанную почти на 200 определениях. При этом отмечается приуроченность относительно молодых датировок возрастов (410—425 млн. лет) к наиболее метаморфизованным и наиболее древним рифейским породам мойнской серии. В то же время более древние датировки (430—450 млн. лет) получены по материалу из менее метаморфизованных пород более молодого геологического возраста (кембрийского, ордовикского) дальредской серии, которые слагают юго-восточную часть Грампианских нагорий, а также фундамент прогиба Срединной долины.

Упомянутые английские радиологи и петрологи объясняют это поразительное явление, с которым мы уже столкнулись выше при рассмотрении орогенного магматизма сводовых поднятий каледонид Алтае-Саянской области, тем, что осевая часть сводового поднятия Грампианских и Северных нагорий в ордовике, силуре и, вероятно, в начале девона испытала гораздо больший прогрев по сравнению с юго-восточным и юго-западным краями поднятия, а также фундаментом прогиба Срединной долины. Больший прогрев осевой части поднятия, с одной стороны, обусловил значительно более сильный термальный метаморфизм развитых здесь пород и создал благоприятные условия для палингенеза и генерации в коре кислых магм, давших начало гранитным интрузиям, а

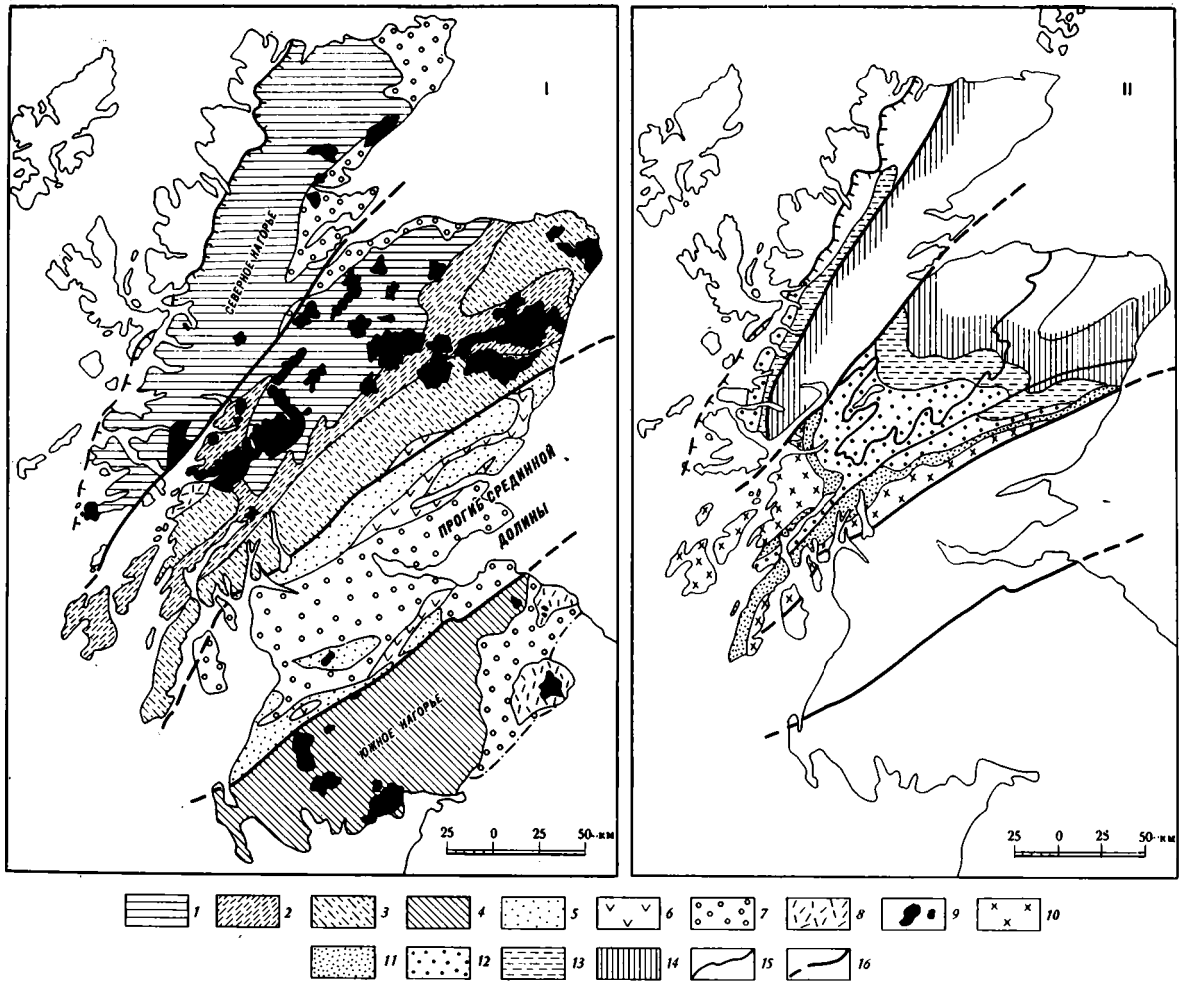


Рис. 71. Геологическая карта (I) и карта метаморфических зон (II) каледонид Шотландии, по Кеннеди (Kennedy, 1948) и другим авторам

1—3 — рифейско-нижнепалеозойские комплексы Северных нагорий: *1* — рифейские метаморфические породы мойнской серии, *2—3* — верхнерифейские — кембро-ордовикские породы дальредской серии: *2* — нижний дальред, *3* — верхний дальред; *4* — раннепалеозойские складчатые комплексы Южных нагорий; *5—8* — девон-каменноугольные образования орогенного прогиба Срединной Долины: *5* — нижне-среднедевонские красноцветные терригенные породы (нижний древний красный песчаник), *6* — ранне-среднедевонская базальто - андезито - липаритовая вулканическая серия щелочноземельного типа, *7* — верхнедевонский — каменноугольный комплекс терригенных и карбонатных пород, *8* — ранне-среднедевонская андезито-дацито-липаритовая вулканическая серия щелочноземельного типа; *9* — позднесилурийские и девонские гранитоидные формации плутонического типа; *10—14* — зоны метаморфизма: *10* — хлоритовая, *11* — биотитовая, *12* — гранатовая, *13* — кианитовая, *14* — силлиманитовая; *15* — границы метаморфических зон; *16* — разломы

с другой, стал причиной более позднего остывания сильнее всего метаморфизованных пород этой зоны, что привело к наибольшим потерям аргона в слюдах и, как следствие, к наиболее молодому их возрасту.

Следовательно, радиологическое и петрологическое изучение метаморфизма в Северных нагорьях Шотландии указывает на существование в области британских каледонид в период их орогенного развития резко дифференцированного геотермического режима и на приуроченность максимальных тепловых потоков к сводовым поднятиям.

Такое объяснение приложимо и к отмеченным выше особенностям состава орогенного гранитоидного магматизма и молодым средне-позднепалеозойским калий-аргоновым датировкам слюд из метаморфических пород сводовых поднятий Восточной Тувы и Восточного Саяна, большое сходство в строении и истории развития которых с метаморфической зоной британских каледонид неоднократно отмечалось (Павловский, 1958а, б; Зайцев, 1960), а также Кузнецкого Алатау и Западного Саяна. Оно сохраняет силу и для таких сводовых поднятий, в которых (подобно Хангай-Хэнтэйскому) на современном срезе отсутствуют прямые признаки термального метаморфизма, но зато широко развиты гранитные плутоны палингенного типа, характеризующиеся широким разбросом значений калий-аргоновых датировок.

Вывод о связи высокого теплового режима со сводовыми поднятиями находит подтверждение и в наблюдениях над тепловыми потоками в современных геосинклинальных и альпийских складчатых областях. Здесь можно сослаться на исследования Б. Г. Поляка и Я. Б. Смирнова (1969; Смирнов, 1969), которые путем расчетов тепловых потоков в различных зонах Камчатки, Охотского региона и Кавказа убедительно показали резко дифференцированную геотермическую обстановку с приуроченностью тепловых максимумов к поднятиям, а тепловых минимумов — к впадинам.

Таким образом, первая форма структурного контроля орогенного магматизма, в равной мере выраженная в варисцийских и каледонских областях, заключается в том, что два основных типа орогенных тектонических структур — сводовые поднятия и впадины — резко различны по составу парагенетически связанного с ними магматизма и по преобладающей форме его проявления.

Сводовые горные поднятия характеризуются: 1) широким, растянутым во времени развитием палингенного гранитоидного магматизма, который может быть выражен как массивами батолитового типа, формировавшимися на месте в связи с процессами гранитизации и метасоматоза, так и трещинными перемещенными интрузивными телами; 2) прогрессивным («плутоническим») метаморфизмом, связанным с подъемом магматического фронта и потока сквозьмагматических растворов, признаки которого, однако, можно наблюдать в современной структуре лишь в наиболее глубоко эродированных поднятиях (Северные нагорья Шотландии, Восточный Саян, Улутавский и Кокчетавский массивы Центрального Казахстана, Урал, Центральный Французский массив); 3) слабо выраженным орогенным вулканизмом и существенно кислым составом его продуктов.

Орогенные впадины и прогибы отличаются: 1) преимущественно вулканической формой проявления орогенного магматизма; 2) большой, нередко преобладающей, ролью вулканических пород основного и среднего состава, имеющих в свете современных петрологических представлений мантийное происхождение; 3) слабым развитием гранитоидного магматизма, как правило, представленного мелкими трещинными субвулканическими телами гранодиоритового или граносиенитового состава, отчетливо комагматичными с кислыми эффузивами; 4) отсутствием одновозрастного или хотя бы близкого по возрасту термального метаморфизма.

Принимая во внимание состав и степень щелочности вулканических пород, все орогенные впадины и прогибы варисцийских и каледонских областей можно разделить на две группы: а) с основным и средним составом пород и субщелочным или щелочным типом вулканических серий и б) со смешанным составом пород и щелочноземельным типом вулканических серий.

В орогенных впадинах и прогибах первой группы вулканические серии образованы базальтами, трахибазальтами, диабазовыми, пироксеновыми и андезитовыми порфиритами, долеритами и диабазами, трахиандезитами и трахитами, реже плагиопорфирами и трахилипаритами. Часто в них встречаются щелочные породы: базаниты, нефелиновые и ортоклазовые базальты, фонолиты, эссекситы и др. Комагматичные интрузивные породы представлены щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенитами, габбро-сиенитами, терралитами, лимсбургитами и др. В зависимости от конкретного набора пород эти серии выделяются петрографами в различные формации — в трахибазальтовую нижнего карбона наложенных мульд прогиба Срединной долины Шотландии (Tomkeieff, 1937; Кузнецов, 1964), в трахиандезито-трахибазальтовую нижнего — среднего девона Минусинских впадин (Лучицкий, 1971; Кузнецов, 1970), в трахибазальто-трахилипаритовую перми Орхон-Селенгинского прогиба Монголии (Кепежинскас, Лучицкий, 1973) или Карасорского прогиба в Центральном Казахстане (Курчавов, 1970а, б) и т. д. Для всех этих вулканических серий характерен преобладающий базальтовый состав, что приводит исследователей к выводу об их происхождении в результате дифференциации мантийных магм. Последние, судя по высокой степени недосыщенности кремнеземом основных и средних пород и щелочной тенденции в дифференциационных рядах, относятся к оливин-базальтовому типу (Моссаковский, 1968, 1969).

В орогенных прогибах второй группы вулканические серии имеют гораздо более сложный состав. В их строении принимают участие, с одной стороны, базальты, диабазы, диабазовые, пироксеновые и андезитовые роговообманковые порфириты, а с другой — дацитовые порфириты, плагиопорфиры, липариты. С эффузивами тесно ассоциируют субвулканические интрузивные тела, по составу меняющиеся от габбро-диабазов до фельзит-порфиров и гранофиров. Важная особенность этих серий — неправильное чередование кислых и основных — средних вулканических пород, мощные толщи которых могут неоднократно сменять одна другую в вертикальном разрезе. Примером таких сложно построенных вулканических серий щелочноземельного типа могут служить ранне-среднедевонские образования прогибов Тувинского и Срединной долины Шотландии, подразделяемые на липаритовую и андезито-базальтовую формации (Кен, 1962, 1964; Абрамович, 1962), раннепермские образования Северо-Гобийской впадины Монголии, Саарского и Заальского прогибов Центральной Европы, состоящие из андезито-липаритовых и липаритовых формаций. Постоянное сонахождение в этих сериях значительных объемов пород андезито-базальтового и дацито-липаритового состава и четкое обособление этих двух групп пород на петрохимических диаграммах самых разных типов заставляет нас присоединиться к мнению большинства исследователей, изучавших подобные вулканические серии как в СССР, так и за рубежом, о том, что в процессе их формирования во многих случаях участвовали производные разных магм: коровых кислых и мантийных основных. Однако продукты мантийных магм характеризовались здесь не оливин-базальтовыми, а толеитовыми тенденциями дифференциации, что выражено, прежде всего, в относительно высокой степени их насыщенности (по мере возрастания общей кислотности) кремнеземом. Это показано на диаграммах, составленных по методу Ю. М. Шейнманна (Моссаковский, 1969).

Причины толеитовой тенденции дифференциации в смешанных базальто-андезито-липаритовых вулканических сериях могут заключаться как в меньшем давлении и соответственно в меньшей, по сравнению с базальтоидными сериями оливин-базальтового типа, глубине зарождения в мантии родоначальной магмы (Йодер, Тилли, 1965; Куно, 1964, 1970; Грин, Рингвуд, 1968), так и в процессах преобразования уже возникших магм в периферических и промежуточных очагах под влиянием контаминации сиалическим материалом и особенно привноса воды. Последнее обстоятельство должно было повысить парциальное давление кислорода, которое решительным образом меняет направление кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов в сторону толеитового направления с накоплением кислого остатка (Осборн, 1964; Геншафт и др., 1965; Петров, 1972; Osborn, 1959).

Попытки связать эти две отличающиеся по составу продуктов вулканизма группы межгорных впадин и прогибов с соответствующими тектоническими типами орогенных впадин, т. е. первую группу с ее базальтоидным щелочным и субщелочным вулканизмом с впадинами наложенного типа, а вторую группу со смешанным по составу вулканизмом щелочноземельного типа с прогибами унаследованного типа (Моссаковский, 1964, 1968, 1969) или соответственно с зонами ранней и поздней консолидации в геосинклинальных областях (Тихомиров, 1967, 1971), следует признать не вполне удачными, поскольку из этого правила существует много исключений. Так, выше на материалах по позднепалеозойским орогенным структурам Монголии было показано, что в некоторых прогибах унаследованного типа, например в Орхон-Селенгинском на севере Монголии, формировались щелочные преимущественно базальто-трахибазальтовые вулканические серии, а в межгорных впадинах наложенного типа, размещавшихся в зонах раннекаледонской консолидации (в Северо-Гобийской и Ульдзинской впадинах Центральной Монголии), вулканизм имел смешанный андезито-липаритовый состав щелочноземельного типа.

Однако эти попытки неудачны главным образом потому, что реально существующие в ряде регионов (в каледонидах Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана и Шотландии) связи между зонами ранней консолидации или процессом формирования наложенных орогенных впадин и образованием щелочных базальтоидных вулканических серий являются не прямыми, а косвенными, опосредованными через другие, более общие пространственные и хронологические закономерности проявлений орогенного вулканизма. Эти закономерности (хронологические, связанные с особенностями эволюции орогенного вулканизма во времени, и пространственные, которых мы коснемся ниже, в следующем разделе) оказались близкими, но не идентичными закономерностям формирования наложенных орогенных впадин и возникновения зон ранней и поздней консолидации.

Краевые прогибы и краевые вулканические пояса

Орогенным структурам этих двух типов большинство исследователей отводит роль тектонических ограничений геосинклинальных складчатых областей на орогенном этапе их развития. По особенностям взаимоотношений с магматизмом они диаметрально противоположны.

Типичные краевые прогибы (Предуральский) или их аналоги, подобные Угольному каналу Бельгии, Рурскому, Верхнесилезскому и Кузнецкому бассейнам, практически лишены любых форм проявления орогенного магматизма, и в этом заключается одна из главных особенностей этого типа орогенных структур, развивавшихся по периферии варисцийских складчатых областей на прилежащих участках древних платформ или каледонских складчатых зон.

Краевые вулканические пояса, напротив, представляют собой протяженные зоны сплошного развития орогенных вулкано-плутонических формаций. По мысли А. А. Богданова (1959), впервые выделившего в палеозоидах эту категорию орогенных структур, краевые вулканические пояса возникают над структурными швами в тех частях каледонских складчатых областей, которые непосредственно окаймлялись активно развивающимися варисцийскими геосинклинальными прогибами. Именно такова тектоническая позиция Центрально-Казахстанского девонского вулканического пояса, развивавшегося в краевой части каледонского массива Центрального Казахстана вдоль его границ с варисцийскими геосинклинальными прогибами Джунгаро-Балхашской области. Формирование этого пояса совпало с главной эпохой орогенного вулканизма в каледонской области.

Важнейшей особенностью строения и условий формирования девонского вулканического пояса, как это следует из результатов многочисленных тектонических, петрографических и палеовулканологических исследований (Четверикова, 1966; Четверикова и др., 1971; Федоров, 1965, 1968; Дворцова, 1969), было то, что он представлял собой возвышавшиеся в рельефе нагорья, образованные нагромождением огромных масс (до 6—7 *км* мощности) вулканического материала, которые по направлению к внешней части пояса переходили в зоны платообразного и пластового залегания вулканических покровов. Нагорья состояли из большого количества неодинаковых по размерам и неодновременно формировавшихся вулканических построек — стратовулканов, щитовых вулканов, различных кальдерообразных структур, сливавшихся в единые вулканические массивы (типа Семизбугинского, описанного Т. О. Федоровым), которые, однако, были не только возвышенностями рельефа, но, если судить по поведению их подошвы, представляли собой в то же время прогибы в теле каледонского складчатого фундамента.

В процессе формирования подобных вулканических массивов, являвшихся главными элементами структуры девонского вулканического пояса, как показали Т. О. Федоров (1968), изучивший северную часть Центрально-Казахстанского краевого вулканического пояса, и К. И. Дворцова (1969) на материалах по его южной Чу-Илийской части, большую роль играли вулкано-тектонические депрессии — крупные кальдерообразные структуры обрушения, достигавшие 10—40 *км* в длину и 10—15 *км* в ширину. В них концентрировалась основная масса игнимбритов, объем которых измеряется тысячами кубических километров.

В тесной связи с палеовулканологическими особенностями вулканических массивов девонского краевого пояса находятся и особенности формационного состава слагающих их образований. Главное место среди них занимают вулканические породы кислого состава — липариты и игнимбриты при резко подчиненной роли андезитов, образующие липаритовую формацию, которая по латерали иногда частично замещается андезитовой. Эти формации отличаются исключительно сложной и незакономерной сменой по вертикали и латерали покровных, жерловых и пирокластических фаций. С вулканическими породами ассоциируют интрузивные тела лейкократовых биотитовых гранитов, прорывающих весь комплекс образований вулканических массивов. По петрохимическим и геохимическим признакам граниты обнаруживают большое сходство с липаритовыми породами вулканических серий, что позволяет их рассматривать в качестве комагматов девонских вулканитов и объединять в липарито-гранитовую вулкано-плутоническую ассоциацию (Федоров, 1968; Никитина, Шужанов, 1969).

Перечисленные особенности строения и структурного положения сближают Центрально-Казахстанский девонский вулканический пояс с краевыми вулканическими поясами типа Охотско-Чукотского мезозойского, что с самого начала отметил А. А. Богданов, а в дальнейшем

подчеркивали В. Ф. Белый (1968, 1969), Н. П. Четверикова (1966, 1970; Четверикова и др., 1971), Т. О. Федоров (1968) и др.

В качестве таких же краевых вулканических поясов многие исследователи (Богданов, 1965; Буш, 1971; Буш и др., 1971; Фремд, 1969, 1972; Арапов, 1973) рассматривают позднепалеозойские вулканические массивы Южной Джунгарии, Северного Прибалхашья, Чаткальского и Кураминского хребтов в Срединном Тянь-Шане, объединяя их в единые структурно-магматические комплексы с фамен-турнейскими, визе-намюрскими и башкирскими вулкано-плутоническими ассоциациями. На ошибочность такого искусственного объединения пространственно совмещенных в отдельных зонах, но структурно и генетически разнородных образований, уже обращалось внимание не только мною (Моссаковский, 1970, 1972), но и В. Я. Кошкиным (1972), а еще раньше Н. А. Афоничевым (1960, 1966).

Позднепалеозойские вулканические андезито-дацито-липаритовые серии образуют в Джунгаро-Балхашской варисцийской складчатой области несколько крупных вулканических массивов — Илийский, Токрауский, Северо-Прибалхашский,— которые по особенностям своей структуры, формационному составу и специфическим условиям образования практически не отличаются от вулканических массивов девонского краевого пояса. Великолепная петрографическая и палеовулканологическая изученность этого региона (Кошкин, 1963, 1969, 1972; Перекалина, 1963; Перекалина и др., 1969; Тихомиров, 1966; Коптева, 1964, 1966, 1968; Гаек, 1969а; Бахтеев, 1967; Кепежинскас, 1969; В. С. Попов, 1967) не оставляет сомнений в том, что многокилометровый, в фациальном отношении исключительно сложный, часто циклично построенный андезито-дацито-липаритовый комплекс позднепалеозойских вулканических массивов образован разнообразными вулкано-тектоническими структурами — мульдообразными кальдерами (до 15—30 *км* в поперечнике), вулкано-куполами и кольцевыми интрузивами гранитоидов, а также другими разнообразными остатками щитовых вулканов. По мнению М. К. Бахтеева (1967), на месте каждой из мульдообразных кальдер первоначально существовал крупный щитовой вулкан, часто отличавшийся от аналогичных соседних вулканов типом и составом извержений (рис. 72, 73). Размеры таких вулканов достигали нескольких десятков километров, а высота — 2—3 *км*.

Подобно девонским, позднепалеозойские вулканические массивы содержат множество самых разных по размерам и формам интрузивных тел биотитовых, аляскитовых и щелочных микроклиновых гранитов, кварцевых монцонитов, гранодиоритов и граносиенитов, многие из которых, судя по геофизическим данным, на глубине сливаются в крупные гранитные плутоны (Бахтеев и др., 1971). Ряд исследователей (В. С. Попов, 1967; Перекалина и др., 1969) рассматривают эти гранитоиды совместно с позднепалеозойскими вулканическими породами в виде единой вулкано-плутонической ассоциации.

В палеогеоморфологическом отношении эти вулканические массивы, как подчеркивают В. Я. Кошкин (1963), И. Г. Щерба (1966) и В. Г. Трифонов (1967), выступали в виде возвышенных вулканических нагорий, между которыми лишь на отдельных участках (Саякская синклиналь) происходила молассовая седиментация переотложенного вулканомиктового материала. Однако прогнутое положение ложа вулканических массивов на глубину от 1500 до 3000—4000 *м* (Щерба, 1966) указывает, что они представляли собой заполненные нагромождениями вулканического материала изометричные впадины, а характер структурных взаимоотношений с подстилающими образованиями девона и нижнего карбона позволяет выделить среди них унаследованный (Северо-Прибалхашская, отчасти Токрауская и Илийская впадины) и наложенный (Баканас-Алакульская впадина, Карасорский прогиб) типы.

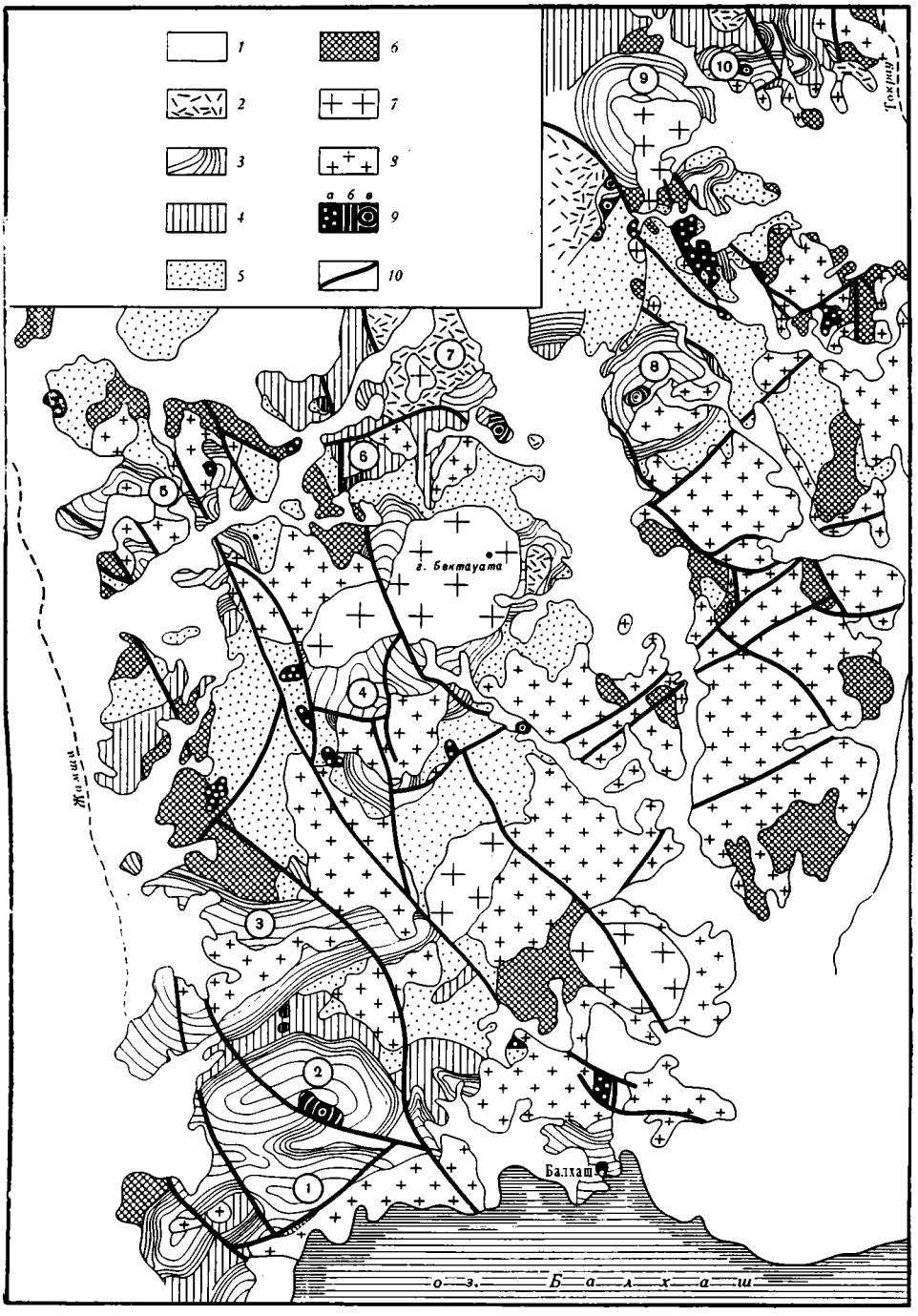


Рис. 72. Схема распространения позднепалеозойских вулканогенных образований южной части Токрауской впадины, по М. К. Бахтееву (1966)

1 — неоген-четвертичные отложения; *2* — архарлинская свита; *3* — керегетасская свита; *4* — калмакэмельская свита; *5* — каркаралинская свита; *6* — досредневизейские отложения; *7* — гранитоиды пермского (акчатауского) комплекса; *8* — гранитоиды раннекаменноугольного (балхашского), среднепозднекаменноугольного (топарского) и позднекаменноугольного (калдырминского) интрузивных комплексов; *9* — вулканические центры: а — каркаралинской свиты, б — калмакэмельской свиты, в — керегетасской свиты; *10* — крупные разломы. Цифрами на схеме обозначены мульдообразные кальдеры: 1 — Южно-Кызылтасская, 2 — Шенгельбайская, 3 — Кокдомбакская, 4 — Борлинская, 5 — Жанетская, 6 — Кызылкайнарская, 7 — Имекская, 8 — Кызыладырская, 9 — Майтасская, 10 — Шанграктасская

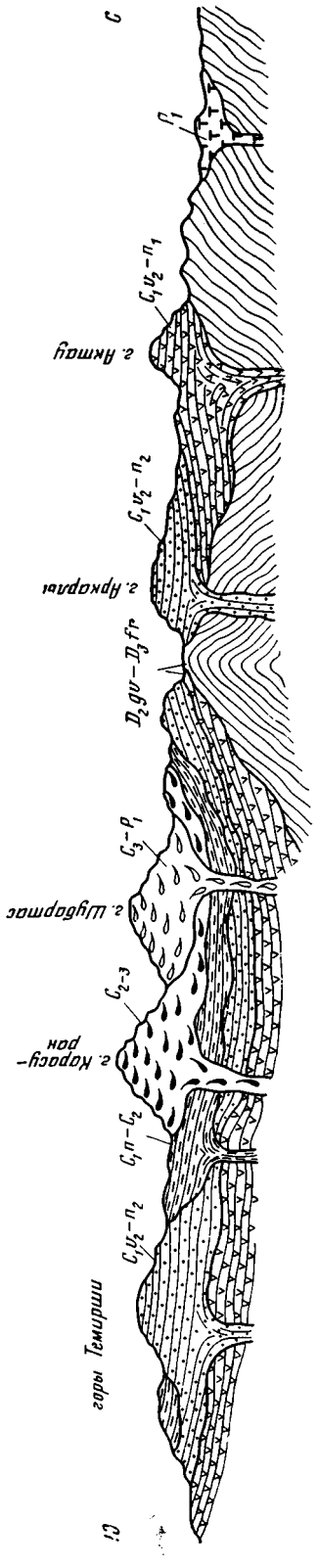


Рис. 73. Схема строения Карасорского раннепермского вулканического массива, по А. М. Курчавову (1970а)

Такое же строение и аналогичные взаимоотношения с гранитоидными интрузиями свойственны, по данным В. А. Арапова (1973), и позднепалеозойскому (средне-позднекаменноугольному — пермскому) вулканическому массиву Чаткало-Кураминских гор.

Таким образом, девонские вулканические массивы Центрально-Казахстанского вулканического пояса и позднепалеозойские вулканические массивы Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Чаткало-Кураминских гор представляют собой совершенно однотипные образования, которым присущи одинаковые особенности строения и условий формирования. Они сочетают в себе как признаки, свойственные орогенным впадинам обычного типа,— прогибание ложа фундамента и интенсивную наземную вулканическую деятельность, состав продуктов которой имеет кислый и основной состав, так и признаки, типичные для сводовых поднятий,— массовое проявление гранитоидного магматизма, продукты которого принадлежат гранит-лейкогранитовой формации (Карта магматических формаций СССР, 1971); возвышенный, в той или иной степени расчлененный рельеф; незначительную роль процессов аккумуляции терригенного материала и, напротив, интенсивную денудацию.

Все изложенное позволяет рассматривать вулканические массивы в качестве самостоятельного структурного типа локализации орогенного магматизма, главную роль в котором, в отличие от орогенных впадин и сводовых поднятий, играют не тектонические, а вулкано-тектонические факторы.

Надо подчеркнуть, что подобные вулканические массивы развиты и в других палеозойских складчатых областях Евразии. Например, в варисцидах Монголии к этой категории относится пермский вулканический массив Мандал-Гоби и ряд других столь же крупных вулканических массивов, находящихся к северо-востоку от него (см. рис. 1). По-видимому, такой же характер имеют пермские — раннетриасовые вулканические массивы на севере Монголии, расположенные по западной и восточной периферии Орхон-

Селенгинского прогиба. Тот же тип массивов, видимо, представлен и в варисцидах Центральной Европы вулканическим нагорьем Галле, образованном раннепермским вулкано-плутоническим дацито-липаритовым комплексом. Следовательно, вулканические массивы, как особый тип локализации орогенных вулкано-плутонических образований, развиты гораздо шире, чем предполагалось раньше.

Тектоническая позиция девонских и позднепалеозойских вулканических массивов Центрального и Восточного Казахстана на первый взгляд представляется совершенно различной. Девонские массивы занимали четкую позицию на краю каледонской складчатой области и своим расположением подчеркивали границу между каледонидами, находившимися на орогенном этапе развития, и варисцидами, в которых в это же время шла геосинклинальная седиментация. Позднепалеозойские массивы, напротив, располагались в центре варисцийского складчатого горного сооружения, обрамляя с юго-запада, севера и северо-востока Джунгарское сводовое поднятие.

Более того, если проанализировать структурное положение средне-позднекаменноугольных и пермских вулканических серий для Джунгаро-Балхашской области в целом, то обнаружится, что они размещаются в самых разных по возрасту структурных зонах — ранне- и поздневарисцийских и каледонских,— пересекая их границы (Кошкин, 1972); в своем распространении они подчиняются субширотному направлению, дискордантному по отношению к простиранию главных варисцийских и каледонских структур этого региона. На этом основании В. Я. Кошкин вообще рассматривает позднепалеозойские вулканические массивы, объединяемые им в Балхаш-Илийский пояс, в качестве внегеосинклинальных образований, что представляется совершенно неверным.

Все сказанное в полной мере относится и к средне-позднекаменноугольному — пермскому Чаткало-Кураминскому вулканическому массиву, во время формирования которого прилежащая часть варисцид Южного Тянь-Шаня уже превратилась в складчатое сооружение, и, следовательно, он никак не мог занимать краевого положения между складчатой областью и развивающейся геосинклинальной системой.

Столь очевидное противоречие между структурным положением позднепалеозойских вулканических массивов, типичным для внутренних орогенных впадин складчатых областей, и особенностями их строения и формами проявления в них орогенного магматизма, обычного для краевых вулканических поясов, не могло быть правильно понято при анализе только региональной тектонической структуры и истории развития палеозоид Центрального и Восточного Казахстана или Средней Азии. Для этого необходим более широкий подход к изучению пространственных закономерностей разных форм проявления орогенного магматизма, к которому мы обратимся ниже в специальном разделе.

Внутригеосинклинальные островодужные вулканические пояса

С краевыми вулканическими поясами, как особым типом структур ограничения складчатых областей, не следует смешивать узкие пояса орогенного или сходного с орогенным вулканизма, свойственные раннеорогенному периоду развития варисцид и каледонид, но возникающие иногда и в конце геосинклинальной стадии в связи с формированием структур типа островных дуг. Мы уже частично касались их выше при рассмотрении историко-хронологических закономерностей в проявлениях орогенного вулканизма. Это фамен-турнейские и визе-намюр-башкирские вулкано-плутонические образования Токрау-Илийского пояса, ранне-среднекаменноугольный магматический комплекс Валерьянов-

ского и Кураминского поясов, намюр-башкирский вулканогенно-моласовый комплекс орогенных впадин Жарминского пояса и Прииртышской зоны смятия в Восточном Казахстане. По-видимому, в этот же тип вулканических поясов нужно включить ранне-среднекаменноугольные вулканические серии Южно-Гиссарского пояса, а также девонский базальто-липаритовый комплекс Тагильской зоны Урала.

Важнейшим общим признаком этих вулканических поясов, на самостоятельный характер которых впервые обратили внимание в Джунгаро-Балхашской области Н. А. Афоничев (1960), а в Средней Азии В. А. Гарьковец (1964), является то, что все они располагались внутри формирующихся геосинклинальных областей и подчинялись их внутреннему структурному плану, возникая на границах эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей или складчатых зон ранней консолидации и остаточных геосинклинальных прогибов, а также на краях вовлеченных в геосинклинальный процесс ранее консолидированных сиалических блоков, подобных срединным массивам или микроконтинентам. Одни из поясов, например Токрау-Илийский в фаменское и турнейское время или Кураминский пояс в раннем и начале среднего карбона, были приурочены к границам варисцийских эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон, трассируя окраины переработанного каледонского фундамента, находившегося в основании миогеосинклиналей. Они выступали в виде островных вулканических гряд, игравших роль своеобразных доскладчатых геоантиклинальных поднятий, возвышавшихся над уровнем моря и служивших барьерами между эвгеосинклинальными морскими бассейнами и миогеосинклинальными или эпиконтинентальными морскими заливами, заходившими в пределы каледонской области Центрального Казахстана. Это было показано Н. А. Афоничевым (1967) и В. Я. Кошкиным (1972) в отношении нижне-среднекаменноугольных вулканогенно-молассовых образований Токрау-Илийского пояса. Аналогичную позицию нижнекаменноугольных вулкано-плутонических образований Кураминского пояса можно установить из работ В. А. Гарьковца (1964), В. А. Буша, Р. Г. Гарецкого, Ю. А. Иванова и Л. Г. Кирюхина (1971).

Другие, также доскладчатые вулканические пояса этой группы, подобные Эдэрэнгин-Нуринскому визе-намюрскому в варисцидах Южной Монголии или девонскому в Тагильской зоне Урала, формировались во внутренних зонах эвгеосинклиналей в растущих островных андезитовых дугах на завершающих стадиях их развития, когда в них уже возникли отдельные участки с гранитно-метаморфическим слоем, и они стали выступать из-под уровня моря в виде островов и островных дуг. В этих случаях, как показали Ю. С. Каретин (1969), С. Н. Иванов и группа авторов (1972), Л. П. Зоненшайн и его соавторы (1970), породы вулканических серий орогенного типа всегда тесно связаны по вертикали и латерали с подстилающими и окружающими эвгеосинклинальными формациями. Видимо, в аналогичных условиях возникли и ранне-среднекаменноугольные Южно-Гиссарский и, хотя бы частично (в своей западной части), Валерьяновский пояса.

Наконец, еще одна разновидность внутригеосинклинальных поясов раннеорогенного вулканизма формировалась в складчатых зонах ранней консолидации. Эта «наиболее орогенная» разновидность вулканических поясов рассматриваемого типа отличалась вулканогенно-молассовым составом слагающих ее комплексов, заполнявших цепочки орогенных впадин и грабенов, наложенных на складчатые геосинклинальные структуры или образовывавших отдельные вулканические массивы. Такова позиция поздневизейских, намюрских и башкирских вулкано-плутонических комплексов Северного Прибалхашья, Токрауской впадины и Южной Джунгарии, а также Жарминского пояса в Восточном Казахстане.

Островодужные пояса раннеорогенного вулканизма, как мы их будем называть в дальнейшем, отличаются от краевых вулканических поясов и преобладающим составом продуктов орогенного магматизма, и его незрелостью, если так можно выразиться, что хорошо согласуется с возникновением таких поясов на самых ранних стадиях орогенного развития геосинклинальных областей. Среди вулканических продуктов главное место занимают андезиты, андезито-базальты и андезито-дациты, реже — липариты известково-щелочного либо щелочноземельного типа обычно с явной натровой специализацией. Ассоциирующие с ними интрузивные комплексы представлены габбро-плагиогранитной или габбро-диорит-гранодиоритовой формациями. Эти особенности сближают их магматизм с магматизмом переходной стадии развития эвгеосинклиналей и, напротив, резко отличают его от магматизма краевых вулканических поясов, вулкано-плутоническим комплексам которых свойствен более кислый состав вулканитов и калиевый характер гранитоидных интрузий.

Изучение этой группы внутригеосинклинальных поясов раннеорогенного вулканизма по существу еще только начинается. Однако уже сейчас можно сказать, что такие пояса очень разнообразны и по своей структурной позиции, и по характеру соотношений с подстилающими образованиями, и по преобладающему составу магматических продуктов. По-видимому, здесь мы имеем дело с различными членами единого эволюционного ряда островодужных раннеорогенных вулканических поясов, крайними членами которого являются, с одной стороны, островные вулканические дуги эвгеосинклинального типа, в которых в процессе становления гранитно-метаморфического слоя (еще на собственно геосинклинальной стадии их развития) появляются кислые вулканические серии дацитового и плагиолипаритового состава и начинают формироваться нижние молассы, а с другой, орогенные вулканические пояса островного типа, формирующиеся на краях древних сиалических блоков (автохтонных и аллохтонных), заново вовлеченных в геосинклинальный процесс.

Палеозойские внутригеосинклинальные островодужные пояса раннеорогенного вулканизма, если искать их аналоги в современных геосинклинальных областях, например в зоне перехода между Тихим океаном и Азией, могут быть сопоставлены с кайнозойскими вулканическими поясами Японии, Камчатки, Южных Курил. Они демонстрируют тесную неразрывную генетическую связь между магматическими проявлениями геосинклинального и орогенного типов, которые в едином процессе постепенно сменяли друг друга.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Выявление характерных геологических связей между тектоническими структурами и разными формами проявления орогенного магматизма не исчерпывает полностью всю проблему отношений орогенного магматизма к тектонике.

Исходя из этих относительно частных закономерностей, затруднительно ответить на более широко поставленный вопрос, почему в одних складчатых геосинклинальных областях (каледониды Южной Сибири, Центрального Казахстана, варисциды Центральной и Восточной Европы, Восточного Казахстана и Монголии) орогенный вулканизм проявился очень широко, а в других (варисциды Урала и Аппалач, Томь-Колыванской зоны, каледониды Норвегии и Северной Земли) практически отсутствовал?

Опираясь на региональный геологический материал, можно лишь констатировать, но нельзя объяснить, почему в одних складчатых обла-

стях (например, в каледонидах Центрального Казахстана или Алтае-Саянской области) существует закономерная связь между зонами ранней консолидации, формированием на них наложенных орогенных впадин и щелочным типом орогенного вулканизма, а в других (варисцидах Монголии, Казахстана и Центральной Европы) эта связь резко нарушена. Такие же вопросы возникают и при анализе особенностей размещения столь специфических образований, как вулканические массивы, которые в каледонидах Центрального Казахстана группируются в четко выраженном девонском краевом вулканическом поясе, а в варисцийских складчатых областях того же региона занимают положение внутренних орогенных впадин, сопряженных со сводовыми поднятиями.

Можно, разумеется, объяснить такие отличия в характере связей орогенных тектонических структур и орогенного магматизма в каледонских и варисцийских складчатых областях особенностями эволюции геологических процессов в истории развития Земли и, тем самым, по существу уклониться от поисков решения возникших противоречий. Однако тогда сразу же встает другой вопрос, почему, например, структуры типа краевых вулканических поясов формировались в каледонских областях, затем вновь возродились в еще более грандиозных масштабах в мезозойских и кайнозойских областях по периферии Тихого океана, но полностью отсутствовали в позднем палеозое в варисцийских складчатых областях Евразии? Очевидно, эволюцией геологических процессов во времени эти особенности объяснить нельзя, и причины наметившихся различий следует искать в особенностях внутренней структуры конкретных палеозойских складчатых областей или в характере их взаимоотношений с другими, более молодыми геосинклинальными областями, обратив при этом особенное внимание на положение поясов и ареалов орогенного вулканизма относительно одновозрастных эвгеосинклинальных зон.

На большую важность и перспективность изучения латеральных связей между геосинклинальным и орогенным вулканизмом неоднократно указывали Н. П. Херасков, Н. А. Штрейс и И. В. Лучицкий, однако настоящий интерес в этой проблеме проявился только в последние годы.

Анализ пространственного размещения и сравнения в масштабе палеозоид всей Евразии весьма разнообразных по составу и специфике проявлений орогенных вулканических и вулкано-плутонических комплексов требует особого подхода, который учитывал бы наиболее общие особенности их состава и строения и, вместе с тем, исключал бы провинциальные черты, затушевывающие общую картину.

Главные комплексы орогенных вулканических формаций

Один из важнейших признаков, характеризующий изменение состава продуктов вулканизма во времени и пространстве,— щелочность пород. На большое значение этого признака при выявлении пространственных закономерностей в размещении вулканических серий разных типов на окраинах континентов уже обращали внимание А. Н. Заварицкий (1950), А. Ирдли (1954), а применительно к островным дугам — Р. Ван Бемелен (1957). В последнее время в связи с разработкой проблем «новой глобальной тектоники» закономерная латеральная изменчивость состава пород и их щелочности была установлена в вулканических сериях Японской островной дуги и островных дуг Индонезии и Малайзии (Куно, 1970; Сугимура, 1970), на западной окраине Северной Америки (Dickinson, 1971; Dickinson, Hatherton, 1967; Lipman a. o., 1972), в южноамериканских Андах (Ratsui, 1972) и в ряде других мест. Аналогичные закономерности, связанные с возрастанием щелочности и особенно содержания в породах калия в направлении от краев в глубь континен-

тов, были установлены для мезозойских и кайнозойских гранитоидов на западной окраине Южной Америки (Hamilton, 1969) и на востоке Азии (Вистелиус и др., 1969).

Поэтому мною была предпринята попытка сгруппировать палеозойские орогенные вулканические формации в естественные комплексы, которые различались бы по степени насыщенности пород щелочами, а применительно к породам базальтоидного состава и по степени насыщенности пород кремнекислотой — признаками, которые, как показал Ю. М. Шейнманн (1965), позволяют разделять базальтовые серии толеитового и оливин-базальтового типов. Оказалось, что эти петрохимические признаки позволяют объединить все столь разнообразные по составу девонские и позднепалеозойские орогенные вулканические формации в два главных комплекса: 1) щелочноземельных формаций, довольно точно отвечающих базальто-андезито-липаритовой группе формаций Ю. А. Кузнецова (1964), и 2) субщелочных базальтовых, трахиандезитовых и щелочных трахибазальтовых и трахилипаритовых формаций. Первый из них представляет собой типичную орогенную вулканическую серию, давно описанную А. В. Пейве и Н. М. Синицыным (1950) под названием порфировой формации. Второй комплекс, включающий вулканические породы повышенной щелочности, а также резко недосыщенные кремнекислотой субщелочные базальтовые серии, обычно рассматривают в качестве субплатформенного или платформенного.

Комплекс щелочноземельных орогенных вулканических формаций, как правило, состоит из нескольких конкретных формаций (андезито-базальтовой, андезитовой, дацито-липаритовой и т. д.), слагающих самостоятельные геологические тела в несколько сотен и даже тысяч метров, которые нередко перемежаются между собой и образуют в таких случаях подобие вулканических циклов гомодромного или антидромного характера. Неоднократное повторение однотипных формаций в вертикальном разрезе вулканических серий и постепенные переходы между разными формациями, а также постоянное присутствие в составе одних формаций в качестве второстепенных членов пород других формаций (в липаритовых формациях — андезитов и базальтов, и наоборот) — все это указывает на то, что сами формации находятся в теснейшем парагенезе и образуют вполне закономерные сочетания в виде формационных комплексов, или надформаций. Подобное строение рассматриваемый комплекс имеет, например, в позднепалеозойских вулканических массивах Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Срединного Тянь-Шаня, а также в девонских вулканических массивах Центрального Казахстана.

В других случаях щелочноземельный комплекс может быть представлен одной конкретной формацией — липаритовой, дацито-липаритовой или сложной гетерогенной базальто-андезито-липаритовой,— отличающейся незакономерным и тесным переплетением лавовых, субвулканических и пирокластических пород основного, среднего и кислого состава. Такое строение комплекс имеет, например, в девонских вулканических сериях Горного Алтая и Тувы, в отдельных районах Центрального Казахстана, в позднепалеозойских образованиях Северного Кавказа и Центральной Европы.

Вулканические породы рассматриваемого комплекса по своим петрохимическим особенностям относятся либо к известково-щелочному (тип Пеле), либо щелочноземельному (тип Лассен-Пик) классам, хотя в наиболее молодых членах вулканических серий щелочность пород (особенно кислых) иногда несколько возрастает. Породы основного и среднего состава обычно демонстрируют высокую скорость насыщения кремнекислотой в процессе магматической дифференциации — толеитовую тенденцию, по Ю. М. Шейнманну (1965). Коэффициент Шейнманна,

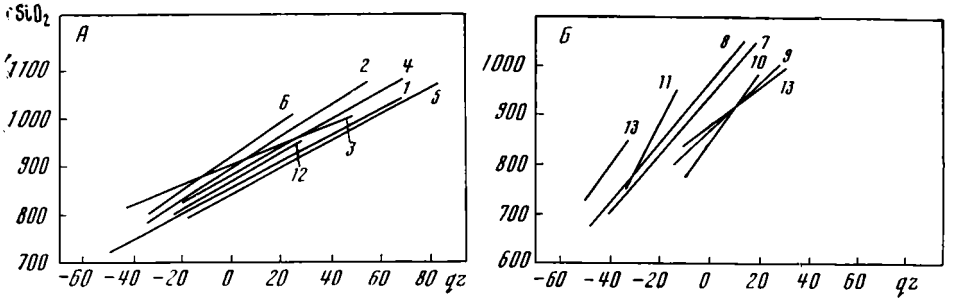


Рис. 74. Петрохимические диаграммы для пород основного состава орогенных вулканических серий. Система координат: сумма кремнезема (вертикальная ось), кварцевое число Ниггли (горизонтальная ось)

А — комплекс щелочноземельных формаций, Б — комплекс щелочных и субщелочных формаций 1 — ранне-среднедевонские породы Тувинского прогиба (коэффициент Шейнманна, К=38); 2 — ранне-среднедевонские породы прогиба Срединной Долины Шотландии (К=32); 3 — ранне-среднедевонские породы Сарысу-Тенизского водораздела Центрального Казахстана (К=44); 4 — раннепермские породы Заальского прогиба Центральной Европы (К=37); 5 — среднеэоценовые породы Севано-Ширакского прогиба Армении (К=36); 6 — плиоцен-четвертичные породы Армянского нагорья (К=33); 7 — ранне-среднедевонские породы Минусинских впадин (К=16); 8 — раннекаменноугольные породы наложенных мульд Шотландии (К=16); 9 — средне-позднедевонские породы наложенных впадин Сарысу-Тенизского водораздела Центрального Казахстана (К=22); 10 — позднеэоценовые — олигоценовые породы Севано-Ширакского прогиба Армении (К=17); 11 — плиоцен-четвертичные породы Грузинской глыбы (К=10); 12 — долериты Карру (К=34) в качестве типичных пород толеитового ряда; 13 — третичные и четвертичные породы Прибайкалья (две наклонные, К=14 и К=24) в качестве типичных пород оливин-базальтового (трахибазальтового) типа

рассчитанный для них, достигает 38—44 и более (рис. 74), что типично для орогенных вулканических серий.

Комплекс щелочных и субщелочных формаций включает, с одной стороны, такие типичные щелочные формации как трахибазальтовую (оливин-базальтовую), трахилипаритовую, контрастную трахибазальто-трахилипаритовую, а с другой, субщелочные — базальтовую (переходную между оливин-базальтовой и трапповой) и трахиандезитовую, — которые нередко рассматривают в качестве крайних щелочных представителей известково-щелочного класса вулканических пород. Объединить эти столь различные, на первый взгляд, формации в единый комплекс позволяет то, что, во-первых, совпадает время и место их образования; во-вторых, существуют постепенные переходы между ними при одинаковой структурной позиции всех этих формаций; в-третьих, все они находятся в парагенезе с эпигеосинклинальными молассами. Последнее обстоятельство, а также быстрое изменение состава формаций по латерали позволяют отличать их от сходных по петрохимическим особенностям пород платформенных формаций (оливин-базальтовых, трапповых), характеризующихся, как известно, выдержанным строением на больших пространствах.

В вертикальном разрезе комплекс щелочных и субщелочных формаций состоит в каждом отдельном случае из одной, максимум двух конкретных формаций. Для комплекса характерны разнообразные, иногда довольно сложные латеральные сочетания различных формаций. Чаще всего рассматриваемый комплекс представлен трахибазальтовой или трахилипаритовой формациями, либо контрастной трахибазальто-трахилипаритовой. Подобное строение он имеет в пермских образованиях Северного Прибалхашья, Южной Джунгарии и Срединного Тянь-Шаня, а также на севере Центральной Монголии, в ранне-среднедевонских образованиях Восточного Саяна и Восточной Тувы. Трахибазальтовая формация обычно приурочена к наложенным впадинам, а трахилипаритовая — к тектоническим поднятиям, обрамляющим эти впадины. Однако в ряде

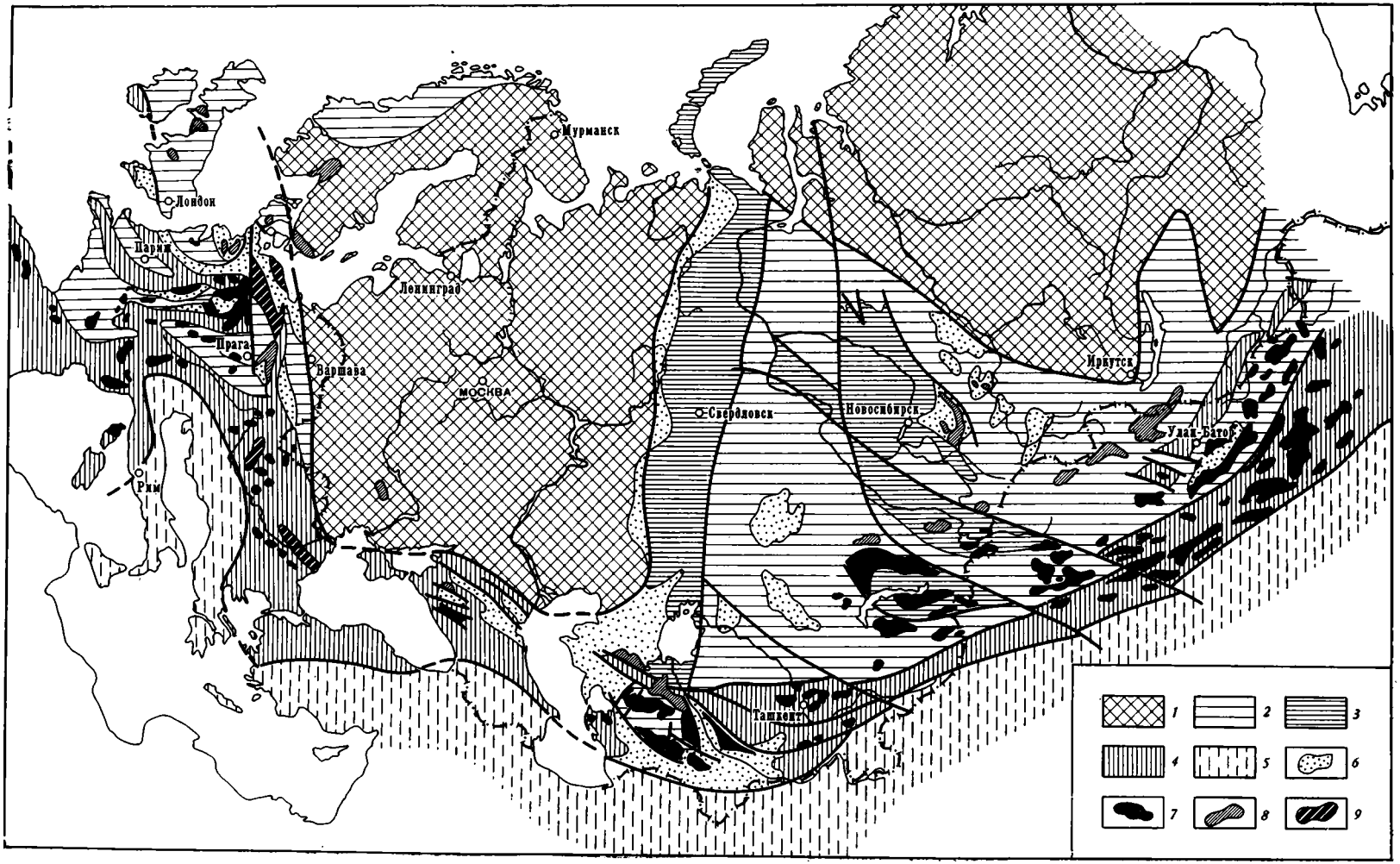
мест (например, в девонских образованиях Минусинских впадин) главную роль в составе комплекса играют субщелочная базальтовая или трахиандезитовая формации, только на отдельных участках замещающиеся по латерали щелочными породами трахибазальтовой формации.

Породы вулканических серий, относимых к щелочному комплексу, отличаются повышенной общей щелочностью и часто увеличенным содержанием калия. Это относится к породам как кислого, так и основного состава. Кислые породы, распространенные только в трахилипаритовой и в контрастной трахибазальто-трахилипаритовой формациях, обычно представлены трахилипаритами (лавы, вулканические брекчии, игнимбриты), отличающимися высоким содержанием щелочей и присутствием таких щелочных минералов, как рибекит и эгирин. Базальты, диабазы, долериты и трахиандезиты, как правило, сильно недосыщены кремнеземом. Магматическая дифференциация, в процессе которой они образовались, характеризовалась очень малой скоростью насыщения пород кремнекислотой по мере возрастания общей кислотности (оливин-базальтовая тенденция, по Ю. М. Шейнманну), что может указывать на оливин-базальтовый состав родоначальной магмы не только для трахибазальтовой, но и для субщелочных базальтовой и трахиандезитовой формаций. Коэффициент Шейнманна и в тех, и в других колеблется в пределах от 10 до 22—24 (см. рис. 74). В тех случаях, когда в составе соответствующих формаций присутствуют продукты далеко зашедшей магматической дифференциации, последние могут быть представлены либо трахитами, трахидацитами и плагиопорфирами (ортофирами), что свойственно субщелочной базальтовой и трахиандезитовой формациям (типы Сан-Франциско, Этны), либо настоящими щелочными породами — лейцитовыми и нефелиновыми базальтами, эссекситами, фонолитами, тефритами, базанитами и комендитами в трахибазальтовой формации (тип Марос-Хайвуд).

Комплексы щелочноземельных и щелочных вулканических формаций находятся в совершенно определенных взаимоотношениях. По вертикали (во времени) щелочноземельный комплекс обычно (хотя и не всегда) сменяется щелочным, что отражает отмеченные выше особенности эволюции орогенного вулканизма. Однако эти два формационных комплекса сменяют друг друга и в латеральном направлении, что представляется чрезвычайно важным для выявления наиболее общих тектонических закономерностей размещения палеозойского орогенного вулканизма.

Евразийский пояс позднепалеозойского орогенного вулканизма

Для выявления особенностей пространственного размещения позднепалеозойского орогенного вулканизма и характера его взаимоотношений с варисцийскими и более древними складчатыми сооружениями составлена карта (рис. 75), на которой показаны все более или менее значительные участки современного распространения позднепалеозойских вулканических пород этого типа на фоне главнейших структурных элементов Европы и Северной Азии. Возраст показанных на этой карте вулканических пород ограничен второй половиной среднего карбона — пермью, т. е. временем главной эпохи орогенного вулканизма в варисцийских складчатых областях. Карта явилась результатом изучения всех существующих региональных геологических материалов по геологии, формационному составу и структуре позднепалеозойских орогенных комплексов и, особенно, парагенетически связанных с ними вулканических серий различных районов Евразии, а также большого числа геологических и специализированных формационно-магматических карт


Мурманск
Лондон
Париж
Ленинград
Прага
Варшава
МОСКВА
Свердловск
Новосибирск
Иркутск
Улан-Батор
Рим
Ташкент
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Советского Союза и зарубежных стран. Были учтены и данные глубокого бурения, вскрывшего в ряде мест Северо-Германской, Мизийской и Туранской плит, а также в Большой Венгерской впадине под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом позднепалеозойские орогенные вулканические серии.

Выяснилось, что продукты позднепалеозойского орогенного вулканизма локализуются в гигантском широтном поясе, протягивающемся через всю Европу и Азию от Арморикансного массива и Пиренеев на западе, через Западную и Центральную Европу, Балканы, Северный Кавказ, юг Туранской плиты, Тянь-Шань, Центральный и Восточный Казахстан, Северо-Западный Китай и Монголию вплоть до северных районов Северо-Восточного Китая и Западного Сихотэ-Алиня на крайнем востоке. Именно в этом поясе сосредоточены комплексы щелочноземельных наземных орогенных вулканических формаций среднего — позднего карбона и нижней перми, слагающие его внутреннюю зону. К югу от этого пояса какие-либо признаки позднепалеозойского орогенного наземного вулканизма полностью отсутствуют в связи с господством морских условий, в которых в позднем палеозое и раннем мезозое формировались терригенные, кремнистые и карбонатные отложения. Севернее, во внешней зоне пояса и за ее пределами, позднепалеозойский наземный вулканизм, хотя и проявлялся спорадически, но его продукты имеют другой состав — щелочной и существенно основной — и относятся к щелочному формационному комплексу.

В некоторых районах, отличавшихся мощным и длительным позднепалеозойским орогенным вулканизмом (Северное Прибалхашье, Южная Джунгария, Чаткало-Кураминский массив и Южный Гиссар), комплекс щелочноземельных формаций может сменяться по вертикали более молодым комплексом щелочных формаций позднепермского и раннетриасового возраста, что отражает заключительную стадию эволюции орогенного вулканизма в этих регионах и поэтому не должно учитываться при анализе латеральных изменений состава вулканических продуктов главной (средне-позднекаменноугольной — раннепермской) эпохи позднепалеозойского орогенного вулканизма.

В большей своей части позднепалеозойский вулканический пояс лежит в пределах варисцийских складчатых областей, хотя в ряде мест (Северо-Германская низменность, Северный Тянь-Шань, Чингиз, Юго-Западный Алтай, Северная Монголия) выходит за их границы и накладывается на каледонские, салаирские и более древние складчатые сооружения.

Особенно важным представляется то, что позднепалеозойский вулканический пояс пересекает вкрест простирания такие варисцийские складчатые системы как Уральская, Тянь-Шаньская и Обь-Зайсанская, южные части которых попадают в пределы главной внутренней зоны

Рис. 75. Позднепалеозойский орогенный вулканизм на фоне главнейших структурных элементов Европы и Азии (без учета палинспастических построений)

1 — древние платформы; *2* — области каледонской и байкальской складчатости, объединенные; *3* — варисциды Казахстано-Сибирского и Уральского складчатых поясов; *4* — широтная система варисцид складчатого пояса Палеотетиса; *5* — киммерийские (позднепалеозойские — раннемезозойские) складчатые зоны Палеотетиса; мезозойские и кайнозойские складчатые зоны Альпийско-Гималайского пояса, а также аллохтонные и автохтонные массивы кристаллических пород; *6* — позднепалеозойские краевые прогибы и внутренние орогенные впадины, выполненные континентальными молассами среднего — верхнего карбона, перми иногда триаса; *7—9* — позднепалеозойские вулканические серии Евразийского пояса орогенного вулканизма: *7* — комплекс щелочноземельных вулканических формаций, средне-позднекаменноугольных — раннепермских, *8* — комплекс щелочных и субщелочных вулканических формаций ранней перми, местами также поздней перми, *9* — комплекс щелочноземельных вулканических формаций, вскрытый бурением в фундаменте Северо-Германской низменности, Мизийской плиты и Паннонской впадины

вулканического пояса и характеризуются массовым проявлением щелочноземельного орогенного вулканизма, а северные, оставшиеся вне пояса, практически лишены сколько-нибудь значительных его признаков (Пронин, 1962). Проявившийся там локальный вулканизм в триасе, реже в перми (на юге Магнитогорского синклинория), как показали специальные исследования (Иванов, 1969; Кутолин, 1963; Червяковский, 1972; Иванов и др., 1973), относится к субплатформенному типу и представлен субщелочными, трапповыми и щелочными оливин-базальтовыми формациями.

Южная граница позднепалеозойского вулканического пояса более определенна. Она следует параллельно южной границе широтного пояса варисцийских складчатых областей, будучи несколько смещенной внутрь варисцид. Характерно, что вулканический пояс, как правило, не распространялся на так называемые поздние варисциды (или ранние киммериды) с морскими верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями, которые в виде узкой полосы окаймляют пояс с юга, а также на варисцийские геосинклинальные прогибы «сквозного развития», которые впоследствии переросли в альпийские геосинклинали.

Позднепалеозойские вулканические образования занимают в пределах пояса различное структурное положение. Они развиты в зонах варисцийских геосинклинальных прогибов и разделяющих их геоантиклинальных поднятий, широко представлены на площади срединных массивов, образованных каледонскими и более древними складчатыми комплексами, и распространены, наконец, в ряде случаев в смежных с варисцидами частях каледонских и байкальских складчатых областей. В связи с этим позднепалеозойский вулканический пояс в самом общем виде можно подразделить на три сектора — западный, центральный и восточный,— которые различаются по характеру и возрасту складчатого субстрата орогенных вулканических серий и по особенностям структурных форм, в которых локализованы их продукты.

Восточный сектор пояса, строение которого изучалось нами непосредственно и было подробно охарактеризовано выше при описании позднепалеозойских орогенных структур Монголии, включает, помимо Монголии, Северо-Западный Китай и южные отроги Тарбагатая и Саура. В бóльшей своей части он расположен в пределах широтной системы центральноазиатских варисцид, охватывая как эвгеосинклинальные складчатые сооружения, так и моногеосинклинали, развивавшиеся по их северной периферии на раннекаледонском складчатом фундаменте, а также крупные выступы последнего, на которых формировались наиболее обширные позднепалеозойские орогенные структуры. В восточном секторе пояс простирается в полном соответствии с субширотной ориентировкой подстилающих его варисцийских складчатых сооружений, закономерно вписываясь своими отдельными элементами в общий структурный план этого региона.

Главную роль в размещении продуктов позднепалеозойского орогенного вулканизма здесь играли разнообразные внутренние орогенные впадины и прогибы — Северо-Гобийская, Ульдзинская, Ноянсомонская, Манлайская и Орхон-Селенгинский прогиб, а также ряд других более мелких структур Монголии, крупная Турфан-Хамийская впадина, описанная В. М. Синицыным (1956, 1957) в Северо-Западном Китае, и Кендерлыкская впадина в хр. Саур (Клейман, 1960). В прямой связи с этим орогенные вулканиты здесь, как правило, находятся в тесном парагенезе с эпигеосинклинальными сероцветными и красноцветными молассами среднего — верхнего карбона и нижней перми, образуя вулканогенно-молассовые комплексы, которые в наиболее крупных орогенных впадинах перекрыты чехлом верхних континентальных моласс позднепермского — раннетриасового возраста.

В восточном секторе особенно четко выражена продольная зональность строения позднепалеозойского вулканического пояса, отмеченная изменением состава и степени щелочности вулканических пород, что было детально изучено на примере позднепалеозойских вулканических серий Монголии (Моссаковский, 1971, 1972; Кепежинскас, 1973; Кепежинскас и др., 1970). Главная внутренняя часть пояса, располагавшаяся в Южной и Центральной Монголии и наложившаяся здесь как на варисцийские эвгеосинклинальные зоны, так и на выступы раннекаледонского фундамента, образована средне-позднекаменноугольными и раннепермскими андезито-липаритовыми и липаритовыми формациями щелочноземельного, высокоглиноземистого типа (рис. 76). По направлению на север, во внешней части пояса этот формационный комплекс сменяется одновозрастными (раннепермскими, а также более молодыми — позднепермскими — раннетриасовыми) вулканическими формациями щелочного комплекса, которые наиболее широко представлены на севере Монголии — в Орхон-Селенгинском прогибе и по его периферии. Здесь сформировалась контрастная трахибазальто-трахилипаритовая серия, отличающаяся, как показала В. В. Кепежинскас, повышенным содержанием в породах калия.

Общая тенденция закономерного возрастания содержания калия в позднепалеозойских вулканических породах Монголии в направлении с юга на север, т. е. вкрест простирания вулканического пояса, выражена очень четко (см. диаграммы на рис. 77).

Одновременно намечается и другая важная тенденция, связанная с закономерным изменением возраста позднепалеозойских вулканических серий в том же направлении. В Южной Монголии они имеют средне-позднекаменноугольный — раннепермский возраст, в Центральной Монголии — раннепермский возраст, в редких случаях охватывающий начало поздней перми, а в Северной Монголии — раннепермский и главным образом позднепермский — раннетриасовый возраст.

Но особенно важная особенность Монгольского поперечника позднепалеозойского вулканического пояса та, что здесь его внутренняя зона со средне-позднекаменноугольным — раннепермским щелочноземельным вулканизмом ограничена с юга — во Внутренней Монголии — областью одновозрастной (позднепалеозойской) мио -и эвгеосинклинальной седиментации, представлявшей собой краевую часть обширного морского бассейна — Палеотетиса.

Позднепалеозойская — раннемезозойская (киммерийская) геосинклинальная система Внутренней Монголии, эвгеосинклинальная природа которой была установлена только в последние годы в результате исследований О. Д. Суетенко (1971; Борзаковский, Суетенко, 1970), представляет исключительный интерес, так как уже один факт ее выявления заставляет пересмотреть или внести очень существенные коррективы в установившиеся представления о древней континентальной структуре Внутренней Монголии и сопредельных районов Центральной Азии. Эта киммерийская складчатая система, как показали Ю. А. Борзаковский и О. Д. Суетенко (1970), в виде отдельных, тектонически разрозненных в современной структуре узких блоков прослеживается в субширотном направлении далеко за пределы Монголии — на восток вплоть до Чжангуанцайлинского (Восточный Китай) и Лаоелин-Гродековского (Южное Приморье) районов, а на западе, по крайней мере, до северных районов провинции Ганьсу в Китае. Она состоит из двух зон: северной миогеосинклинальной и южной эвгеосинклинальной.

Миогеосинклинальная Даланульско-Лугингольская зона характеризуется морским карбонатно-терригенным разрезом карбона и перми (известняково-рифовая, кремнисто-сланцевая и флишоидная формации). Эвгеосинклинальная Солонкерская зона отличается вулканогенным типом разреза карбона и перми, которому свойственно широкое

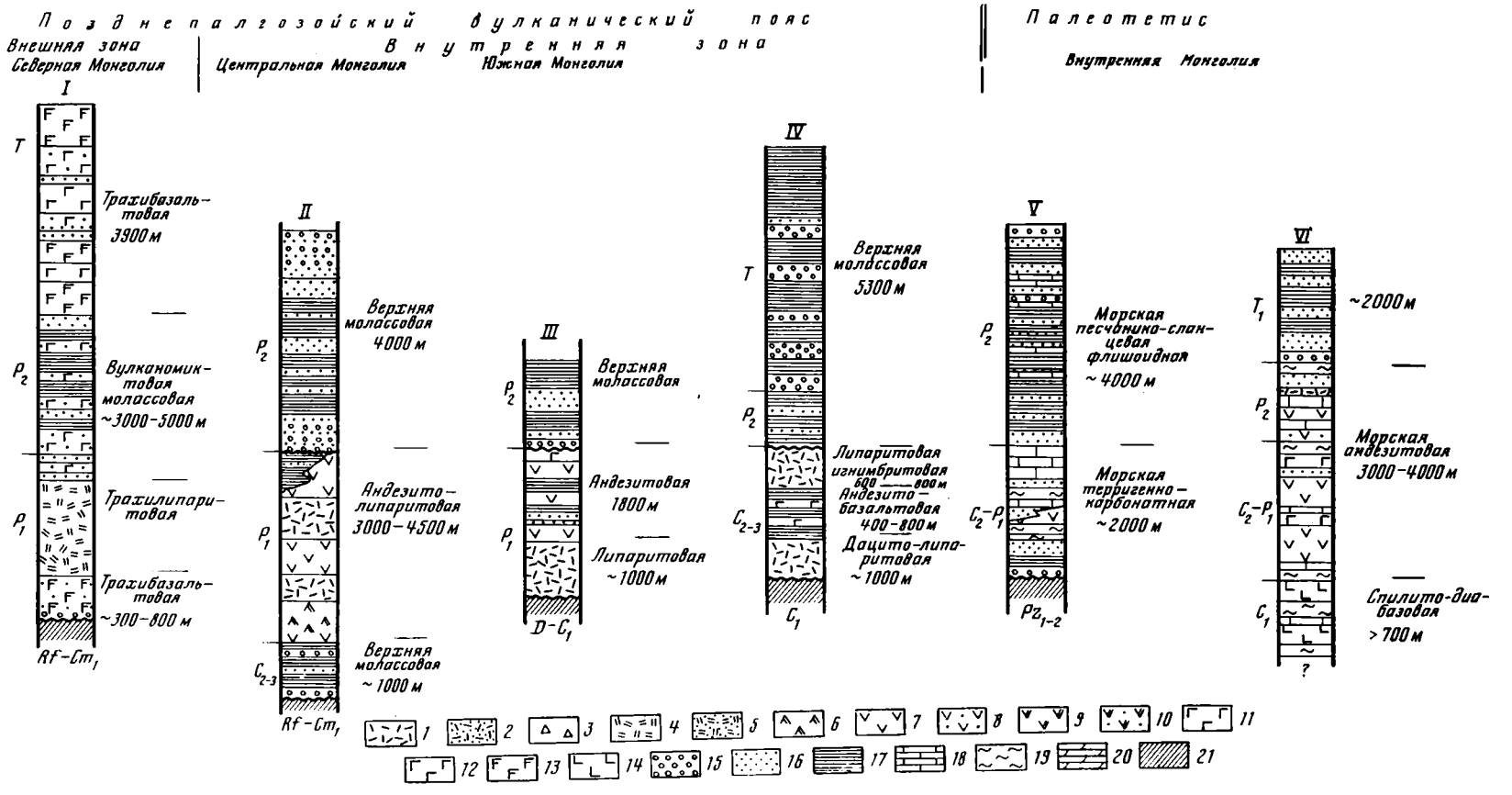


Рис. 76. Строение и формационный состав позднепалеозойских орогенных вулканических серий Монголии (поперечное сечение восточного сектора Евразийского вулканического пояса и северной части Палеотетиса)

I — Орхон-Селенгинский прогиб, II — Северо-Гобийская впадина, III — Джинсэтская грабен-синклиналь, IV — Ноянсомонская впадина, V — Даланульско-Лугингольская миогеосинклиналь, VI — Солонкерский эвгеосинклинальный прогиб

1 — липариты; *2* — туфы и игнимбриты кислого состава; *3* — туфобрекчии кислого состава; *4* — трахилипариты; *5* — туфы и игнимбриты трахилипаритового состава; *6* — дациты и трахидациты; *7* — андезиты; *8* — туфы среднего состава; *9* — трахиандезиты; *10* — туфы трахиандезитового состава; *11* — базальты и андезито-базальты; *12* — туфы основного состава; *13* — трахибазальты; *14* — спилиты и диабазы; *15* — конгломераты; *16* — песчаники; *17* — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; *18* — известняки; *19* — кремнистые сланцы и яшмы; *20* — мергели; *21* — складчатый фундамент

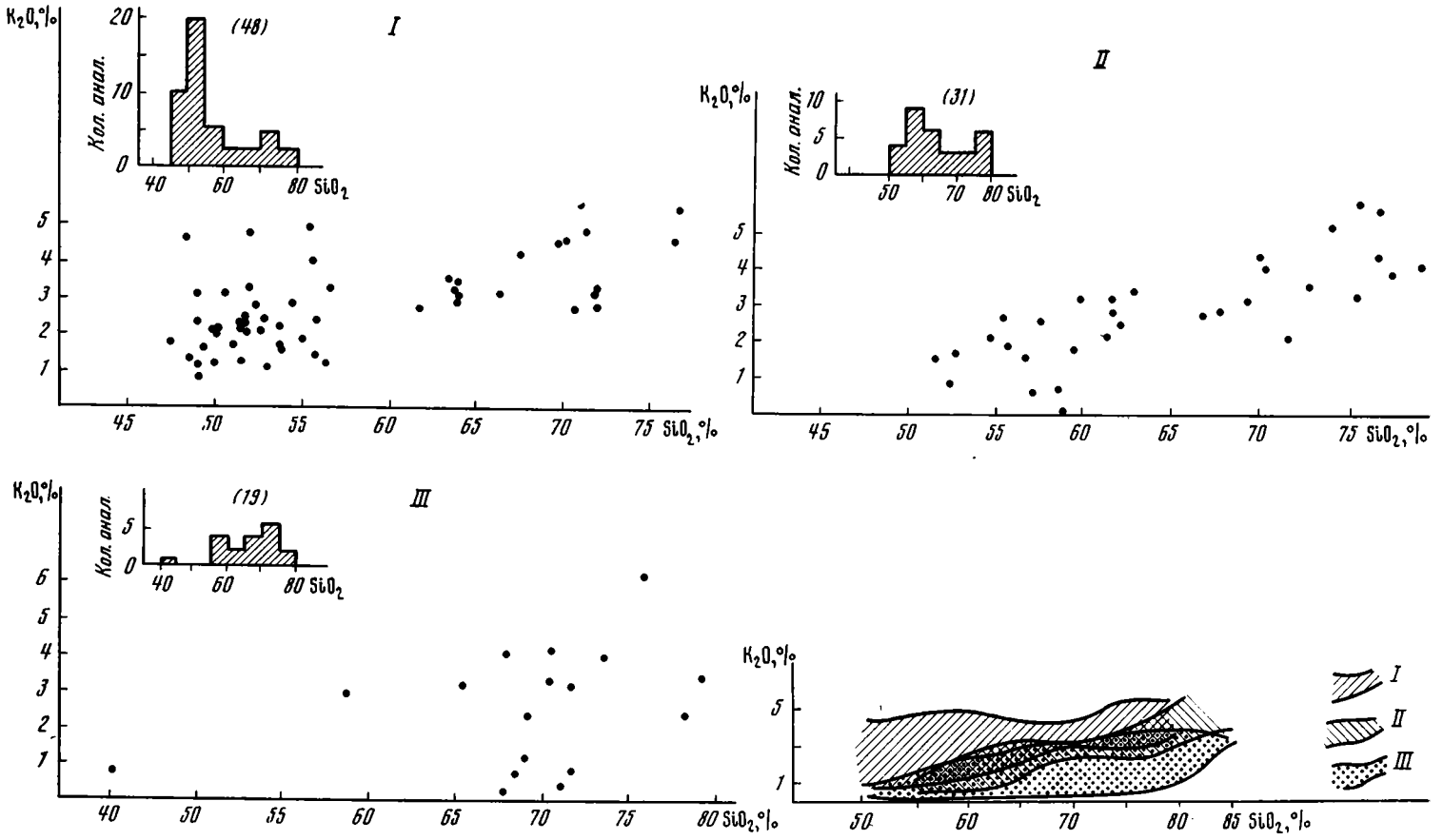


Рис. 77. Диаграммы, иллюстрирующие отношение K_2O к Si_2O в позднепалеозойских вулканических породах Монголии

I — Северная Монголия, II — Центральная Монголия, III — Южная Монголия. В скобках указано количество анализов по каждой диаграмме

развитие спилитов, яшм, радиоляритов и других кремнистых пород, зеленокаменно измененных андезитов, находящихся в сложных сочетаниях с рифовыми известняками, песчаниками и гравелитами (спилито-диабазовая, андезитовая и кремнисто-сланцевая формации). Перечисленные породы нередко ассоциируют с очень крупными тектоническими линзами гипербазитов, пронизывающих в виде протрузий и, вероятно, меланжа весь разрез отложений Солонкерской зоны, что может рассматриваться как указание на мощный горизонтальный стресс и тектоническое скучивание, которые испытала Внутренне-Монгольская система в раннем мезозое.

Таким образом, в восточном секторе вскрыт и изучен полный поперечник позднепалеозойского вулканического пояса и четко устанавливается его краевое положение по отношению к одновозрастной киммерийской эвгеосинклинальной системе Внутренней Монголии.

Центральный сектор вулканического пояса охватывает Тянь-Шань, Прибалхашье, Джунгарию и Восточный Казахстан. Этот сектор резко отличается от Восточного тем, что в его пределах пояс резко несогласно (почти под прямым углом) пересекает простирающиеся с юга и юго-востока на север и северо-запад Урало-Тянь-Шаньскую, Джунгаро-Балхашскую и Обь-Зайсанскую варисцийские складчатые системы (включая и тесно связанные с их развитием узкие пояса раннеорогенного вулканизма) и более древние каледонские складчатые зоны Северного Тянь-Шаня и Чингиза.

Продукты позднепалеозойского вулканизма здесь, в отличие от Восточного сектора, участвуют в строении крупных вулканических массивов, в формировании которых главную роль играли разнообразные вулкано-тектонические процессы. Как уже подчеркивалось, в рельефе эти массивы выступали как расчлененные вулканические нагорья, а в структурном отношении представляли собой крупные вулканические впадины на поверхности варисцийского или каледонского складчатого фундамента. Подобными вулканическими массивами являются Чаткало-Кураминский, Илийский, Токрауский, Северо-Прибалхашский, большинство из которых было приурочено к участкам пересечения субширотным позднепалеозойским вулканическим поясом узких субмеридиональных поясов ранне-среднекаменноугольного раннеорогенного вулканизма.

Пространственные взаимоотношения главных комплексов орогенных вулканических формаций в Центральном секторе пояса представлены на рис. 78. На юге, во внутренней зоне пояса, в пределах Южной Джунгарии, как установили В. Ф. Беспалов (1960), К. А. Азбель и М. Р. Борукаева (1966б; Азбель и др., 1971), Г. М. Фремд (1963, 1972), а также в Чаткало-Кураминском вулканическом массиве Срединного Тянь-Шаня (Васильковский, 1952; Раджабов, 1964; Арапов, 1968; Хайдаров, 1968; Далимов и др., 1971) комплекс щелочноземельных андезитовых, андезито-базальтовых и андезито-липаритовых формаций имеет максимальный возрастной объем, охватывающий вторую половину среднего и весь поздний карбон, раннюю и частично позднюю пермь. К щелочному комплексу относятся вулканические образования только второй половины поздней перми и раннего триаса (Ткаченко, 1969; Арапов, 1968).

В Северном и Северо-Восточном Прибалхашье в Токрауском и Северо-Прибалхашском вулканических массивах, т. е. несколько севернее, к комплексу щелочноземельных формаций относятся дацито-липаритовые и липаритовые вулканиты второй половины среднего — верхнего карбона и частично перми (Кошкин, 1963; Гаек, 1966; Бахтеев, 1967; В. С. Попов, 1967; Кепежинскас, 1966а, 1969), тогда как вышележащие вулканические образования второй половины ранней перми, поздней перми и раннего триаса представлены субщелочной трахианде-

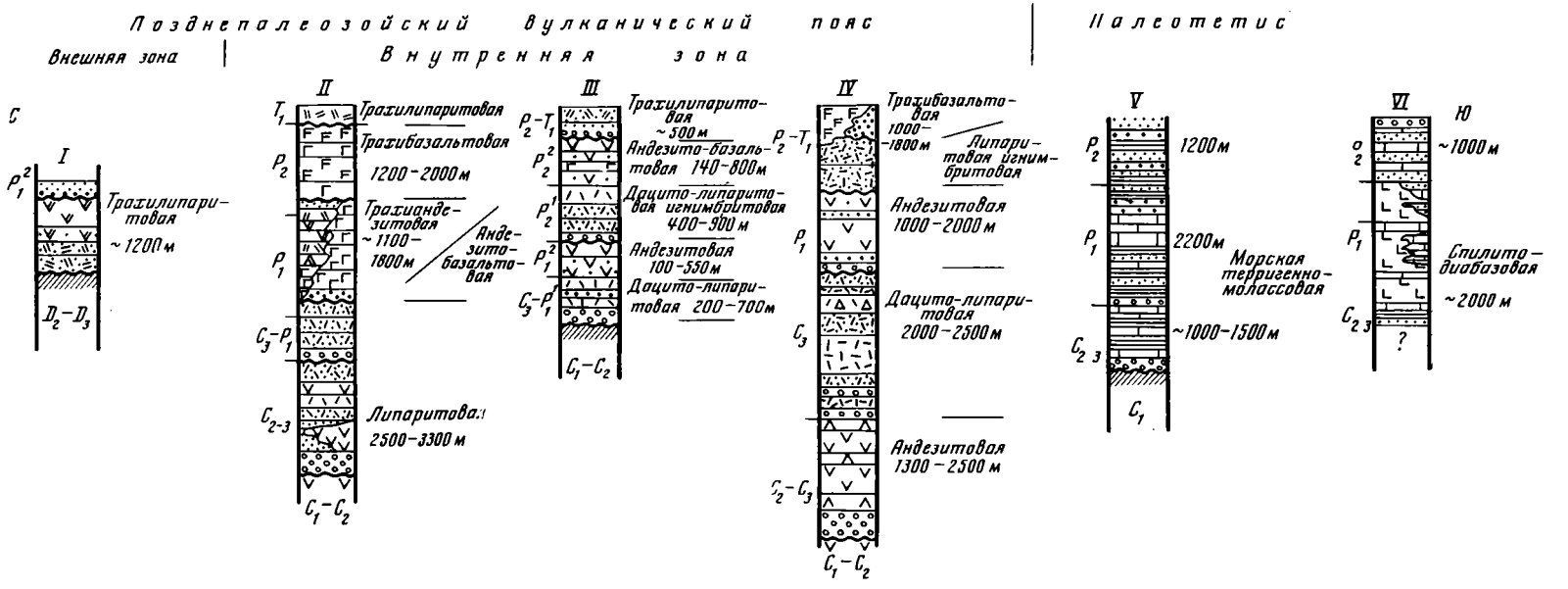


Рис. 78. Строение и формационный состав позднепалеозойских орогенных вулканических серий в Центральном Казахстане, Южной Джунгарии и Срединном Тянь-Шане (поперечное сечение центрального сектора Евразийского вулканического пояса и северной части Палеотетиса)

I — север Токрауской впадины, II — Северное Прибалхашье, III — Южная Джунгария, IV — Срединный Тянь-Шань, V—VI — Северный Памир: V — Калайхумб-Сауксайская миогеосинклинальная зона, VI — Каракульская эвгеосинклинальная зона

Условные обозначения см. на рис. 76

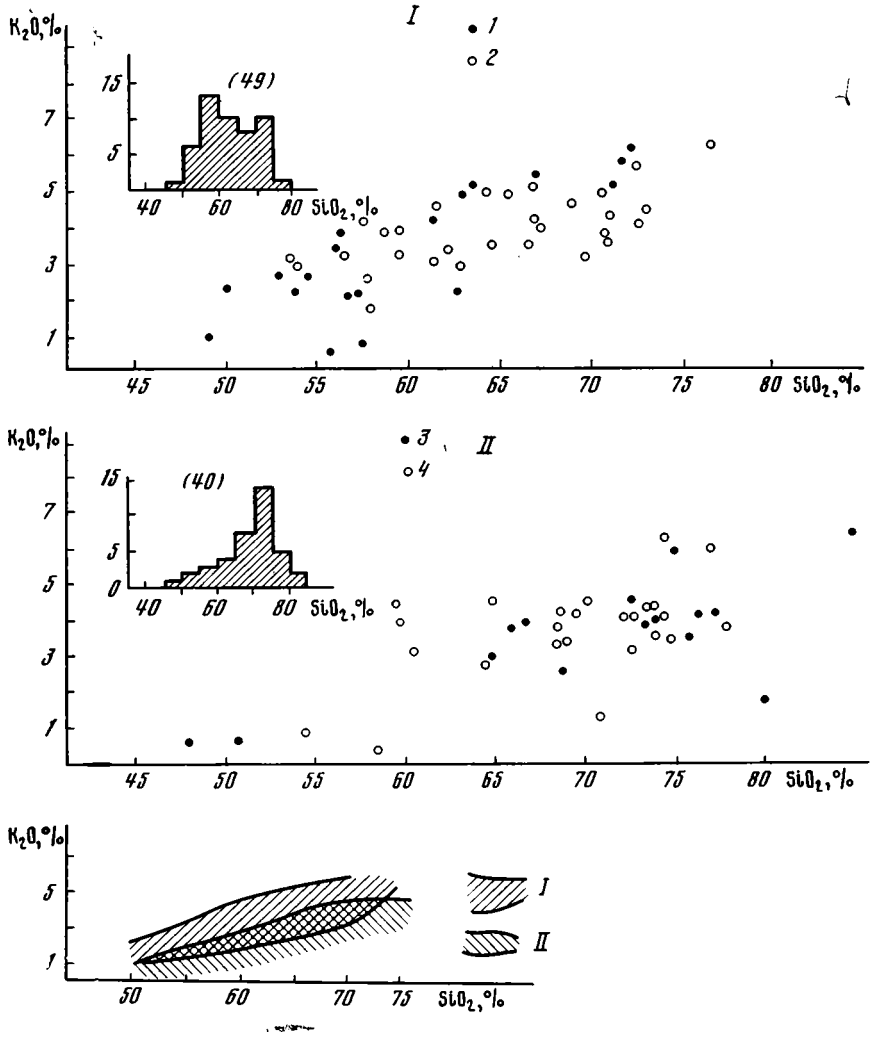


Рис. 79. Диаграммы, иллюстрирующие отношение K_2O к SiO_2 в позднепалеозойских вулканических породах Центрального и Южного Казахстана

I — Северное Прибалхашье и Карасорский прогиб (поздний карбон — ранняя пермь); II — Южная Джунгария (ранняя и поздняя пермь). В скобках указано количество анализов для каждой диаграммы

1 — Карасорский прогиб (верхнекаменноугольные — нижнепермские породы); *2* — Токрауская и Северо-Балхашская впадины (те же породы); *3, 4* — Южная Джунгария: *3* — нижнепермские породы, *4* — верхнепермские породы

зитовой и щелочными трахибазальтовой и трахилипаритовой формациями (Стеркин, 1969; Тащинина и др., 1971).

Еще севернее, в районе оз. Карасор, во внешней части пояса орогенная вулканическая серия, как показал А. М. Курчавов (1970б), состоит только из одной трахибазальто-трахилипаритовой формации раннепермского возраста, которая с несогласием залегает на дислоцированных отложениях среднего и верхнего девона и, в свою очередь, с размывом перекрыта грубыми молассами второй половины ранней перми. Следовательно, здесь представлен только один щелочной формационный комплекс, синхронный по времени образования со щелочноземельными вулканическими формациями Северного Прибалхашья и Южной Джунгарии.

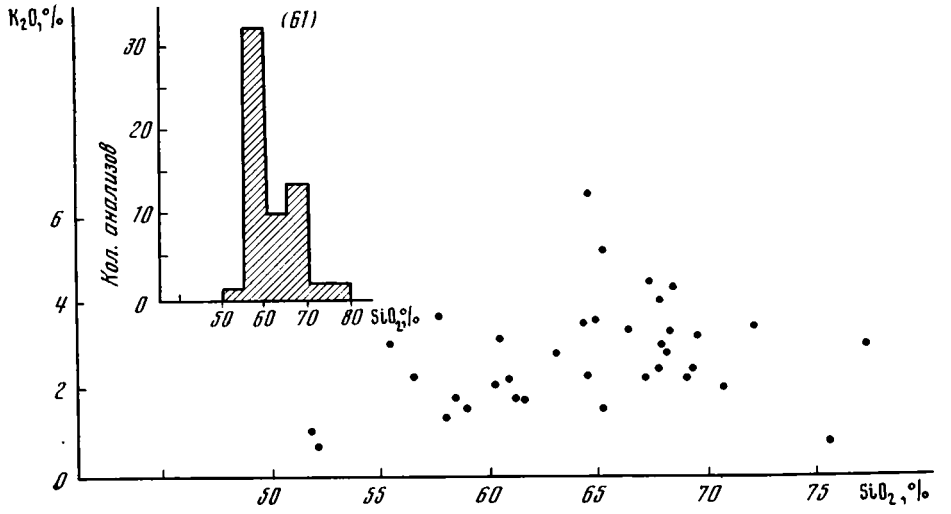


Рис. 80. Диаграммы, иллюстрирующие отношения K_2O к SiO_2 в позднекаменноугольных — раннепермских вулканических породах Срединного Тянь-Шаня

В скобках указано количество использованных анализов; на диаграмме приведены средние содержания по разным типам пород

Такие же латеральные взаимоотношения щелочноземельного и щелочного формационных комплексов отмечены и в области Срединного Тянь-Шаня, где ранне-позднепермские андезито-липаритовые и липаритовые формации щелочноземельного типа, развитые в Кураминском хребте (Ткачев, 1968), по направлению на север сменяются одновозрастными трахиандезитовой и щелочно-базальтоидной формациями, описанными в хр. Каржантау (Рахманов, 1968), и щелочно-ультраосновной на западе Таласского Алатау (Королев и др., 1968; Компанейцев, 1970). В более северных районах — на юге Тургайского прогиба в районе Кушмуруна — возраст пород щелочного комплекса, представленного трахибазальт-трахилипаритовыми сериями, поднимается до раннего — среднего триаса.

Следовательно, характер изменения содержания в породах позднепалеозойских орогенных вулканических серий Центрального сектора щелочей и калия в особенности (рис. 79, 80) отчетливо возрастает от внутренней зоны пояса к внешней так же, как и в Восточном секторе. Так же, как и там, вулканический пояс обрамлялся с юга областями позднепалеозойской морской геосинклинальной седиментации. Свидетельством тому служат мощные средне-верхнекаменноугольные и пермские флишевые толщи, накопившиеся в Карачатырской, Яссинской, Сурметашской и других зонах Алайско-Кокшальской системы, верхнекаменноугольные и пермские терригенно-карбонатные формации Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира, а также Муздукского хребта на юго-востоке Тянь-Шаня. Как отмечают В. М. Синицын (1957, 1959), Б. М. Бархатов (1963), В. И. Славин (1964), Э. З. Таиров (1971) и другие исследователи, эти морские верхнепалеозойские толщи формировались в миогеосинклинальных условиях.

Еще южнее, по-видимому, располагалась позднепалеозойская эвгеосинклинальная зона, фрагменты которой в современной покровно-складчатой структуре Памира сохранились только в отдельных тектонических клиньях и шарьированных пластинах. Примером позднепалеозойских эвгеосинклинальных образований могут служить раннепермские зеленокаменные породы (диабазы, лавобрекчии, метаморфические сланцы по

вулканическим породам основного и среднего состава), перемежающиеся с пачками терригенных пород и линзами рифогенных известняков и пронизанные телами гипербазитов в Каракульской зоне Северного Памира (Таиров, 1971). Имеются основания полагать (Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972), что совокупность этих пород отвечает андезито-базальтовой формации эвгеосинклиналей и слагает аллохтонные пластины, перемещенные с юга на север. Эти две позднепалеозойские геосинклинальные зоны Северного Памира и Южного Тянь-Шаня аналогичны мио- и эвгеосинклинальным зонам Внутренней Монголии и, возможно, являются фрагментами былой единой широтной системы центрально-азиатских киммерид, обрамлявших с юга позднепалеозойский вулканический пояс.

Западный сектор позднепалеозойского вулканического пояса охватывает Европу, Северный Кавказ и южную часть Туранской плиты. По своим особенностям и структурному положению он аналогичен восточному сектору пояса. Западный сектор также наложен на субширотную варисцийскую складчатую систему, имеющую много общих черт строения с центральноазиатскими варисцидами, и также согласуется с ее простиранием. Варисцийские складчатые сооружения западного сектора, подобно варисцидам Монголии, состоят из эвгеосинклинальных зон, смещенных к южному краю системы, но большей частью погребенных под Альпийским геосинклинальным поясом, и отдельных моногеосинклиналей (Рейнские Сланцевые горы, Восточные Судеты, Предкавказье), которые образовались в среднем палеозое на доварисцийском складчатом фундаменте (Перфильев, 1968). Позднепалеозойские вулканиты здесь повсеместно находятся в тесном парагенезе с верхними красноцветными молассами, образуя вулканогенно-молассовые комплексы, которые накапливались в крупных внутренних орогенных впадинах или прогибах (Саарском, Заальском, Передового хребта на Северном Кавказе), а также в многочисленных небольших грабенах, синклиналях и мульдах на Чешском, Центральном Французском и Армориканском массивах, в Пиренеях, Гарце, Шварцвальде, Вогезах, на кристаллических массивах Альп, в Ломбардии, на о. Сардинии, в горах Мечек в Венгрии, в Южных Карпатах, на Старой Планине и в ряде других мест. В связи с широким размахом глубокого бурения нижнепермские вулканогенно-молассовые комплексы в последние годы были установлены под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом в Северо-Германской низменности в пределах ГДР и Польши (Буш и др., 1973; Albrecht, Goldecher, 1964; Rost, Schimanski, 1967; Ryka, 1968; Katzung, 1972), в Австрии (Wieseneder, 1966), на Мизийской плите (Чунев и др., 1965; Чунев, 1968; Răuleanu e. a., 1968) и на юге Туранской плиты (Князев, 1969; Князев и др., 1971; Гарецкий, Кирюхин, 1972). В большинстве этих мест позднепалеозойские вулканогенно-молассовые комплексы формировались не на варисцийских складчатых сооружениях, а на разделявших их выступах складчатого фундамента.

Позднепалеозойские вулканические серии в варисцийских орогенных впадинах занимают различное положение. Они выстилают ложе впадин или в виде стратифицированных комплексов прослаивают призму заполняющих их осадочных формаций (Внутрисудетская впадина, Саарский прогиб и большинство мелких мульд и грабенов); локализуются в краевых частях впадин, опоясывая их борта (Северо-Германская впадина); образуют вулканические массивы, играющие роль поперечных поднятий, расчленяющих впадины на седиментационные бассейны (вулканические массивы Тюрингского Леса, Галльский в Заальском прогибе).

После прекращения орогенного вулканизма во второй половине ранней перми в европейских варисцидах практически повсеместно началось формирование верхних континентальных моласс (верхний красный лежень), которое после перерыва, связанного с ингрессией цехштей-

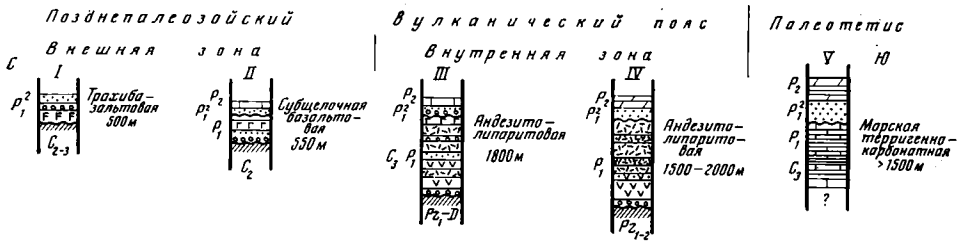


Рис. 81. Строение и формационный состав позднепалеозойских вулканических орогенных серий Центральной Европы (поперечное сечение западного сектора Евразийского вулканического пояса и северной части Палеотетиса)

I — Британские острова, II — область Северный Рейн — Вестфалия, III — Заальский прогиб, IV — Альпы (Ломбардия), V — Карнийские Альпы
Условные обозначения см. на рис. 76

нового моря, продолжалось и в раннем триасе. В этих молассах иногда (в Тюрингском Лесу и на Северном Кавказе) содержатся маломощные горизонты оливиновых базальтов.

Перечисленные области распространения средне-верхнекаменноугольных и в основном нижнепермских вулканогенно-молассовых комплексов характеризуют внутреннюю зону вулканического пояса (рис. 81). Состав орогенных вулканических образований здесь более или менее выдержан и не выходит за пределы базальто-андезито-липаритовой щелочноземельной серии. Для раннепермской базальто-андезито-липаритовой формации Саарского прогиба это установили Г. Гельмерс (Hellmers, 1925, 1930), Е. Шредер (Schröder, 1952), Г. Бамбауер (Bambauer, 1960), для аналогичной вулканической серии Заальского прогиба — Г. Гельмерс (Hellmers, 1937), Г. Вебер (Weber, 1955), Ф. Деубель (Deubel, 1959—1960), М. Шваб (Schwab, 1968, 1970), Гарца — Е. Шредер (Schröder, 1952), В. Шриль (Schriel, 1954), для позднекаменноугольных — раннепермских андезито-липаритовых серий во впадинах Рудных гор и на Чешском массиве — М. Нозанка (Nozanka, 1958), Д. Грдличкова (Hrdličkova, 1966) и И. Стжеда (Středa, 1971).

Такой же щелочноземельный характер химизма пород имеют андезито-липаритовые и липаритовые игнимбритовые вулканические серии позднего карбона и ранней перми в Пиренеях (Morre, Thiebault, 1963, 1965), в Приморских и Южных Альпах (Mittempergher, 1958, 1963; Pichler, 1959; Maucher, 1960; Amico, 1964; Vanossi, 1970—1971), в Старой Планине Болгарии (Жуков, Цанова, Янев, 1971), в Передовом хребте Северного Кавказа (Белов, 1960; Срабонян, 1968; Лупанова, 1969), а также в Закаспии — на Карабогазском (Худобина, 1961; Прилуцкий, 1965) и Каракумском (Бакиров и др., 1970) сводах.

По направлению на север и северо-восток позднекаменноугольные и раннепермские вулканические формации внутренней зоны пояса постепенно сменяются сначала субщелочными, а затем щелочными вулканическими формациями внешней зоны. К ним относятся раннепермские субщелочные базальтовые породы, вскрытые глубоким бурением в нижнем красном лежне области Северного Рейна — Вестфалии на севере ФРГ (Fabian u. a., 1962; Eckhardt, 1968), в Нидерландах (Kimpe, 1953) и Дании (Sorgenfrei, Buch, 1964); раннепермская контрастная трахибазальто-трахилипаритовая формация Внутрисудетской впадины, строение и петрографический состав которой изучили С. Козловский (Kozlowski, 1958, 1963, 1966), Х. Дзедзицова (Dziedzicowa, 1956, 1958), Х. Кравчинская-Грохольская (Krawzynska-Grocholska, 1958) и особенно А. Новаковский (Nowakowski, 1961, 1968). Закономерное возрастание калия в раннепермских вулканических породах Внутрисудетской впа-

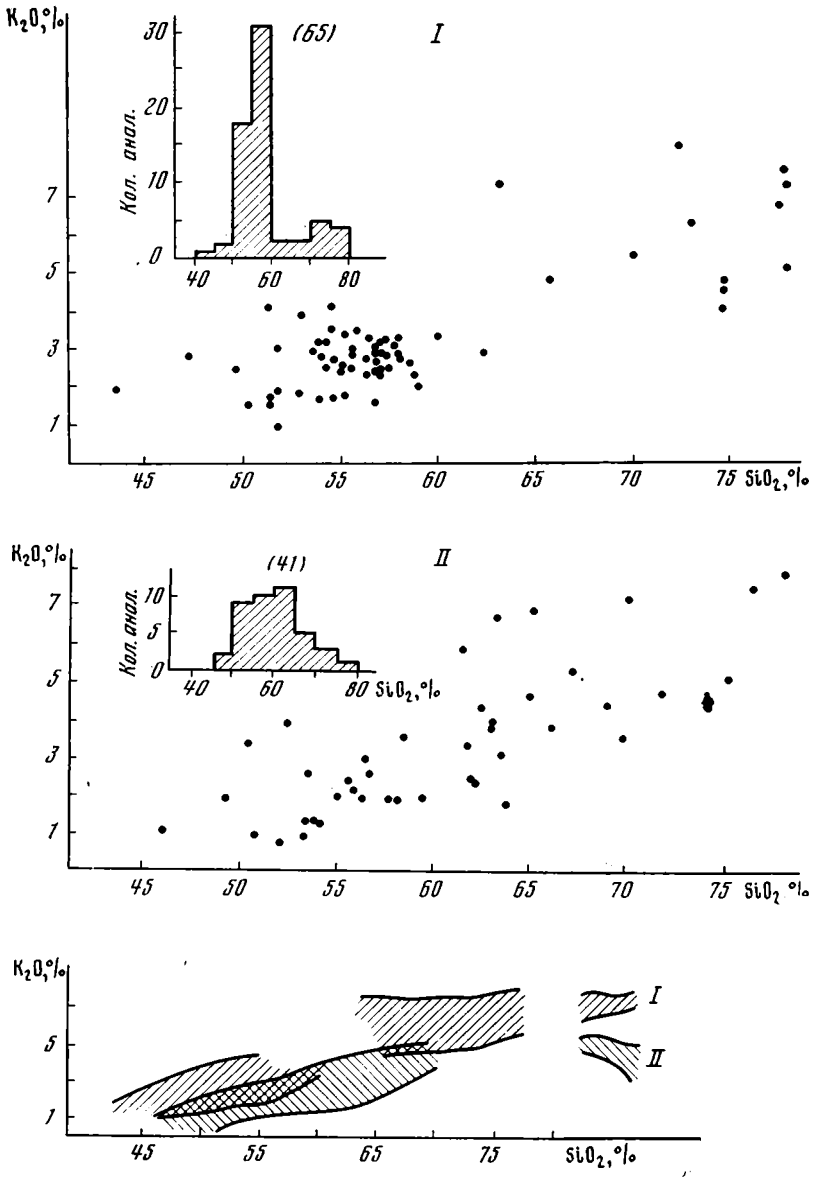


Рис. 82. Диаграммы, иллюстрирующие отношение K_2O к SiO_2 в позднепалеозойских вулканических породах Центральной Европы

I — Внутрисудетская впадина, II — Саарский и Заальский прогибы

дины, по сравнению с одновозрастными породами Заальского и Саарского прогибов, показано на диаграмме (рис. 82). Еще более щелочными породами, среди которых, помимо трахибазальтов и трахилипаритов, отмечены эссекситы, муджериты, фонолиты, тешениты, ромбен-порфиры, представлены раннепермские вулканические серии в более северных районах Европы — в грабене Осло и на юге Швеции (Oftedahl, 1959), а также в Шотландии (Macgregor, 1937; Tomkeieff, 1937).

Такая же смена с юга на север вулканических формаций щелочноземельного типа формациями внешней зоны, относящимися к щелочному комплексу, наблюдается и в других более восточных частях западного сектора. На Северном Кавказе раннепермская щелочноземельная

базальто-андезито-липаритовая серия прогиба Передового хребта (Белов, 1960) сменяется севернее, в районе г. Армавира, одновозрастной базальтовой формацией (Карта магматических формаций СССР, 1971). На юге Туранской плиты, по данным В. С. Князева, Н. Ч. Мавыева и П. В. Флоренского (1971), позднекаменноугольные и раннепермские липаритовые и дацито-липаритовые лавы и туфы, развитые во внутренней зоне пояса, на Карабогазском и Каракумском сводах, замещаются на севере, в низовьях р. Аму-Дарьи (скв. Курганчик-4, Ачак-18, Хорезм) базальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами и трахидолеритами, которые, судя по высокому содержанию в них калия (до 3%) и натрия (до 5%), относятся к субщелочной вулканической серии.

Закономерная приуроченность щелочноземельных вулканических формаций к внутренней зоне пояса, а щелочных — к внешней может изредка нарушаться в связи с появлением в некоторых местах внутренней зоны субщелочных и даже щелочных пород. В варисцидах Центральной Европы таким аномальным местом является Тюрингский Лес, среди раннепермских вулканических пород которого, если верить результатам силикатных химических анализов горных пород, выполненных в конце XIX в. и опубликованных Г. Гельмерсом (Hellmers, 1937), присутствуют щелочные (калиевые) вулканиты кислого и среднего состава. Сейчас трудно дать объяснение этому конкретному факту отклонения от установленной закономерности. Для этого требуются специальные петрографические и тектонические исследования района Тюрингского Леса и, прежде всего, повторные аналитические определения содержания щелочей, которые были бы основаны на современных методиках. Однако ясно, что эти единичные отклонения, если даже они подтвердятся, не могут поставить под сомнение выдерживающуюся на огромном протяжении общую закономерность в изменении химизма позднепалеозойских орогенных вулканитов вкрест простирания пояса.

В западном секторе пояса, в его наиболее широком центральноевропейском отрезке Г. Гальвитц (Gallwitz, 1959) установил определенную тенденцию в изменении возраста орогенного вулканизма. Она выражена в том, что в южных районах пояса (во впадинах на Чешском, Центральном Французском и других массивах Молданубской зоны) вулканизм начался раньше — в среднем карбоне, а затем постепенно распространился на север — в позднем карбоне в Саксо-Тюрингскую зону, а в ранней перми — в пределы Средне-Германской глыбы, в Саарский и Заальский прогибы, в Судеты, в Гарц и в Северо-Германскую впадину. Такое постепенное омоложение орогенного вулканизма с юга на север, вкрест простирания пояса мы уже отмечали выше на материалах Монголии при характеристике восточного сектора.

Как и на всем остальном протяжении позднепалеозойского вулканического пояса, внутренняя зона западного сектора также обрамлялась с юга областями карбонатно-терригенной седиментации миогеосинклинального типа, свидетельством чему могут служить разрезы морского верхнего карбона и перми Карнийских Альп, Динарского нагорья, Ломбардии, Сицилии (Жинью, 1952), которые несут следы близости береговой линии. Это выражается не только в мелководности отложений, но и в появлении среди карбонатных пород выклинивающихся прослоев терригенных красноцветных пород фации Веррукано или красного лежня, содержащих растительный детритус и фрагменты пермской древесины Европейской палеофитологической провинции. Однако самый представительный и полный разрез морского пермо-карбона южной периферии вулканического пояса в западном секторе известен на южном склоне Большого Кавказа, где он детально изучен В. И. Славиным (Славин и др., 1962), М. Л. Соминым и А. А. Беловым (1967а), Ш. А. Адамия (1968) и др. Здесь описан практически непрерывный,

почти 7-километровый разрез, получивший название десской свиты, сложенной филлитовидными сланцами, филлитами с прослоями граувакково-аркозовых и кварцитовидных песчаников, гравелитов и линз известняков и вулканогенных пород среднего состава. На разных уровнях разреза встречены морские органические остатки эйфельского и франского ярусов девона, нижнего и среднего карбона, нижней и верхней перми и триаса, что указывает на длительную морскую геосинклинальную седиментацию, непрерывно протекавшую на протяжении среднего и всего позднего палеозоя, и прекратившуюся в связи с мощными тектоническими дислокациями в конце триаса — начале юры.

Одновозрастные с этой миогеосинклинальной зоной эвгеосинклинали в современной покровно-складчатой структуре Альпийского пояса не сохранились. Признаками их былого существования могут быть отдельные, зажатые в тектонических покровах и клиньях фрагменты вулканогенно-осадочных разрезов верхнего карбона и перми, включающие спилиты, кремнистые сланцы, радиоляриты, а также зеленокаменно-измененные андезитовые порфириты, описанные в Западной Анатолии Р. Бринкманном (Brinkmann, 1966) и в Ликийском Тавре Р. Грацианским (Graciansky e. a., 1967; Brunn e. a., 1970). Нельзя не упомянуть, что такие разрезы некоторые исследователи, например А. А. Белов (1973), трактуют не как остатки позднепалеозойских эвгеосинклиналей, а как зачаточные образования мезозойских геосинклинальных трогов, возникших в результате раздробления и растяжения байкальского складчатого фундамента Альпийского пояса.

Таким образом, пояс позднепалеозойского орогенного вулканизма на всем протяжении характеризуется поперечной асимметрией в распределении главных формационных вулканических комплексов: щелочноземельного во внутренней (южной) и щелочного во внешней (северной) зоне. В главной части пояс наложен на складчатые сооружения широтной системы варисцид Евразии, с которыми он пространственно и структурно тесно связан. Вместе с тем пояс резко дискордантно пересекает южные части Уральской, Тянь-Шаньской и Обь-Зайсанской варисцийских складчатых систем, а также разделяющие их каледонские складчатые системы Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области. Это выражается не только в особенностях структурных взаимоотношений, но и в том, что на этой территории, соответствующей центральному сектору пояса, наблюдается пространственная разобщенность между позднепалеозойскими вулканическими массивами пояса, распространенными на юге, и позднепалеозойскими орогенными молассовыми впадинами (Джезказганской, Тенизской, Карагандинской), располагающимися гораздо севернее и поэтому лишенными вулканических пород.

Изложенное выше, а также локализация позднепалеозойского орогенного вулканизма в линейном поясе, протягивающемся через всю Европу и Азию на расстоянии свыше 12 000 *км*, указывает на то, что причины возникновения Евразийского пояса орогенного вулканизма не были связаны с особенностями развития тех или иных варисцийских складчатых областей, а определялись общим процессом формирования крупных континентальных масс земной коры, в данном случае материка Евразии в целом. Здесь речь может идти об огромной трансконтинентальной, или, что будет правильнее с исторической точки зрения, окраинноконтинентальной зоне механических деформаций, в которой в позднем палеозое возникли условия проницаемости, благоприятные для излияния огромных масс вулканического материала.

В палеогеографическом отношении эта зона и приуроченный к ней вулканический пояс, как это следует из анализа фациальных особенностей верхнепалеозойских отложений Евразии (Жинью, 1952; Миклухо-Маклай, 1963; Палеогеографический атлас Китая, 1962), располагались

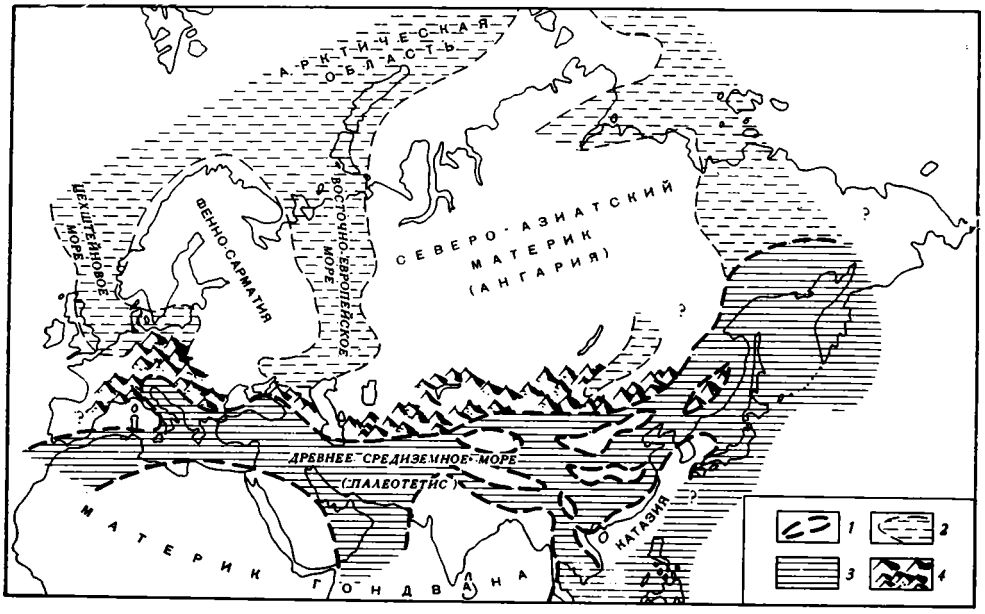


Рис. 83. Палеогеографическая схема позднего палеозоя. Составлена по материалам М. Жинью (1952), А. Д. Миклухо-Маклая (1963) и Палеогеографического атласа Китая (1962) без учета мобилистских построений, с дополнениями автора

1 — суша; *2—3* — области морской седиментации в позднем карбоне и перми: *2* — эпиконтинентальные моря Арктического бассейна, *3* — древний средиземноморский бассейн (Палеотетис); *4* — области проявления в позднем карбоне и перми наземного орогенного вулканизма

на южной окраине обширного массива суши, включающего Северную Европу, Северную Азию и возникшего в результате варисцийской складчатости, которая спаяла в единое целое отдельные, до того разрозненные крупные континентальные блоки — Сибирскую и Восточно-Европейскую древние платформы вместе с обрамлявшими их байкальскими и каледонскими складчатыми сооружениями. С юга он омывался водами крупного морского бассейна — Древнего Средиземного моря, по М. Жинью, или Кавказско-Синийского бассейна, по А. Д. Миклухо-Маклаю, занимавшего всю область Альпийской Европы, Малую Азию и бóльшую часть Центральной и Юго-Восточной Азии (рис. 83).

На севере этого бассейна, который мы называем Палеотетисом, существовали киммерийские (позднепалеозойские — раннемезозойские) геосинклинальные системы, первоначальные размеры и форма которых восстанавливаются с большим трудом из-за сильного тектонического скучивания структур в результате мезозойских и кайнозойских деформаций. Тем не менее, по отдельным фрагментам складчатых верхнепалеозойских и нижнемезозойских геосинклинальных комплексов, сохранившихся в современной сложной шарьяжно-глыбовой структуре Альпийско-Гималайского складчатого пояса и Центральной Азии, удается установить, что к поясу позднепалеозойского орогенного вулканизма непосредственно с юга примыкала зона с миогеосинклинальным типом морской седиментации (Гродековская зона Южного Приморья, хребты Уланул и Тотошань в Южной Монголии, Кокшаальский и Муздукский хребты Юго-Восточного Тянь-Шаня, Северный Памир, Паропамиз, южный склон Большого Кавказа, Карнийские Альпы, Ломбардия и т. д.), которая еще южнее сменялась уже типично эвгеосинклинальными позднепалеозойскими зонами (Солонкерский прогиб Внутренней Монголии, Каракульская зона Северного Памира).

Позднепалеозойский вулканический пояс формировался в условиях горного рельефа, о чем свидетельствуют находящиеся в тесном парагенезе с вулканическими породами грубые континентальные молассы. В позднем палеозое он играл роль своеобразного водораздела между Палеотетисом на юге и пермскими бореальными эпиконтинентальными морями—заливами типа цехштейнового, предуральского или центральномонгольского, которые трансгрессировали на материк с севера, из Арктической провинции.

Все главные особенности строения (линейная форма, огромная протяженность, разнообразие структурных соотношений с субстратом, закономерная смена вкрест простирания щелочноземельных вулканических формаций щелочными, омоложение времени начала орогенного вулканизма от внутренней зоны к внешней) и специфическое палеогеографическое положение Евразийского вулканического пояса на краю континентального массива суши Северной Евразии вдоль границы с морским бассейном Палеотетиса, обладавшего океаническими размерами акватории, указывает на его большое сходство с типичными окраинноконтинентальными вулканическими поясами типа мезозойских Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского или кайнозойских вулканических поясов Южной, Центральной и Северной Америки. Этот вывод, однако, в корне противоречит существующим представлениям о тектонике Центральной Азии. К нему, а также к вопросу о тектонической природе Палеотетиса мы еще вернемся ниже. Здесь же обратим внимание на то, что закономерная приуроченность позднепалеозойского орогенного вулканизма к Евразийскому широтному поясу позволяет легко объяснить те непонятные с иных позиций отклонения в хронологических, структурных и пространственных закономерностях проявлений позднепалеозойского орогенного вулканизма, которые мы отметили в предыдущих разделах работы.

Исходя из концепции Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса, логически можно вывести причины массового проявления орогенного вулканизма в одних варисцийских складчатых зонах и в примыкающих к ним каледонских сооружениях и его отсутствие в других, удаленных от пояса (Урал, Аппалачи, северная часть Обь-Зайсанской системы). Становится понятным и щелочноземельный тип орогенного вулканизма в некоторых позднепалеозойских впадинах наложенного типа, располагавшихся во внутренней зоне вулканического пояса, и, напротив, щелочной тип вулканических серий в тех унаследованных орогенных прогибах, которые оказались приуроченными к внешней зоне пояса. Получает объяснение и положение позднепалеозойских вулканических массивов Казахстана и Средней Азии, формировавшихся во внутренней зоне пояса.

Ареалы девонского орогенного вулканизма Казахстана и Алтае-Саянской области

Девонский орогенный вулканизм, в отличие от позднепалеозойского, не образует отчетливого линейного пояса, а локализуется в нескольких крупных ареалах в Казахстане и на юге Сибири. Эти ареалы, как показывают результаты буровых и геофизических работ в Западно-Сибирской низменности (Куликов, 1969), несколько вытянуты в субмеридиональном направлении. В самом общем виде можно выделить четыре крупных ареала девонского орогенного вулканизма: Центрально-Казахстанский, Чингизский, Алтайский и Саяно-Минусинско-Тувинский, включающий и прилежащие районы Северо-Западной Монголии (рис. 84). Эти ареалы наземного вулканизма были частично или полностью разделены морскими бассейнами (Джунгаро-Балхашским,

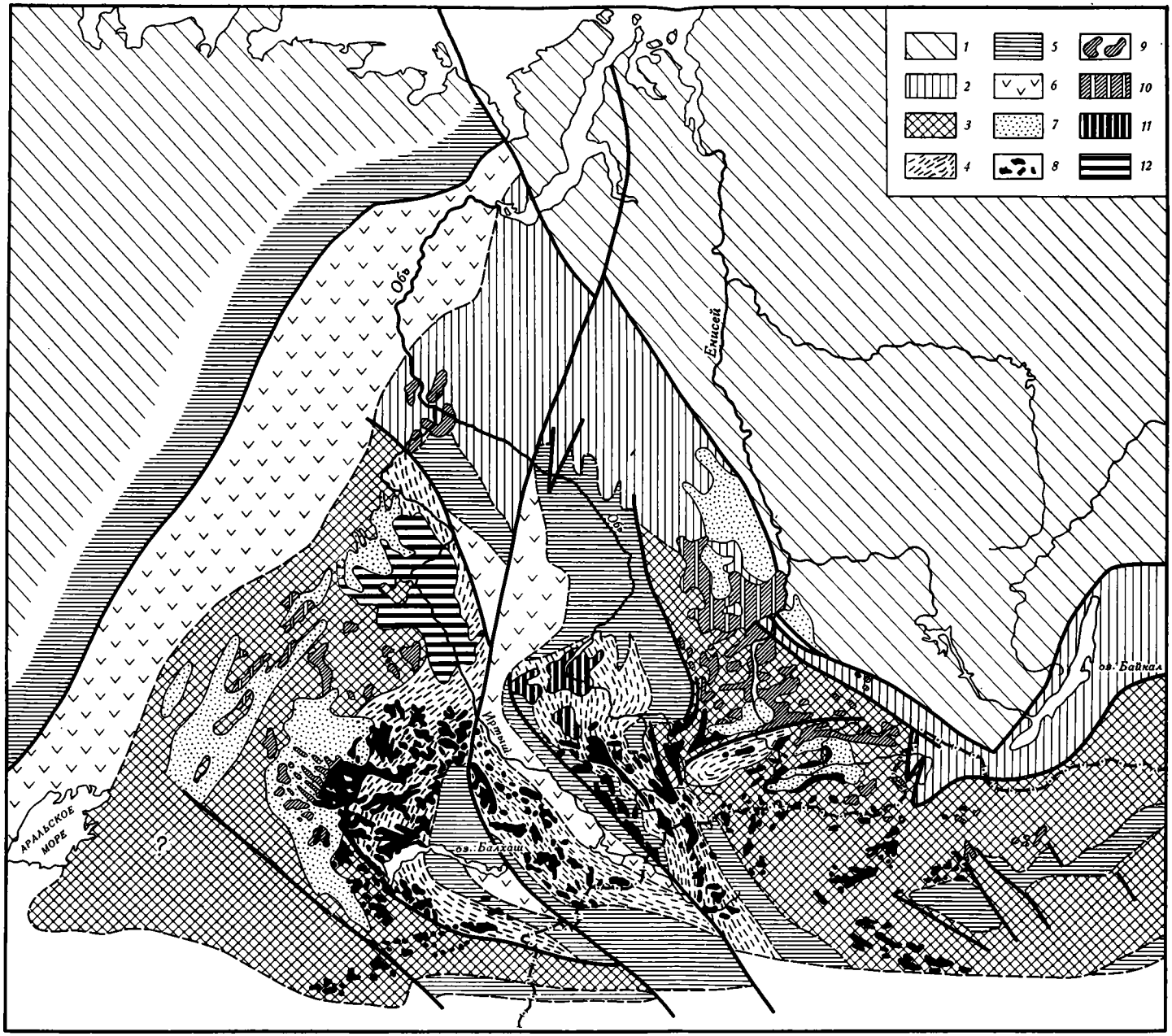


Рис. 84. Девонский орогенный вулканизм на фоне главнейших структурных элементов Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской области и Урала, а также палеозойского фундамента Западной Сибири (без учета палинспастических построений)

1 — древние платформы; *2* — области байкальской складчатости; *3* — области раннекаледонской складчатости; *4* — области позднекаледонской складчатости; *5* — варисцийские мио- и моногеосинклинали (на земной коре континентального типа); *6* — варисцийские эвгеосинклинали (на земной коре океанического типа); *7* — средне-позднепалеозойские орогенные впадины в областях каледонской складчатости; *8—12* — девонские орогенные вулканические серии: *8* — комплекс щелочноземельных вулканических формаций, *9* — комплекс щелочных и субщелочных вулканических формаций, *10* — он же, вскрытый бурением под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, *11* — комплекс щелочноземельных вулканических формаций, вскрытый бурением под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, *12* — девонские орогенные вулканические серии невыясненного формационного состава (под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, по данным геофизических исследований)

Заказ № 4296

Иртыш-Зайсанским, Делюно-Юстыдским), в которых в девоне происходила мио- или эвгеосинклинальная седиментация.

Ареалы девонского орогенного вулканизма совершенно естественно вписываются в структуру меридионального палеозойского складчатого пояса, занимающего пространство между Восточно-Европейской и Сибирской платформами. Во всех случаях они приурочены к зонам ранней консолидации (ранне- или позднекаледонским, редко байкальским) внутри этого пояса. В связи с этим наземные вулканические серии девона обычно рассматривают как образования орогенного этапа развития каледонид (Богданов, 1959; Муратов, 1963; Маркова, 1964; Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964; Моссаковский, 1965, 1969; Хаин, 1968; Тихомиров, 1971) или, применительно к некоторым структурным зонам (Чингизское, Талицко-Монголо-Алтайское поднятия), как геоантиклинальные орогенные образования (Херасков, 1963; Волочкович, Леонтьев, 1964).

Девонские орогенные вулканические серии состоят из продуктов наземных извержений и повсеместно находятся в тесном парагенезе с эпикаледонскими верхними красноцветными молассами. Существуют обширные материалы, характеризующие строение и состав девонских вулканических образований, что позволяет установить в каждом случае их формационную принадлежность и выявить определенные тенденции в их латеральной изменчивости (рис. 85).

На крайнем востоке области девонского орогенного вулканизма — в Минусинских и Рыбинской впадинах — ранне-среднедевонские вулканиты, как это установлено после фундаментального исследования И. В. Лучицкого (1960а), а также работ Д. В. Никитина, И. К. Баженова, Г. В. Полякова, А. Д. Шелковникова, автора и многих других, образуют мощную серию основных и средних по составу эффузивов, главные разновидности которых представлены базальтами и базальтовыми порфиритами (оливиновые базальты, диабазовые порфириты, трахибазальты, эссекситовые диабазо-порфириты) и андезитовыми порфиритами (лабрадоровые порфириты, трахиандезиты). В подчиненном количестве присутствуют в одних случаях плагиопорфиры, а в других — различные щелочные породы: берешиты, нефелиниты, фонолиты, тефриты, базаниты и др. В целом весь комплекс девонских вулканогенных образований Минусинских впадин отличается повышенной щелочностью, что позволило И. В. Лучицкому (1957) выделить его в качестве субщелочной базальтовой формации платформенного типа, затем (Лучицкий, 1971) — трахибазальтовой формации, а Ю. А. Кузнецову (1964) — трахиандезитовой формации. Эта субщелочная формация там, где в составе девонских вулканитов широко развиты щелочные породы, например на северо-востоке Кузнецкого Алатау, с полным правом может относиться к трахибазальтовой или формации щелочных оливиновых базальтов (Гладких, 1968).

В центральной и юго-восточной частях Восточного Саяна и в Восточной Туве девонские вулканиты также отличаются повышенной щелочностью, но представлены здесь, по данным И. В. Гордиенко (1969), трахилипаритовой формацией, состоящей из трахилипаритов и щелочных эгирин-рибекитовых липаритов и игнимбритов. Такой же состав ранне-среднедевонские вулканиты сохраняют и в прилежащих районах Северной Монголии, обычно объединяемых вместе с Восточной Тувой в единую среднепалеозойскую щелочную провинцию (Бутакова, 1969). Следовательно, по всей восточной части Алтае-Саянской области, включая Кузнецкий Алатау, Минусинские впадины, Восточный Саян и Восточную Туву, девонские вулканические серии представлены комплексом субщелочных и щелочных формаций.

Иной формационный состав они имеют в ее западной части. В Тувинском прогибе, как показали исследования А. Н. Кена (1962), А. П. Кри-

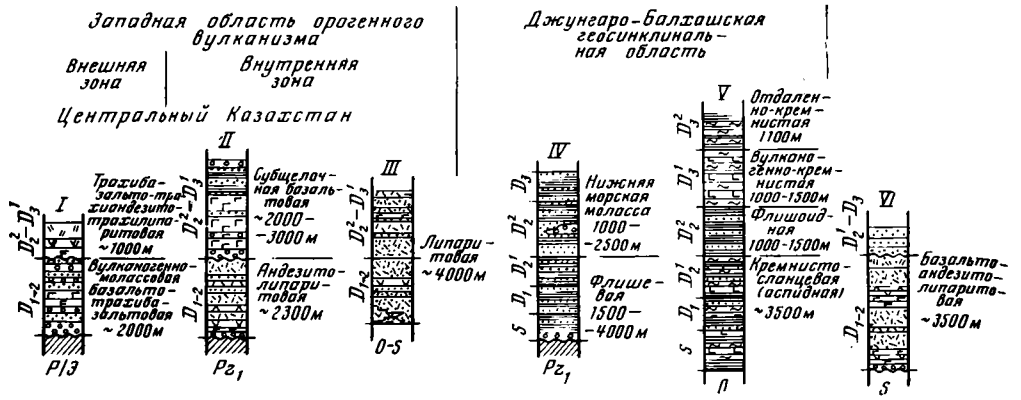


Рис. 85. Строение и формационный состав девонских орогенных вулканических серий в Центральном Казахстане, Чингизе, Алтае и Саяно-Минусинской области (широтный поперечник)

I — Улутау — Кокчетав, II — Сарысу-Тенизский водораздел, III — Атасу — Моинты, IV — Центрально-Джунгарский миогеосинклинальный прогиб, V — Северо-Джунгарский эвгеосинклинальный прогиб, VI — Чингиз — Тарбагатай, VII — Чарская эвгеосинклинальная зона, VII — Калба-Нарынская миогеосинклинальная зона, IX — Рудный Алтай, X — Горный Алтай (Коргонский прогиб), XI — Уйменско-Лебедской прогиб, XII — Минусинские впадины

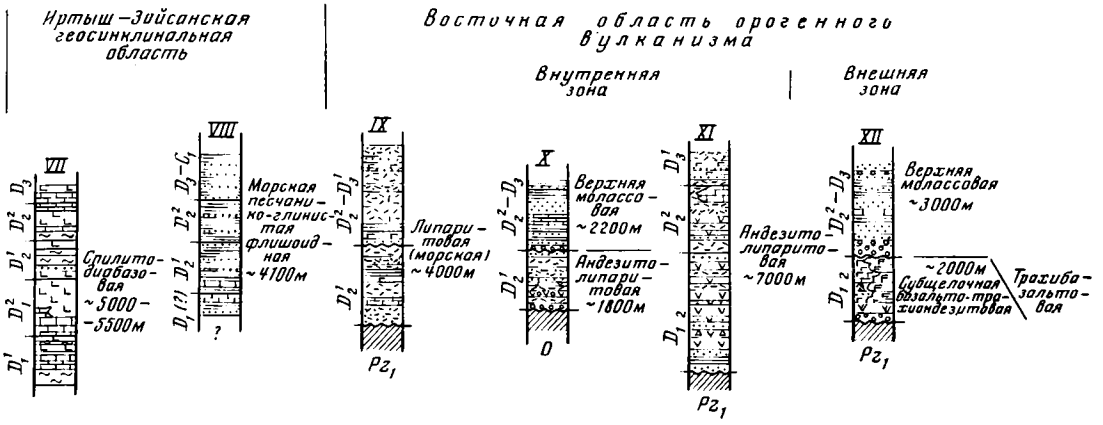
Условные обозначения см. на рис. 76

венко и А. Н. Павлова (1963), Л. И. Крыленко (1966), автора и многих других, строение ранне-среднедевонской вулканической серии очень изменчиво, хотя щелочноземельный тип пород сохраняется во всех разрезах неизменным. Развитые здесь базальтовые, диабазовые, лабрадоровые и андезитовые порфириты, дациты, плагиопорфиры, фельзит-порфиры и липаритовые порфиры в одних случаях часто и незакономерно чередуются в вертикальном разрезе и сменяют друг друга по площади, в других — образуют мощные толщи пород преимущественно кислого или средне-основного состава, иногда также перемежающиеся. Поэтому комплекс этих пород целесообразно объединить в одну базальто-андезито-липаритовую формацию.

Западнее — в Уйменско-Лебедском прогибе — девонские орогенные вулканические образования, по данным В. М. Сенникова (1962) и В. Н. Пилипенко (1966), образуют мощную серию пород, охватывающую ранний, средний девон и франский ярус позднего девона. Б. Н. Лапин (1962) показал, что в девонских вулканитах Уйменско-Лебедского прогиба более всего развиты андезитовые порфириты и липаритовые порфиры. В подчиненном количестве присутствуют диабазовые и лабрадоровые порфириты, фельзиты и плагиопорфиры. Все эти породы принадлежат щелочноземельному ряду и относятся к андезито-липаритовой формации.

Такое же строение и состав имеют девонские орогенные вулканические образования и в Горном Алтае — в Аксайской мульде и Коргонском прогибе,— где, по данным Б. Н. Лапина (1962) и В. Е. Попова (1967), они представлены андезито-липаритовой формацией щелочноземельного типа (но со значительной ролью игнимбритов), возраст которой ограничен только эйфельским ярусом среднего девона. Аналогичный характер девонские вулканические серии сохраняют и на юго-востоке Монгольского Алтая, где они детально изучены Н. Г. Марковой и А. С. Павленко (1972).

Щелочноземельный тип химизма свойствен девонским вулканическим сериям и на Рудном Алтае, где девонский (эйфельский и франский) вулканизм, хотя и проявился в морских условиях, но по петрографическим и петрохимическим особенностям (существенно кислый липари-



товый состав, центральный тип извержений, обилие пирокластического материала и игнимбритов) своих продуктов совершенно идентичен образованиям орогенной наземной липаритовой формации смежных областей (Чернов, 1971). Характерно, что в пределах Рудного Алтая, по мере продвижения в сторону Иртыш-Зайсанской варисцийской геосинклинальной системы, мощность девонских кислых вулканитов постепенно возрастает. Одновременно растягивается до позднего девона включительно время проявления вулканизма.

Сравнение петрохимического состава продуктов девонского орогенного вулканизма в пределах Алтайского и Саяно-Минусинско-Тувинского ареалов показывает, что здесь довольно четко выделяются две зоны субмеридионального, отклоняющегося к северо-западу простирания. В восточной внешней, которая примыкает к Сибирской платформе и включает Минусинские и Рыбинскую впадины, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Восточную Туву и север Монголии, развит комплекс щелочных и субщелочных вулканических формаций, а в западной внутренней, обнимающей Западный Саян, Центральную и Западную Туву, Горную Шорию, Горный, Рудный и Монгольский Алтай, распространены преимущественно формации щелочноземельного комплекса. Этот вывод, сформулированный автором (Моссаковский, 1971), в настоящее время разделяется и другими исследователями, которые, основываясь на разных методах — на петрографическом изучении формационного состава вулканических серий (Поляков и др., 1972) или на результатах статистической обработки и тренд-анализа петрохимических данных по тем же сериям (Абрамович, Груза, 1972) — почти одновременно пришли к аналогичному заключению о закономерном возрастании щелочности в девонских вулканитах Алтае-Саянской области с запада на восток. Характерно, что внутренняя зона щелочноземельного девонского вулканизма с запада обрамлялась миогеосинклинальными прогибами, в которых в девоне шла морская терригенная седиментация (Калба-Нарынский, Колывань-Томский и Салаирский). Еще западнее — во внутренних частях Иртыш-Зайсанской системы — располагались варисцийские эвгеосинклинальные зоны (Чарская), в которых образовались девонские спилито- и кремнисто-диабазовая формации, пронизанные серпентинитовым меланжем. Таким образом, здесь намечается та же последовательность в пространственном распределении разных комплексов орогенных вулканических формаций, что и в Евразийском позднепалеозойском вулканическом поясе. Как и в нем, в ареалах девонского вулканизма Алтае-Саянской области параллельно с общим возрастанием щелочности от внутренних зон к внешним увеличивается содержание калия в породах (рис. 86).

Очень детально изучены особенности формационного состава девонского орогенного вулканизма в западной области его распространения, в пределах Центрального Казахстана. Этому вопросу посвящены работы А. А. Богданова, К. И. Дворцовой, А. Е. Михайлова, Л. Г. Никитиной, А. Н. Нурлыбаева, В. Г. Тихомирова, Э. И. Тихомировой, Т. О. Федорова, Н. П. Четвериковой — по западной части Центрального Казахстана и Н. В. Аксаментовой, Б. Я. Журавлева, Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер, Л. Г. Никитиной и др.— по его восточной части.

На западе Центрального Казахстана — в Улутавском и Кокчетавском массивах — вулканогенные образования девона распространены ограниченно и слагают подчиненные горизонты в толщах красноцветных моласс ранне-среднедевонского и живетско-франского возраста. Их петрографический и петрохимический состав лучше всего изучен А. Н. Нурлыбаевым и А. Г. Панченко (1968а) на Кокчетавском массиве в районе Ишимской Луки, где они представлены лейцитовыми и ортоклазовыми базальтами и авгитовыми порфиритами, лейцитовыми тефритами и фонолитами, сменяющимися вверх по разрезу вулканическими брекчиями и лавами трахит-эпилейцитовых порфиров. Эти породы участвуют в строении сложного стратовулкана и сопровождаются субвулканическими телами нефелиновых и содалит-нефелиновых сиенитов и эссекситов. Повышенная щелочность всех этих пород обусловлена главным образом высоким содержанием калия. А. Н. Нурлыбаев и А. Г. Панченко рассматривают их как продукты дифференциации щелочной трахибазальтовой магмы.

Сходную, хотя и менее щелочную, ассоциацию вулканических пород описали В. Г. Тихомиров, Э. И. Тихомирова и Ши Ян-шень (1964) в породах жаксыконской серии среднего — верхнего девона в бассейне р. Белеуты, на юге Улутау, и А. Н. Нурлыбаев (1969) — на западе Улутау, в Шагирлинском и Тамдинском прогибах. Формация сложена непрерывным рядом пород от андезито-базальтов к трахибазальтам и трахиандезитам и, наконец, к высокощелочным трахитам и трахилипаритам. Этой ассоциации пород, указывает В. Г. Тихомиров (1971), свойственна повышенная щелочность за счет высокого содержания калия (до 3—5%). Она относится к трахибазальто-трахиандезито-трахилипаритовой формации. В последние годы выясняется большое распространение щелочных пород и в других районах Улутау и Кокчетава, что позволяет рассматривать всю эту область как среднепалеозойскую щелочную петрографическую провинцию (Нурлыбаев, 1969).

Среднепалеозойская щелочная провинция протягивается на юго-восток — в Заилийский Алатау и Северный Тянь-Шань, где ранне-среднедевонские вулканические образования представлены трахибазальтовой и сменяющей ее вверх по разрезу трахилипаритовой формациями, породы которых отличаются высоким содержанием калия и щелочей в целом (Скринник, 1973).

Восточнее, в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, по данным В. Г. Тихомирова и Э. И. Тихомировой (1961), А. Е. Михайлова (1965), Л. Г. Никитиной и В. М. Шужанова (1969), орогенные вулканиты образуют два комплекса пород, разделенных перерывом и угловым несогласием. Нижний комплекс представлен мощной вулканической серией раннего — среднего девона, которая распадается на две толщи: нижнюю, состоящую из лав и пирокластических пород андезито-базальтового и андезитового, редко дацитового состава и, верхнюю, сложенную липаритовыми порфирами, фельзитами и альбитофирами. Все породы по петрохимическим особенностям относятся к щелочноземельному типу, хотя, как отметил А. Е. Михайлов (1965), западнее Сарысуйского разлома среди них появляются субщелочные разновидности, что указывает на постепенный переход к субщелочным и щелочным вулканическим сериям Улутау-Кокчетавской зоны. Ранне-среднеде-

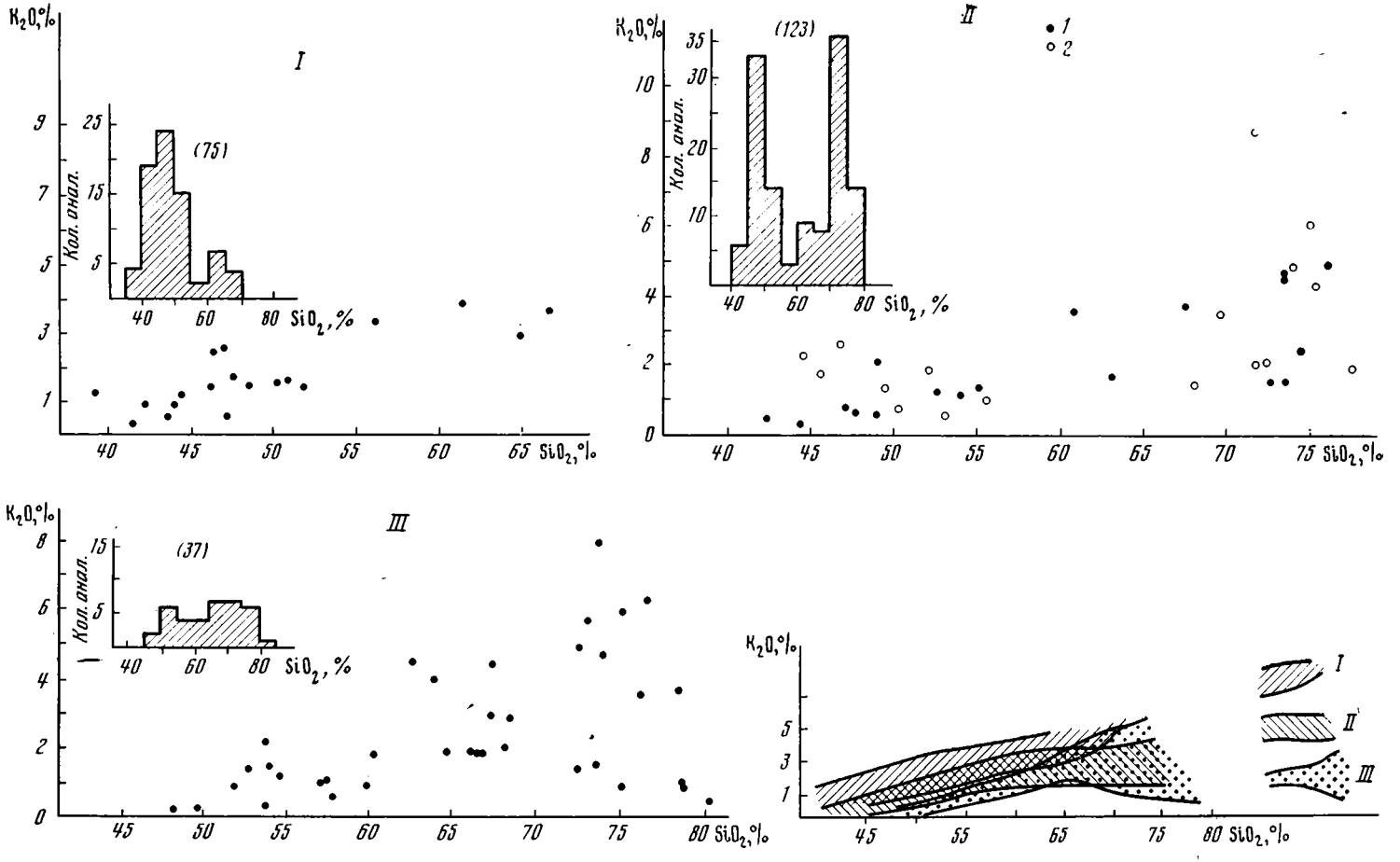


Рис. 86. Диаграммы, иллюстрирующие отношение K_2O к SiO_2 в ранне-среднедевонских вулканических породах Алтае-Саянской области
I — Минусинские впадины, II — Тувинский и Уйменско-Лебедской прогибы, III — Горный Алтай. В скобках указано количество анализов для каждой диаграммы
1 — ранне-среднедевонские вулканические породы Тувинского прогиба; *2* — ранне-средне-позднедевонские вулканические породы Уйменско-Лебедского прогиба. На диаграммах I и II приведены средние содержания, вычисленные для разных типов пород

вонские вулканиты Сарысу-Тенизского водораздела представляют собой типичную орогенную андезито-липаритовую формацию. Верхний комплекс включает вулканические породы среднего — верхнего девона, которые на Сарысу-Тенизском водоразделе имеют существенно базальтовый состав. Это в основном диабазы и диабазовые порфириты, реже андезитовые или пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты, которые, по данным В. Г. Тихомирова, Э. И. Тихомировой и Ши Ян-шеня (1964), отличаются несколько повышенным содержанием калия (до 2,5—3%), что сближает их с трахибазальтами и трахилипаритами. Редкие кислые дифференциаты представлены трахитами. Пересчеты химических анализов по методу Ю. М. Шейнманна указывают на очень малую скорость насыщения вулканических пород жаксыконской серии кремнекислотой по мере возрастания общей кислотности пород (Моссаковский, 1969). Все это позволяет относить вулканические породы верхнего комплекса к субщелочной базальтовой формации.

Еще восточнее, в верховьях рек Ащилы, Шаман-Шад, поселков Кзыл-Джар, Терехты и в прилежащих районах Северо-Западного Прибалхашья, по данным В. Г. Тихомирова (1971), Л. Г. Никитиной и В. М. Шужанова (1969), в Чу-Илийских горах (Дворцова, 1969) и в Южной Джунгарии (Скринник, 1969, 1973) в пограничной зоне между каледонидами и варисцидами строение девонской вулканической серии изменяется благодаря резкому возрастанию количества кислых пород, главным образом туфов и игнимбритов дацито-липаритового и липаритового состава, которые сначала перемежаются с андезито-базальтовыми породами, а затем полностью их вытесняют. Андезитовые порфириты сохраняются только местами, например в Чу-Илийских горах, и приурочены к низам вулканической серии. Время формирования кислых орогенных вулканитов в этой зоне охватывает почти весь ранний, средний и бóльшую часть позднего девона. Они образуют единую липаритовую (гранитово-липаритовую) формацию щелочноземельного типа (Дворцова, 1969).

Таким образом, для девонского орогенного вулканизма Центрального Казахстана также характерна субмеридиональная зональность в распределении щелочноземельного и щелочного формационных комплексов. На ее существование уже обратил внимание В. Г. Тихомиров (1971). Однако пространственное положение зон с разным типом вулканизма здесь диаметрально противоположное, по сравнению с восточной областью девонского вулканизма (см. рис. 84). Внешняя зона с комплексом ранне-среднедевонских щелочных и субщелочных вулканических формаций находится на крайнем западе Центрального Казахстана — Улутау, Кокчетавское поднятие и Северный Тянь-Шань. В среднем — позднем девоне она смещается на восток — в область Сарысу-Тенизского водораздела. Внутренняя зона с одновозрастными (ранне- средне- и позднедевонскими) щелочноземельными вулканическими формациями располагается восточнее и охватывает большую часть меридионального отрезка Центрально-Казахстанского вулканического пояса от Атасуйского района на севере до Южной Джунгарии на юге. Из сказанного следует, что девонский краевой вулканический пояс в том виде, как его выделил А. А. Богданов, в строгом смысле не является совершенно самостоятельным, а представляет собой внутреннюю щелочноземельную зону более обширного Центрально-Казахстанского ареала девонского орогенного вулканизма. На востоке внутренняя зона ограничивалась Северо-Балхашским и Центрально-Джунгарским миогеосинклинальными варисцийскими прогибами, а еще восточнее — в Северо-Джунгарском эвгеосинклинальном прогибе в это же время на океанической коре формировались кремнисто-сланцевые и вулканогенно-кремнистые толщи (Шлыгин, 1971).

Несколько обособленное положение занимают девонские орогенные вулканические серии Чингиз-Тарбагатайской зоны, разграничивающей Джунгаро-Балхашскую и Иртыш-Зайсанскую варисцийские области. Орогенный вулканизм в этой зоне, судя по материалам Ю. И. Лялина, Е. Е. Миллер и Л. Г. Никитиной (1964), Н. В. Аксаментовой (1968), В. Г. Тихомирова и Б. Я. Журавлева (Геология и металлогения..., 1971), отличался невыдержанным по площади составом излияний и сформировал сложную базальто-андезито-липаритовую формацию раннесреднедевонского, местами (юго-западный Чингиз) и позднедевонского (?) возраста. Вместе с тем, латеральные закономерности в изменениях состава вулканических продуктов, выявляемые на разных стратиграфических уровнях, очень противоречивы и, видимо, до конца еще не выяснены (Тихомиров, Тихомирова, 1969). Ясно лишь, что в целом эти формации, за исключением живетских образований зоны Карадон-Темиршинского разлома, относятся к щелочноземельному комплексу, характеризующему внутренние зоны поясов и ареалов орогенного вулканизма.

Итак, анализ формационного состава девонских орогенных вулканических серий в пределах ареалов их распространения (Центрально-Казахстанский и Чингизский, с одной стороны, Алтайский и Саяно-Минусинско-Тувинский, с другой) в южной части Казахстано-Сибирского пояса палеозоид показывает, что здесь в размещении главных формационных комплексов орогенных вулканитов существует субмеридиональная зональность, которая симметрична по отношению к Иртыш-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской варисцийским эвгеосинклинальным зонам, занимающим осевое положение. Девонские орогенные вулканические серии в каледонских складчатых зонах, примыкающих с востока к Иртыш-Зайсанской варисцийской эвгеосинклинали, а с запада — к Джунгаро-Балхашской геосинклинали, а также в Чингизском антиклинории, находящемся между ними, принадлежат щелочноземельному комплексу. Одновозрастные вулканические серии в раннекаледонских, а местами в байкальских складчатых зонах на востоке Алтае-Саянской области, на западе Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане представлены формациями щелочного комплекса и образуют внешние зоны. Характерно, что именно во внешних зонах формировались среднепалеозойские орогенные впадины, выполненные, помимо вулканитов, мощным комплексом верхних континентальных моласс девона. Эти впадины образуют две прерывистые меридионально ориентированные цепочки, из которых восточную образуют Тувинский прогиб, Южно-Минусинская и Северо-Минусинская, Тегульдетская и Казская (две последние вскрыты глубоким бурением) впадины, а западную — Каракингирский, Тамдинский и Жаксыконский среднепалеозойские прогибы, а также развившиеся на них позднее Тенизская и Джезказганская позднепалеозойские впадины.

Таким образом, наиболее общие закономерности латеральной изменчивости формационного состава девонских орогенных вулканических серий очень сходны с аналогичными закономерностями позднепалеозойских вулканических серий. Однако здесь мы имеем дело не с одним линейным асимметрично построенным вулканическим поясом, а с двумя симметрично расположенными слабо линейными его ареальными гомологами. Подобный ареальный тип проявления девонского орогенного вулканизма по своему стилю очень напоминает систему кайнозойских вулканических дуг Зондского архипелага, на что уже обращал внимание Н. П. Васильковский (1960), проводя аналогию в тектоническом развитии Алтае-Саянской области и островных дуг Юго-Восточной Азии.

ВЫВОДЫ

Анализ хронологических, структурных и пространственных закономерностей в проявлении палеозойского орогенного вулканизма, а также его сравнение с другими формами орогенного магматизма в варисцийских и каледонских областях Евразии позволяет сделать следующие общие выводы.

1. Существуют два главных типа палеозойского орогенного магматизма: плутонический гранитоидный магматизм сводовых поднятий и базальто-андезито-липаритовый вулканизм краевых вулканических поясов и ареалов. Эти два типа орогенного магматизма, в общих чертах отвечающие понятиям о соответствующих ассоциациях, сформулированным В. Кеннеди и Е. Андерсоном (Kennedy, Anderson, 1938) и ныне вновь развиваемым Д. С. Штейнбергом, Г. Б. Ферштатером, В. С. Соболевым и другими, различаются по ряду признаков: а) по преобладающей форме своего проявления — плутонической (гранитоидные массивы, образованные на месте в результате гранитизации и метасоматоза) или вулканической (эффузивы, субвулканические и близповерхностные интрузивы габбро-диоритового, габбро-сиенитового, диоритового и гранитного состава); б) по характеру магматических расплавов, особенно кислых — низкотемпературных, богатых водой — в плутонических ассоциациях, или высокотемпературных, маловодных — в вулканических ассоциациях; в) по происхождению магматических продуктов — коровому в плутонических ассоциациях и смешанному мантийно-коровому или мантийному — в вулканических ассоциациях; г) по степени унаследованности петрохимических и геохимических особенностей магматических продуктов от магматических комплексов и пород субстрата: плутонические ассоциации наследуют многие черты магматизма переходной стадии геосинклинального развития соответствующих областей, их формирование протекает длительно и растягивается на периоды или даже несколько геологических периодов (ордовик, силур, девон, карбон — в каледонидах, карбон, пермь, триас — в варисцидах); вулканические ассоциации в своей главной массе формируются в относительно ограниченные отрезки геологического времени, отвечающие вулканическим эпохам,— позднекаменноугольной — раннепермской в варисцийских областях, ранне-среднедевонской — в каледонских областях, изменение же химизма в них определяется не особенностями субстрата, а расположением одновозрастных эвгеосинклинальных зон и имеет, таким образом, латеральный характер.

2. Гранитоидный магматизм и орогенный вулканизм принципиально отличаются по особенностям пространственного размещения и структурной приуроченности. Плутонические орогенные ассоциации развиты в пределах сводовых поднятий во всех складчатых геосинклинальных областях без исключения, вулканические — только в тех из них или в тех их частях, к которым непосредственно примыкают более молодые эвгеосинклинальные зоны; они локализуются в орогенных впадинах, прогибах, грабенах или в вулканических массивах, группирующихся в пояса или ареалы орогенного вулканизма.

Следовательно, орогенные плутонические ассоциации могут существовать самостоятельно, без одновозрастных вулканических ассоциаций [например, позднепалеозойский гранитоидный магматизм Урала, принадлежность которого к плутоническому формационному типу показана Г. Б. Ферштатером (1972)], а вулканические орогенные ассоциации, как правило, встречаются только совместно с плутоническими, как бы накладываясь на них и образуя сложный пространственный парагенез генетически различных коровых и мантийных магматических комплексов.

3. Различный стиль пространственного размещения позднепалеозойских и девонских орогенных вулканических ассоциаций отражает разный тип тех палеозойских геосинклинальных поясов, в пределах которых они формировались. Позднепалеозойский орогенный вулканизм был приурочен к северной части асимметрично построенного линейного геосинклинального пояса Палеотетиса, располагавшегося по южной периферии северного ряда древних платформ — Восточно-Европейской, Сибирской — и разделявшего их субмеридионального Казахстано-Сибирского палеозойского складчатого пояса. Становление тектонической структуры Палеотетиса, в последующем сильно переработанной позднемезозойскими и кайнозойскими покровно-складчатыми деформациями и процессами скучивания горных пород, происходило во второй половине палеозоя и в раннем мезозое. Позднепалеозойский орогенный вулканизм знаменовал первую, наиболее энергичную эпоху формирования этого складчатого пояса, когда в результате геосинклинального процесса, завершившегося варисцийской складчатостью, метаморфизмом и гранитизацией, в его северной части (широтная система варисцид) образовался гранитно-метаморфический слой земной коры, и она причленилась к континентальным массивам Северной Евразии, образовав единый с ними материк. В то же время в более южной части Палеотетиса продолжали развиваться киммерийские (позднепалеозойские — раннемезозойские) геосинклинальные системы. Линейность геосинклинального пояса Палеотетиса и его общая субширотная ориентировка обусловили соответствующее строение и ориентировку области позднепалеозойского орогенного вулканизма, которая оформилась в виде Евразийского вулканического пояса, наложенного на варисцийские и примыкавшие к ним каледонские складчатые сооружения и занимавшего характерное краевое положение на границе с киммерийскими геосинклинальными системами.

Девонский орогенный вулканизм пространственно и генетически был связан с формированием другого палеозойского геосинклинального пояса — Казахстано-Сибирского,— который простирался в меридиональном направлении и разделял в рифее, раннем и среднем палеозое континентальные массы Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ. Этот геосинклинальный пояс, в отличие от Палеотетиса, имел симметричный характер и обладал мозаичной внутренней структурой, на что обращали внимание Г. Л. Поспелов (1957), А. В. Пейве (1960), Л. П. Зоненшайн (1967), А. С. Перфильев (1968) и другие исследователи. Появление девонского орогенного вулканизма отражало зрелую стадию развития этого геосинклинального пояса, когда в его пределах, на западной и восточной периферии уже сформировались крупные складчатые массивы ранней консолидации (поздне- и раннекаледонские, местами байкальские) с континентальной корой. Между ними в центральной части пояса в девоне существовали остаточные варисцийские эвгеосинклинальные зоны (Иртыш-Зайсанская, Джунгаро-Балхашская), а также связанные с ними варисцийские мио- и моногеосинклинальные прогибы. Этим объясняется ареальное распространение девонского орогенного вулканизма и отчетливо симметричное (по отношению к варисцийским эвгеосинклинальным зонам) размещение его внутренних и внешних зон с различными петрохимическими и формационными типами девонских орогенных вулканитов.

В пределах Евразии существуют еще два участка, где проявлен девонский орогенный вулканизм. Один из них находится на крайнем западе — в каледонидах Шотландии, а другой — на крайнем северо-востоке в пределах так называемого Омолонского массива. Хотя эти два сравнительно небольших ареала девонского орогенного вулканизма в данной работе специально не рассматриваются, все же важно подчеркнуть, что они, как и главная область девонского орогенного вулканизма

в Казахстане и Южной Сибири, структурно связаны с меридиональными складчатыми геосинклинальными поясами, соответственно обрамляющими с запада Восточно-Европейскую, а с востока Сибирскую платформы.

Из сказанного следует еще один вывод о том, что эпохи орогенного вулканизма — ранне-среднедевонская и позднепалеозойская — не были повсеместными, а напротив, охватили только строго ограниченные и разобщенные в пространстве территории, связанные с тектоническим развитием различных палеозойских геосинклинальных поясов.

4. Приуроченность Евразийского пояса позднепалеозойского орогенного вулканизма и Казахстано-Сибирских ареалов девонского орогенного вулканизма к границам синхронных с ними эвгеосинклинальных зон, на океанической коре которых формировалась гранитно-метаморфическая оболочка, позволяет рассматривать структурную позицию палеозойского орогенного вулканизма во всех случаях как окраинноконтинентальную. Это с логической неизбежностью следует из современных представлений, развиваемых А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и их учениками (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972; Зоненшайн, 1969, 1972), а также теперь уже многими другими исследователями у нас в стране и за рубежом, согласно которым эвгеосинклинальные зоны, в том числе и палеозойские эвгеосинклинальные зоны Евразии, закладывались и развивались на земной коре океанического типа. Следовательно, пояса и ареалы позднепалеозойского и девонского орогенного вулканизма и их внутренняя петрохимическая зональность позволяют реконструировать в палеозойских складчатых геосинклинальных поясах Евразии положение окраин континентальных блоков земной коры в местах их сопряжения с охваченными геосинклинальным процессом участками океанических бассейнов геологического прошлого.

Таким образом, палеозойский орогенный магматизм Евразии, несмотря на самые разные формы (плутоническая, вулканическая, поясная или ареальная) его проявления, во всех случаях генетически был связан с развитием соответствующих палеозойских складчатых поясов, полностью наследуя главные особенности их развития и пространственной ориентировки. Поэтому геосинклинальная природа орогенного магматизма (как позднепалеозойского, так и девонского) представляется совершенно несомненной вне зависимости от того, в каких бы складчатых зонах геосинклинального пояса он ни проявился и в каких бы структурных или временны́х соотношениях с подстилающими складчатыми или нескладчатыми комплексами ни находились его продукты.

ГЛАВА ВОСЬМАЯ

МЕСТО ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР И ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА В ОБЩЕМ ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПАЛЕОЗОИД ЕВРАЗИИ

Изложенные выше закономерности формирования палеозойских орогенных структур и вытекающая из них стадийность орогенного этапа развития каледонских и варисцийских складчатых областей Евразии, с одной стороны, и хронологические, структурные и пространственные закономерности проявления в тех же областях палеозойского орогенного магматизма (в плутонической и вулканической форме), с другой, если их рассматривать совместно, позволяют подойти к решению или, по крайней мере, поставить на обсуждение ряд общих теоретических вопросов, затрагивающих проблему формирования земной коры континентов. К ним относятся, в частности, неравномерность и этапность процесса формирования континентальной земной коры, возможные причины некоторых сопутствующих этому процессу характерных геологических явлений, например, таких, как горообразование или возникновение окраинноконтинентальных вулканических поясов и т. д.

Естественно, что многие из предлагаемых построений носят дискуссионный характер. Они не претендуют на завершенность и не сопровождаются всесторонней аргументацией, что является предметом будущих исследований. Их следует рассматривать лишь как своего рода перспективный взгляд на возможные направления последующих работ. Однако, по мысли автора, эти построения с логической неизбежностью следуют из обоснованных в предыдущих разделах эмпирических закономерностей и их синтеза в свете современных и разделяемых автором представлений о геосинклинальном процессе как совокупности тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих вещественное преобразование океанической земной коры в континентальную. Сущность этого процесса заключается в формировании гранитно-метаморфического слоя.

ОБ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Геосинклинальный процесс, как мы уже подчеркивали выше, носит отчетливо стадийный характер (Дергунов и др., 1971; Зоненшайн, 1971, 1972; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972). Он зарождается еще в океаническую стадию, т. е. на безгранитной земной коре океанического типа, достигает своего максимального развития в переходную стадию, характеризующуюся большими латеральными неоднородностями в строении земной коры, которые были вызваны локальными увеличениями мощности базальтового слоя и появлением на отдельных участках «пятен» гранитно-метаморфического слоя, и завершается в континентальную стадию в связи с повсеместным или почти

повсеместным (в пределах конкретной области, охваченной геосинклинальным процессом) образованием гранитно-метаморфического слоя, что является главным признаком земной коры континентального типа.

Изложенная стадийность геосинклинального процесса, в его новом современном понимании, в самом общем виде согласуется с известными схемами стадийности, разработанными с позиций традиционных представлений о развитии геосинклинальных областей (Муратов, 1949, 1963, 1969; Шейнманн, 1955, 1968; Богданов, 1959; Хаин, 1964; Милановский, 1968). Однако это справедливо только в отношении переходной и континентальной стадий, которые могут быть легко сопоставлены с собственно геосинклинальным и орогенным этапами прежних схем. Что касается океанической стадии, то для нее нет места в традиционных схемах стадийности развития геосинклинальных областей, поскольку до самого последнего времени считалось (и сейчас еще очень многие придерживаются той же точки зрения), что геосинклинали являются внутриконтинентальными или окраинноконтинентальными образованиями и закладываются и развиваются на континентальной земной коре путем ее раздробления, погружения отдельных сиалических блоков и их переработки. То, что такая точка зрения должна быть пересмотрена, следует из результатов многочисленных исследований последних пяти — семи лет, проведенных в Советском Союзе и за рубежом и указывающих на большую роль в строении мезозойско-кайнозойских, палеозойских и даже докембрийских геосинклинальных систем океанической коры геологического прошлого.

Здесь надо прежде всего сослаться на работы А. В. Пейве (1969) и А. Л. Книппера (1973), которые убедительно показали, что мезозойские эвгеосинклинали Альпийско-Гималайского складчатого пояса, в нижних частях разреза представленные спилитами, диабазами, яшмами, кремнистыми карбонатными породами, формировались на меланократовом океаническом фундаменте. Этот фундамент состоит из серпентинизированных гипербазитов, метасоматических габброидов и других метабазитов и четко сопоставляется, как и вышележащая спилито-диабазо-кремнистая серия, с образованиями третьего и второго геофизических слоев современных океанов.

Совершенно аналогичные данные получили М. С. Марков, Г. Е. Некрасов, М. С. Хотин и другие в мезозойских и кайнозойских складчатых сооружениях на восточной окраине Азии — на полуострове Тайгонос, в Пенжинской губе, на Камчатке и в некоторых других местах (Марков, 1973; Марков и др., 1972; Пейве, Книппер, Марков, Богданов, 1971; Розен, Марков, 1973).

Меланократовый фундамент океанического типа недавно установлен А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом, А. С. Перфильевым, С. В. Руженцевым в основании спилито-диабазовых и кремнисто-сланцевых эвгеосинклинальных серий в варисцидах Урала (Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972; Иванов и др., 1972; Поспелов, Руженцев, 1972) и Тянь-Шаня (Буртман и др., 1974).

В настоящее время на присутствие образований океанической стадии в нижних частях колонн отложений эвгеосинклиналей указывают в своих работах многие исследователи: в каледонидах Алтае-Саянской области — Н. П. Васильковский (1960), Б. Н. Красильников (1966), Л. П. Зоненшайн (1969, 1972), в каледонидах и варисцидах Монголии — Л. П. Зоненшайн (1969), А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский и А. С. Перфильев (1971), Н. Г. Маркова, в каледонидах Центрального Казахстана — А. И. Суворов (1971), Р. М. Антонюк (1972), в варисцидах Восточного Казахстана — А. Е. Шлыгин (1971), в докембрийском фундаменте Восточно-Европейской платформы — А. С. Новикова (1973) и т. д.

Такой же поток новых данных об океанической природе основания эвгеосинклинальных складчатых зон материков идет и из других стран — США, Канады, Италии, Греции, Великобритании, Кубы, обзор которых дан в монографиях А. Л. Книппера (1973) и М. С. Маркова (1973), посвященных проблеме океанического меланократового фундамента геосинклинальных складчатых зон геологического прошлого. Эти данные приводят к мысли, что в основании всех эвгеосинклинальных складчатых систем континентов располагался океанический меланократовый фундамент и, следовательно, в свое время все они являлись частями океанических бассейнов геологического прошлого. Но если это так, тогда история развития и формирования крупных палеозойских и мезозойских складчатых поясов, включающих разновозрастные эвгеосинклинальные системы, по существу представляет собой историю постепенного замыкания океанических бассейнов геологического прошлого и их последовательного и необратимого превращения в континентальные массы, в качестве которых они и предстают в настоящее время.

Именно такой вывод в отношении палеозоид Евразии был сделан в коллективной работе сотрудников Геологического института АН СССР (Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972), посвященной новым взглядам на теорию геосинклинального процесса.

Таким образом, мы приходим к заключению, что любые складчатые геосинклинальные пояса, включающие эвгеосинклинальные зоны, возникали и развивались на месте древних океанических бассейнов. Например, Казахстано-Сибирский палеозойский складчатый пояс формировался на месте крупного океанического бассейна, существовавшего в рифее, раннем и среднем палеозое и разделявшем материковые глыбы Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Судя по результатам отмеченных выше исследований, можно полагать, что в пользу океанической природы этого пояса имеются достаточно веские основания.

Еще более убедительные доказательства, свидетельствующие о заложении геосинклиналей на океанической коре, имеются для линейного пояса варисцид Урала, который, как считают А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, С. В. Руженцев и другие, образовался в результате крупного раздвига на сотни, а может быть, и тысячи километров глыб докембрийской континентальной коры.

Наиболее трудным для решения является вопрос об океанической природе Палеотетиса, что обусловлено рядом осложняющих факторов. К ним относятся, во-первых, очень сложная шарьяжно-глыбовая структура, явившаяся результатом мезозойских и кайнозойских тектонических деформаций и крупных горизонтальных перемещений аллохтонных континентальных масс, что полностью изменило первоначальный позднепалеозойский и раннемезозойский структурный план Палеотетиса; во-вторых, очень слабая изученность палеозойских отложений на этой территории, связанная как с неблагоприятными условиями их обнаженности, так и с небольшим объемом их геологических исследований, особенно в Центральной Азии и Китае.

Поэтому вопрос о том, является ли Палеотетис позднепалеозойским океаническим бассейном, и тогда позднепалеозойский вулканический пояс оказывается в одном ранге с типичными окраинноматериковыми вулканическими поясами, или это было позднепалеозойское эпиконтинентальное Средиземное море, перекрывшее своими водами байкальские и варисцийские складчатые сооружения фундамента Альпийско-Гималайского пояса и более восточных районов Центральной Азии, и тогда позднепалеозойский вулканический пояс будет внутриматериковым образованием, представляет собой сложнейшую тектоническую проблему. Здесь мы вступаем в область гипотез и острых дискуссий.

Как известно, по поводу строения и возраста фундамента Альпийско-Гималайского пояса и сопредельных областей Центральной Азии существуют две диаметрально противоположные точки зрения.

Согласно первой из них, традиционной, развиваемой в настоящее время М. В. Муратовым (1962, 1969, 1971), И. Штеклиным (1966), В. Е. Хаиным (1968, 1969, 1970), Б. А. Петрушевским (1973), А. А. Беловым (1967, 1968, 1973) и рядом других исследователей, в основании большей части Альпийско-Гималайского складчатого пояса располагается байкальский складчатый фундамент, аналогичный фундаменту Африкано-Аравийской плиты, на котором развивались узкие линейные троги варисцийских и альпийских геосинклиналей. Аналогичным строением обладало, по данным В. М. Синицына (1956, 1959), В. Г. Королева (1957), Ю. С. Перфильева и В. М. Моралева (1972) и многих других, основание Палеотетиса и его восточной, центрально-азиатской части. Следовательно, исходя из этих представлений, ни о какой океанической природе Палеотетиса говорить нельзя, а его надо рассматривать как длительно существовавший подвижный пояс, включавший отдельные палеозойские и мезозойские эвгеосинклинали, но в целом развивавшийся на континентальной земной коре.

Вторая точка зрения об океанической природе Палеотетиса, сформировавшаяся совсем недавно, пока имеет гораздо меньше сторонников, хотя она гораздо более перспективна для решения фундаментальных проблем геологии и тектоники Центральной и Малой Азии. Наиболее полно ее обосновал А. В. Пейве, который считает, что к югу от варисцийских складчатых областей Европы и Кавказа, а также Копет-Дага «... в начале мезозоя располагалась та часть океана Тетис, в которой на габбро-перидотитовом докембрийском фундаменте океанической коры отлагались мезозойские толщи океанического типа. Так как в разрезе этих отложений отсутствует палеозой, можно думать, что эта часть Тетиса возникла в результате палеозойского диастофизма... Южнее располагалась лабильная плита Африкано-Аравийской и Индийской платформ, явившаяся южным шельфом океана Тетис» (Пейве, 1969, стр. 14—15). Современное положение кристаллических массивов Ирана, Турции и Афганистана А. В. Пейве считает аллохтонным и объясняет его последующим перекрытием в конце юры — начале мела мезозойского океана Тетис перемещавшимися на север отдельными частями Африкано-Аравийской платформы.

Вместе с тем, существование в северной части Палеотетиса на фоне его огромной, океанических размеров акватории киммерийских геосинклинальных систем, в том числе и типичных эвгеосинклиналей, которые относительно полно представлены на востоке (Приморье, Внутренняя Монголия, Каракорум и Северный Памир), а в виде отдельных фрагментарных выходов сохранились и на западе (Западная Анатолия, Ликийский Тавр), позволяет предполагать, что отдельные участки или даже целые обширные зоны с океанической корой были в Палеотетисе и в позднем палеозое. Такую точку зрения разделяет не только автор (Моссаковский, 1970, 1972), но и некоторые зарубежные исследователи (Sylvester-Bradley, 1968).

Океанический характер Палеотетиса и его древний, не только палеозойский, но и докембрийский, возраст можно обосновать некоторыми общими соображениями, в частности развиваемой Н. А. Штейсом (1964; Меннер, Штрейс, 1971) концепцией о биполярном развитии структуры земной коры. Согласно этой концепции формирование земной коры в Северном и Южном полушариях происходило асинхронно и попеременно (в разные мегахроны) то в одном из них, то в другом. При этом Тетис (Палеотетис) служил тем барьером, по одну сторону от которого сформировалась континентальная кора древних платформ Северного ряда с дорифейским складчатым фундаментом (Северо-Американская,

Восточно-Европейская, Сибирская) и всей гаммы каледонских, варисцийских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений, а по другую — древних платформ Южного ряда (Гондвана), включающего Южно-Американскую, Африканскую, Индостанскую, Австралийскую и Антарктическую платформы с рифейским складчатым фундаментом и практически, если не считать редкие редуцированные зоны, лишенным обрамляющих складчатых сооружений неогея. Поэтому трудно допустить какую-нибудь другую, кроме океанической, природу морских пространств Палеотетиса, разделявших Северные и Южные различно построенные континентальные массивы.

Однако в любом случае, был ли Палеотетис океаном в палеозое или он стал им только в раннем мезозое, мы все равно сталкиваемся с противоречащим таким трактовкам фактом современного широкого развития на его предполагаемой площади в Турции, Иране, Афганистане, Китае крупных докембрийских (байкальских) кристаллических массивов с маломощным нижне-, средне- и верхнепалеозойским и триасовым терригенно-карбонатным чехлом. Большинство исследователей считает эти массивы в западной части пояса обломками эпибайкальской Африкано-Аравийской плиты. Если в отношении хотя бы части этих массивов подобная точка зрения верна, то для обоснования океанической природы Палеотетиса остается единственный путь — поиски доказательств аллохтонного характера этих массивов. Следует напомнить, что вопрос об аллохтонной природе подобных образований в Центральной Азии уже давно поднимал Э. Арган (1935), который указывал на значительные горизонтальные перемещения в мезозое в северном направлении континентальных масс Африки, Индостана и Китая. В последнее время мобилистские идеи Э. Аргана применительно к Альпийско-Гималайскому поясу и Центральной Азии подкреплены новыми многочисленными аргументами структурно-тектонического, палеоклиматического, палеофитологического и палеомагнитного характера.

Широкое развитие крупных шарьяжных перекрытий устанавливается ныне практически повсеместно в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Гансер, 1967; Пейве, 1969; Белостоцкий, 1970; Руженцев, 1968, 1971; Книппер, 1973; см. также обильную зарубежную литературу). Для Центральной Азии и, в частности, для Северного Китая и Приморья аналогичные данные приводит П. Н. Кропоткин (1960, 1972), описавший в провинции Гуйчжоу в Китае случаи надвигания и шарьирования на юрские и триасовые образования кембрийских и ордовикских отложений в процессе мезозойских тектонических деформаций так называемой яншаньской складчатости. П. Н. Кропоткин подчеркивает, что вся область Центральной Азии от Тянь-Шаня, Алтая и Станового хребта на севере до южных подножий Гималаев представляла собой зону интенсивных вертикальных и горизонтальных движений в течение мезозоя. Со скучиванием сиалических масс он связывает и особенности геофизических полей Центральной Азии, выражающиеся в интенсивных отрицательных аномалиях силы тяжести, свидетельствующих, так же как и данные по отраженным сейсмическим волнам, об огромной мощности земной коры, которая достигает в отдельных зонах 80—90 *км*.

Таким образом, структурно-тектонические и отчасти геофизические данные позволяют предполагать, как это и делает А. В. Пейве, тектоническое перекрытие океанического бассейна Тетиса (или Палеотетиса) перемещавшимися с юга на север аллохтонными континентальными пластинами. В своей подавляющей массе эти пластины имели гондванское происхождение, на что указывают особенности их стратиграфических разрезов, а также данные палеомагнитных измерений и палеофлористические исследования.

Если весь материковый блок Северной Евразии от западной оконечности Европы до Сибирской платформы включительно характеризовал-

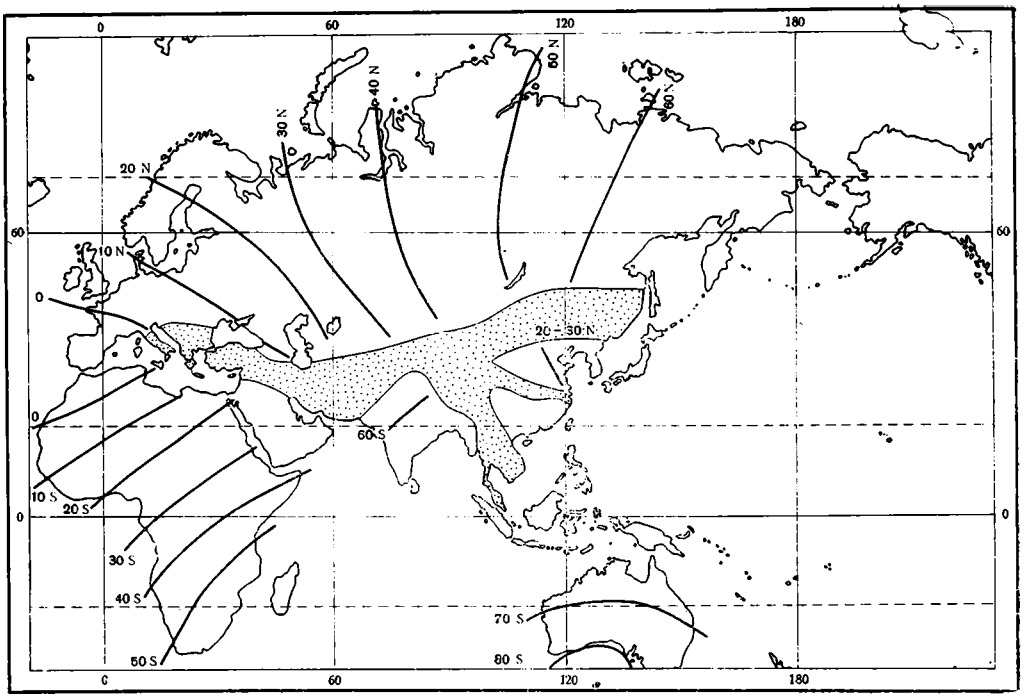


Рис. 87. Схема пермских палеоширот по данным палеомагнитных измерений, по А. Н. Храмову (1967), Э. Ирвингу и Ф. Штели (Stehli, 1968), и положение Палеотетиса (показано крапом)

ся в позднем палеозое, по данным палеомагнитных измерений, выдержанным однотипным распределением палеоширот: например, для перми (рис. 87) палеоширота 0°, т. е. экватор, проходила через Центральный Французский массив, долину р. По в Северной Италии, Грецию и Западную Турцию, палеоширота 30° с. ш. пересекала по диагонали Урал, а палеоширота 50° с. ш. проходила через Верхоянье (Храмов, 1967; Irving, 1956; Stehli, 1968), то в Африке (включая и ее северную часть, примыкающую к Пиренейскому полуострову), Индостане и на Китайской платформе ориентировка пермских палеоширот совершенно иная, а их значения указывают (за исключением Китая) на принадлежность к южному полушарию. В частности в Индостане палеомагнитные определения пермских палеоширот соответствуют 50—60° ю. ш. (Mac-Elienny, 1968), а их ориентировка (рис. 87) перпендикулярна (как и в Африке) простиранию пермских палеоширот Северной Евразии. Эти палеомагнитные данные по пермским породам Индостана прекрасно согласуются с холоднолюбивым типом пермских флористических остатков, содержащихся в тех же породах и принадлежащих к гондванской палеофлористической провинции (Мейен, 1969а), а также находят подтверждение в признаках позднепалеозойского оледенения в Индостане (Кришнан, 1954; Егоров, 1964; Loczy, 1968) и в Омане (King, 1958) [1].

Как подчеркивают П. Н. Кропоткин (1972), С. В. Мейен (1969а), В. А. Вахрамеев (1971) и другие, эти палеомагнитные и палеофлористи-

[1] Столь строгое соответствие палеомагнитных, палеоклиматических и палеофлористических данных не позволяет согласиться с Г. П. Леоновым (1964), который рассматривает позднепалеозойское оледенение Индостана (и других материков Гондваны) как горное и пытается объяснить его одной лишь вертикальной географической зональностью в условиях горного рельефа в тропическом поясе.

ческие данные находятся в вопиющем противоречии как с современным географическим положением Индостана и Омана, так и с пермскими палеоширотами Северной Евразии, проекция которых в Индостан и Оман также указывает на положение последних в субтропических климатических зонах между 10 и 20° с. ш. Объяснить такую несходимость в поведении пермских палеоширот (по палеомагнитным данным), а также палеоклиматических и палеофлористических зон между Северной Евразией, с одной стороны, и континентальными массивами Африки и Индостана, с другой, можно только в том случае, если признать факт значительного горизонтального перемещения последних, особенно Индостана и Омана, а также, видимо, и других более мелких массивов, для которых пока еще просто не имеется соответствующих данных, из области высоких широт южного полушария, где они находились в позднем палеозое, в экваториальные широты, которых они достигли в мезозое.

Такое же несовпадение пермских палеоширот и характера позднепалеозойских палеофлористических провинций отмечается и между Северной Евразией и Китайской платформой, на которой, по данным П. Н. Кропоткина (1972), палеомагнитным методом получены значения палеоширот для перми, отвечающие 20 и 30° с. ш. Эти значения указывают на положение Китайской платформы в перми в субтропической зоне, и это хорошо согласуется с результатами исследований С. В. Мейена (1969б), установившего принадлежность позднекаменноугольных и пермских флор Китая и Корейского полуострова к особой катазиатской палеофлористической провинции тропического типа. Однако в прилежащих с севера частях Сибири и Монголии позднекаменноугольные и пермские флоры, по данным того же С. В. Мейена и М. В. Дуранте (1971а), представлены внетропическим ангарским типом и соответственно принадлежат совершенно другой палеофлористической провинции, которая располагалась, как показывают палеомагнитные измерения, в области высоких палеоширот (50—60°) северного полушария. Показательно, что ближайшие местонахождения пермских флор ангарского внетропического типа в Южной Монголии и в Приморье и катазиатского тропического типа в Северном Китае в провинции Ганьсу и на севере Корейского полуострова в современной тектонической структуре Центральной Азии разделены всего какими-нибудь 120—200 *км*, что, учитывая принципиальные различия в климатических условиях произрастания соответствующих флор, не может быть объяснено ничем иным, кроме происшедшего тектонического сближения этих местонахождений. В этом вопросе между тектонистами и палеофитологами существует полное единодушие (Мейен, 1969б; Зайцев и др., 1973; Konno, 1968).

Таким образом, совместный анализ тектонических, палеоклиматических, палеофитологических и палеомагнитных данных применительно к позднепалеозойской истории Альпийского пояса и Центральной Азии приводит к выводу о вероятной аллохтонной природе крупнейших докембрийских континентальных массивов гондванского или китайского типов, которые тектонически перекрыли океанические и геосинклинальные складчатые и нескладчатые комплексы Палеотетиса. Время этого тектонического перекрытия и резкого сужения океанической структуры Палеотетиса не было одним и тем же в разных его частях. Раньше всего (где-то в конце триаса — середине юры) оно произошло на востоке, в центрально-азиатской части Палеотетиса. Это следует из данных о времени тектонических деформаций позднепалеозойских — раннемезозойских орогенных структур Монголии, а также из того факта, что, начиная с позднего триаса — ранней юры, флористические комплексы Северной Евразии и Китая становятся однотипными (Вахрамеев, 1970). В западной части Палеотетиса такое перекрытие А. В. Пейве (1969) датирует более поздним временем — концом юры — серединой мела.

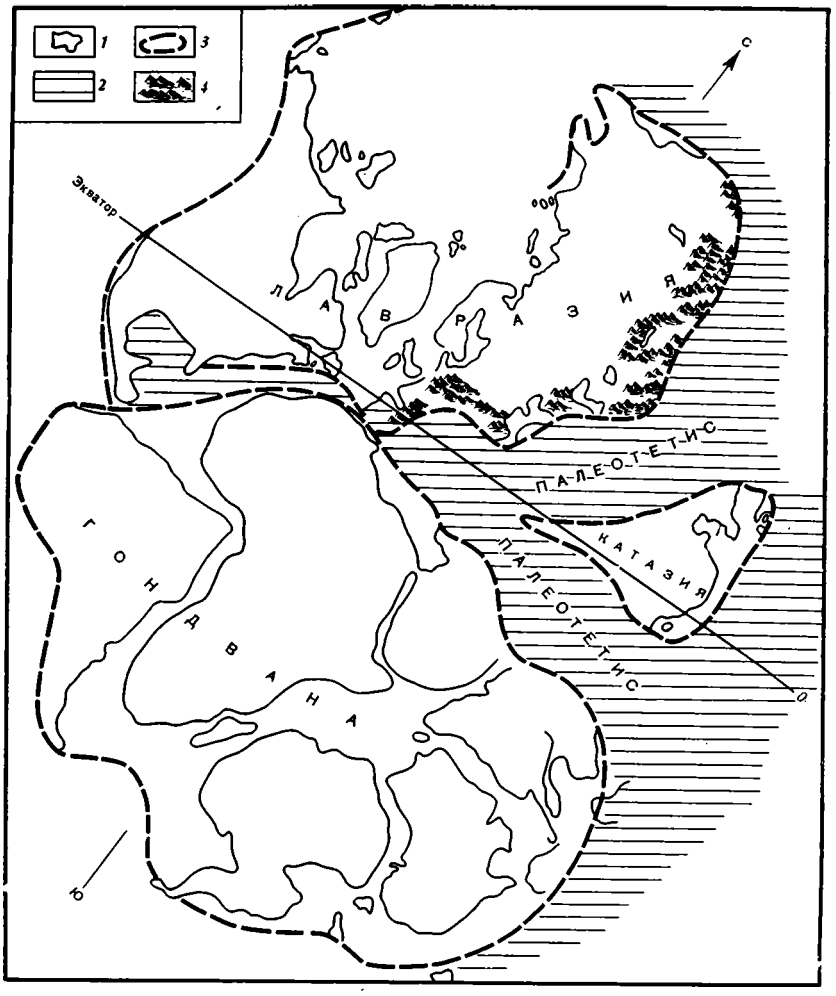


Рис. 88. Палеотектоническая схема для позднепалеозойского времени, реконструирующая взаиморасположение океана Палеотетис и материков Северной Лавразии и Гондваны (по данным палинспастических построений Л. П. Зоненшайна с упрощениями)

1 — материки и крупные массивы с континентальным типом строения земной коры; *2* — океаническая акватория Палеотетиса и прилежащих частей Тихого океана; *3* — границы континентальных и океанических областей; *4* — позднепалеозойский вулканический пояс

Изложенная система аргументации позволяет рассматривать Палеотетис в качестве позднепалеозойского океанического бассейна и, следовательно, определять структурную позицию Евразийского пояса позднепалеозойского орогенного вулканизма как окраинноматериковую (рис. 88).

Вместе с тем, необходимо отметить, что было бы неправильным проводить полную аналогию в морфологических особенностях между Палеотетисом и современными океанами, такими как Тихий или Индийский. Вероятно, он все же несколько отличался от них и прежде всего тем, что в нем, наряду с эвгеосинклинальными зонами и участками океанического дна, не затронутыми геосинклинальным процессом, располагались отдельные, возможно крупные, автохтонные сиалические глыбы, своего рода микроконтиненты — зоны ранней консолидации или отторженцы от древних северо-азиатских материковых масс, отделить кото-

рые от аллохтонных массивов гондванского и китайского типов мы сейчас не можем из-за недостаточности имеющихся материалов. По своему внутреннему устройству Палеотетис, вероятно, больше всего напоминал обширную область современных островных дуг, океанических впадин и микроконтинентов, располагающуюся ныне между Азиатским и Австралийским материками, хотя и отличался от нее своей более линейной формой.

Развиваемые представления об океанической природе палеозойских геосинклинальных поясов Евразии исходят из общей предпосылки об относительно древнем возрасте тех океанических бассейнов геологического прошлого, которые служили их субстратом. Помимо уже приведенных соображений, в пользу этого свидетельствуют и результаты специальных исследований А. Л. Книппера (1973) и М. С. Маркова (1973), показавших на материалах Альпийского пояса и мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений востока Азии значительную оторванность во времени между процессом образования меланократового океанического фундамента и последующим накоплением спилито-дибазовых эвгеосинклинальных серий.

Однако нельзя полностью исключать и возможность новообразования океанической коры во внутриконтинентальных областях в результате раздвигания сиалических глыб под влиянием процессов, аналогичных растеканию океанического дна в современных срединно-океанических хребтах. Подобные взгляды сейчас усиленно развиваются в Советском Союзе рядом исследователей — Л. П. Зоненшайном (1971, 1972), С. Н. Ивановым, А. А. Ефимовым, Л. М. Минкиным, А. С. Перфильевым, С. В. Руженцевым и Г. А. Смирновым (1972), С. С. Шульцем (1972) и некоторыми другими. Возможность такого механизма образования океанической коры и соответственно океанических бассейнов геологического прошлого в принципе отрицать нельзя. Более того, по-видимому, океаническая кора варисцийского складчатого геосинклинального пояса Урала образовалась, как справедливо считают А. С. Перфильев, С. В. Руженцев и С. Н. Иванов, именно таким или близким путем. Вместе с тем попытки тесно связывать этот механизм с геосинклинальным развитием и распространять его в таком виде на остальные палеозойские геосинклинальные пояса Евразии, отличавшиеся длительным многоэтапным развитием, особенно на пояса мозаичного типа, подобные Казахстано-Сибирскому или Центрально-Европейскому, или на Палеотетис, встречают большие затруднения, не меньшие чем гипотеза «тектоники плит» в ее полном виде.

Например, можно указать на малую вероятность многократного последовательного возникновения в смежных районах разновременных линейных зон растекания океанического дна (типа срединно-океанических хребтов) и столь же частого их отмирания (наподобие раздвигания и сдвигания мехов аккордеона), что противоречит всем имеющимся данным о поведении и длительном существовании на протяжении всего кайнозоя и большей части мезозоя аналогичных зон в срединно-океанических хребтах современных океанов. Без этого же постулата невозможно себе представить формирование таким путем сложной разновременной структуры эвгеосинклинальных зон в палеозоидах Евразии. Противоречит этому и давно установленная закономерность, указывающая на однонаправленный сохраняющийся на протяжении больших периодов геологического времени характер крупных горизонтальных перемещений (Пейве, 1965),— закономерность, которая, кстати сказать, подтверждается также результатами исследований структуры современного океанического дна и периокеанических зон.

Совершенно очевидно, что решение вопроса о новообразовании океанической коры палеозойских геосинклинальных поясов или о ее относительно древнем возрасте—дело будущих исследований. Здесь же важ-

но еще раз подчеркнуть, что независимо от времени и механизма образования океанической земной коры, располагавшейся в основании палеозойских геосинклинальных поясов Евразии, их первично океаническая природа по современным данным представляется более чем вероятной.

Итак, признавая океаническую природу палеозойских геосинклинальных поясов Евразии и утверждая, что сущность их формирования заключается в направленном процессе вещественного преобразования океанической коры в континентальную, мы неизбежно должны прийти к выводу, что столь же закономерны (но как частные формы выражения этого общего процесса) и последовательны смена во времени и пространстве тектонических структур переходной стадии (обычно называемых геосинклинальными) — геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий — орогенными структурами континентальной стадии — сводовыми поднятиями, краевыми прогибами, разнообразными внутренними орогенными впадинами и аналогичная смена в характере магматизма от существенно мантийного в начале переходной стадии к существенно коровому сиалическому в начале континентальной стадии.

НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕСТО В ЭТОМ ПРОЦЕССЕ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР И ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА

Среди палеозойских геосинклинальных поясов Евразии выделяются два типа — мозаичные и линейные,— которые различаются по стилю формирования континентальной земной коры. Этот вывод сделан и обоснован в результате коллективных исследований большой группы геологов-тектонистов Геологического института АН СССР: А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, А. С. Перфильева, М. С. Маркова, С. В. Руженцева, А. Л. Книппера, Г. И. Макарычева, Н. А. Богданова, В. С. Буртмана, А. И. Суворова и автора настоящей работы (Пейве, Штрейс, Моссаковский, и др., 1972), а также Л. П. Зоненшайна (1967, 1969, 1972), придерживающегося близких взглядов.

В геосинклинальных поясах мозаичного типа, лучшим примером которых является Казахстано-Сибирский, процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на длительное время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от его периферии к центру. Это хорошо прослеживается по времени смены океанической стадии переходной и по моменту возникновения в каждой из конкретных складчатых зон гранитно-метаморфического слоя, что отмечается по первому появлению коровых палингенных гранитов, раннеорогенных вулканических серий андезито-дацитового и дацито-липаритового состава с натровой специализацией щелочности, а также по началу формирования нижних моласс. Время этих двух важных рубежей в развитии складчатых геосинклинальных зон в пределах Казахстано-Сибирского мозаичного пояса закономерно омолаживается от западной и восточной периферий к его центральной части (рис. 89).

На западе (Улутавский и Кокчетавский антиклинории, Большой Каратау и Северный Тянь-Шань) и на востоке (Восточно-Саянский антиклинорий, Хамардабан и Северная Монголия) граница между океанической стадией и переходной проходила где-то в рифее, а к началу кембрия уже появились признаки существования гранитно-метаморфического слоя. В более внутренних зонах эти два рубежа соответственно смещаются в ранний и поздний кембрий (Кузнецкий Алатау, запад Восточного Саяна и Восточная Тува) и в середину кембрия и конец ордовика (Заилийская и Степнякская зоны Центрального Казахстана).

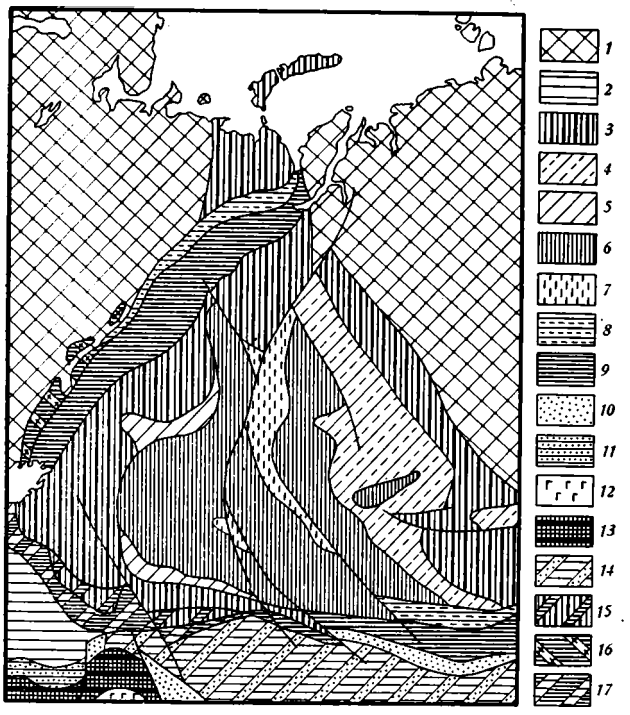


Рис. 89. Схема формирования гранито-метаморфического слоя Казахстано-Сибирского геосинклинального пояса, по А. В. Пейве, Н. А. Штрейсу, А. А. Моссаковскому и др. (1972)

1 — континентальная кора северного ряда платформ, сформировавшаяся в докембрии; *2* — континентальная кора внутренних массивов Палеотетиса, сформировавшаяся в докембрии; *3—7* — гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в раннем и среднем палеозое: *3* — к началу кембрия, *4* — к концу кембрия (с признаками смены океанической стадии переходной в раннем кембрии), *5* — к концу ордовика (с признаками смены океанической стадии переходной в середине кембрия), *6* — к началу девона (с признаками смены океанической стадии переходной в кембро-ордовике), *7* — к среднему карбону (с признаками смены океанической стадии переходной в конце ордовика); *8—9* — гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в позднем палеозое: *8* — зоны с признаками смены океанической стадии переходной в середине силура, *9* — зоны с признаками смены океанической стадии переходной в середине девона; *10* — гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в начале мезозоя (с признаками смены океанической стадии переходной в середине карбона); *11* — гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в конце палеозоя или начале мезозоя; *12—17* — области широкого распространения шарьяжей: *12* — выходы допозднемелового океанической коры в Альпийском поясе (в автохтонном и аллохтонном залегании), *13* — докембрийская континентальная кора платформ южного ряда, шарьированная на мезозойскую океаническую кору Альпийского пояса, *14* — докембрийская континентальная кора внутренних массивов Палеотетиса, шарьированная на раннемезозойскую континентальную кору, *15* — позднерифейская континентальная кора, шарьированная на позднепалеозойскую континентальную кору, *16—17* — позднепалеозойская континентальная кора, шарьированная: *16* — на докембрийскую континентальную кору платформ северного ряда, *17* — на докембрийскую континентальную кору внутренних массивов Палеотетиса

В еще более внутренних зонах те же рубежи омолаживаются еще сильнее — соответственно до кембро-ордовика и конца ордовика или середины силура (большая часть Центрального Казахстана, Прибалхашья и Джунгарии, Чингиз на западе, Западный Саян, Горный и Рудный Алтай, а также Салаир на востоке). Наконец, в осевой части пояса — в Обь-Зайсанской зоне и в Северном Прибалхашье — смена океанической стадии переходной произошла в конце ордовика, а признаки появления гранитно-метаморфического слоя отмечаются в конце раннего карбона.

Параллельно с процессом формирования гранитно-метаморфического слоя в осевых (остаточных) эвгеосинклинальных зонах мозаичного типа, в его периферических частях с более древним додевонским гра-

нитно-метаморфическим слоем происходили активный орогенный вулканизм и горообразование и возникали многочисленные разновеликие орогенные впадины и прогибы — Тувинский и Уйменско-Лебедской прогибы и Минусинские впадины на востоке. Каракингирский, Тамдинский и Жаксыконский прогибы на западе, которые заполнялись девонскими верхними вулканогенно-молассовыми и молассовыми комплексами.

Такое длительное, на протяжении рифея и первой половины палеозоя, постепенное и неодновременное формирование гранитно-метаморфического слоя в Казахстано-Сибирском геосинклинальном поясе мозаичного типа, по-видимому, объясняется тем, что оно происходило в основном под действием эндогенных факторов — теплового потока, привноса вещества, метаморфизма и гранитизации эвгеосинклинальных серий (Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972), а также тектонических деформаций, имевших в разных зонах автономный характер и мозаичный структурный рисунок.

Совершенно иной стиль формирования континентальной коры был свойствен палеозойским геосинклинальным поясам линейного типа, особенно ярким и лучше всего изученным примером которых может служить Урал. Этот линейный геосинклинальный пояс в раннем палеозое представлял собой крупную структуру океанического типа, истинные размеры которой оценить сейчас трудно. Он заложился между Восточно-Европейской платформой с эпикарельским гранитно-метаморфическим слоем, а также байкалидами Печоры, ограничивающими его с запада, и периферической зоной с рифейским гранитно-метаморфическим слоем Казахстано-Сибирского мозаичного пояса, служившей его восточным обрамлением.

Как установили А. В. Пейве, А. С. Перфильев и С. В. Руженцев (1972), развитие геосинклинального процесса на Урале также происходило не вполне одновременно в разных его частях и в этом отношении подчинялось определенной зональности. Однако это выражалось здесь лишь в разном времени перехода от океанической стадии развития пояса к переходной. Например, в западной Тагильской зоне этот рубеж проходил в лландовери, восточнее — в Сакмарской зоне, находящейся в современной структуре Урала в аллохтонном залегании, переходная стадия развития сменяла океаническую уже в начале девона, а в еще более восточной Магнитогорской зоне тот же самый рубеж в развитии падает на середину эйфельского века среднего девона.

Однако в отличие от Казахстано-Сибирского мозаичного геосинклинального пояса, в Уральском поясе гранитно-метаморфический слой был образован практически одновременно во всех его зонах в среднем карбоне. С этого времени весь Уральский складчатый пояс превратился в длительно (на протяжении всего позднего палеозоя) существовавшее горное сводовое поднятие, ставшее ареной мощного проявления орогенного гранитоидного плутонизма; в его внутренних частях стали формироваться наложенные орогенные впадины, заполнявшиеся верхними молассами, а перед его фронтом возник Предуральский краевой прогиб. Столь быстрый, почти одновременный процесс формирования гранитно-метаморфического слоя в Уральском геосинклинальном поясе объясняется «... быстрым тектоническим скучиванием масс горных пород и большими однонаправленными горизонтальными перемещениями, идущими под влиянием интенсивных тангенциальных напряжений и при одновременном движении континентальных блоков вкрест простирания систем. Следствием этих процессов являются многочисленные тектонические покровы, характерные для таких систем, и отчетливо выраженная линейная форма при сравнительно малой ширине» (Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972, стр. 21).

Несмотря на столь различный стиль геосинклинального развития и формирования тектонической структуры в палеозойских поясах линей-

ного и мозаичного типов, его конечный результат как в тех, так и в других оказывается одинаковым и выражается в образовании складчатых горных сооружений с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем в основании, т. е. другими словами, в становлении континентальной земной коры.

Следует обратить внимание еще на одно важное обстоятельство. Образование гранитно-метаморфического слоя в отдельных, даже крупных складчатых зонах, как это происходило в Казахстано-Сибирском мозаичном геосинклинальном поясе, само по себе еще не означает, что здесь уже образовалась земная кора континентального типа. Ведь никто не говорит о континентальной коре в современной зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (являющейся, по мнению многих ведущих геофизиков, своего рода генотипом земной коры переходного типа) на том основании, что в ее пределах в целом ряде участков и даже зон (Японская дуга, Сахалин, Камчатка) существует достаточно зрелый гранитно-метаморфический слой палеозойского и мезозойского возраста.

Неповсеместное («островное») распределение зон с гранитно-метаморфическим слоем, их перемежаемость с участками океанической коры и присутствие всей гаммы в полном смысле переходных (по сейсмическим характеристикам и, очевидно, по вещественному составу) слоев между базальтовым и гранитно-метаморфическим — вот важнейшие особенности переходного типа строения земной коры, отличающие его от земной коры континентального типа. Последняя, как известно по результатам глубинных сейсмических зондирований современных континентов, отличается выдержанной, практически непрерывной трехслойной структурой, состоящей из осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового слоев.

В связи с этим встает вопрос, когда и как происходит превращение земной коры переходного типа в континентальную и какие геологические признаки могут свидетельствовать об этом?

Ответ на этот вопрос дают стадийность орогенного этапа развития каледонских и варисцийских складчатых областей, а также установленные хронологические и пространственные закономерности в проявлении орогенного магматизма.

В самом деле, процесс последовательного и растянутого во времени и пространстве наращивания гранитно-метаморфического слоя в Казахстано-Сибирском геосинклинальном поясе мозаичного типа очень строго коррелируется со столь же последовательным образованием в его пределах на протяжении раннего и среднего палеозоя ряда складчатых зон разного возраста. Время самостоятельного существования таких складчатых зон рассматривается нами в качестве раннеорогенного периода соответственно каледонских или варисцийских складчатых областей. Приуроченность к этим разновозрастным складчатым зонам столь же разнообразных, узко локальных и разновременных островодужных поясов раннеорогенного вулканизма (позднекембрийских и ордовикских в каледонидах, позднедевонских и раннекаменноугольных в варисцидах), которые по особенностям химизма и щелочности пород аналогичны кайнозойским островодужным вулканическим поясам Курил и Японии в современной зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану, заставляет относить раннеорогенный период еще к переходной стадии. Правильность такого заключения подтверждается и тем, что рядом со складчатыми зонами ранней консолидации или между ними в этот раннеорогенный период одновременно существовали участки с незавершенным геосинклинальным развитием (например, Западно-Саянский геосинклинальный прогиб в ордовике и силуре, обрамленный с юга и севера раннекаледонскими складчатыми зонами Тувы, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау).

Напротив, позднеорогенный период, начинающийся в каледонских и варисцийских складчатых областях эпохами горообразования и характеризовавшийся сводовыми воздыманиями, гранитным плутонизмом с калиевой тенденцией щелочности пород, массовым повсеместным орогенным структурообразованием и эпохами орогенного вулканизма, которые одновременно охватывали разновозрастные складчатые зоны с разновозрастным гранитно-метаморфическим слоем, во всех отношениях логично связывать с началом континентальной стадии, т. е. с качественным скачкообразным превращением земной коры переходного типа в относительно однородную континентальную кору. Такой вывод хорошо согласуется с резкой структурной перестройкой каледонских и варисцийских складчатых областей на рубеже ранне- и позднеорогенных периодов их развития, в результате которого стираются различия между разными складчатыми зонами, до этого момента резко выраженные, и все они, начиная с этого времени, как бы приобретают изотропные свойства и начинают реагировать на разного рода тектонические напряжения как единое жесткое целое. Так ведут себя каледонские складчатые области, начиная с девона, а варисцийские — со второй половины среднего карбона.

Если все сказанное справедливо, то каледонские и варисцийские складчатые области в целом мы должны рассматривать как крупные массивы новообразованной континентальной коры, сформировавшейся к концу соответствующих орогенических циклов, а сам процесс становления континентальной коры (в отличие от относительно постепенного предваряющего процесса образования гранитно-метаморфического слоя) считать резко дискретным, осуществляющимся периодически в планетарном масштабе только во время крупнейших орогенических эпох. В этом я вижу четкую преемственность между классическим, берущим начало от М. Бертрана и проверенным временем учением о геосинклиналях как о совокупности различных геологических процессов, связанных с проявлением орогенических (или тектоно-магматических) циклов, либо эпох складчатости, и современными генетическими представлениями о геосинклинальном развитии как вещественном преобразовании океанической земной коры в континентальную.

Из этого принципиального положения можно вывести два других важных вывода. Первый из них опирается на уже известные закономерности размещения каледонских и варисцийских складчатых областей в палеозойских геосинклинальных поясах Евразии и заключается в том, что в одних геосинклинальных поясах, особенно мозаичного типа, континентальная земная кора образуется в несколько этапов, а в других поясах (линейных, типа Уральского) она возникает одноактно, т. е. сразу на всей площади. Например, в Казахстано-Сибирском поясе окончательное становление континентальной земной коры произошло в два приема: 1) в конце силура — начале девона в Центрально-Казахстанском и Алтае-Саянском (включая Монголию) каледонских массивах и 2) в середине среднего карбона в Обь-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской варисцийских остаточных системах. В геосинклинальном поясе Палеотетиса формирование континентальной коры шло, по меньшей мере, в три этапа: 1) в середине среднего карбона — в широтной системе варисцид Южной Монголии, Южного Тянь-Шаня, Кавказа и Европы, спаявшихся вместе с каледонскими и варисцийскими континентальными массивами Казахстано-Сибирского и Уральского поясов, а также с дорифейскими континентальными массами Восточно-Европейской и Сибирской платформ в единый материк Северной Евразии; 2) в середине юры, когда в результате тектонического скучивания образовалась континентальная кора в центрально-азиатской части пояса; 3) в середине мела в связи с аналогичными процессами в Альпийско-Средиземноморской области.

Второй вывод сводится к тому, что окончательное превращение земной коры переходного типа в континентальную, видимо, во всех случаях происходит главным образом под влиянием тектонического сжатия, распространявшегося на значительные площади геосинклинальных поясов. В одних случаях оно было очень сильным, типа «тектонического скучивания», и тогда образовывалась покровно-шарьяжная складчатая структура линейных поясов, например Уральского, закономерно сочетавшаяся с таким специфическим типом орогенных структур, как краевые прогибы (Предуральский). В других случаях этот же процесс протекал менее интенсивно и выражался в форме «тектонического стягивания» (термин Н. А. Штрейса) разновозрастных складчатых зон с уже сформированным гранитно-метаморфическим слоем путем сокращения их площади и складчатости в остаточных прогибах в единый континентальный массив, на площади которого начинали закладываться наложенные изометричные орогенные впадины типа средне-верхнепалеозойских впадин (Минусинские и др.) в областях каледонской складчатости. Такое стягивание происходило без существенных нарушений созданного ранее структурного плана и порядка размещения в нем тех или иных тектонических зон. Однако в конечном счете тектоническое стягивание, как и скучивание, обеспечивало монолитность и жесткость гетерогенных прежде сиалических масс, спаивающихся в единый континентальный блок земной коры.

Становление под влиянием тектонического стягивания крупных массивов или областей с континентальным типом земной коры в палеозойских геосинклинальных областях Палеотетиса и Казахстано-Сибирского пояса сопровождалось строго одновременным образованием окраинных поясов и ареалов орогенного вулканизма (позднепалеозойского в первом, ранне-среднедевонского во втором). Сам факт массового орогенного вулканизма на окраинах континентальных массивов, а также особенности изменения его возраста, состава и характера щелочности вкрест простирания таких вулканических поясов и ареалов позволяет достаточно обоснованно связывать вулканизм с возникновением наклонных сейсмофокальных зон (зон Беньофа), падающих под массивы с континентальной корой. Подобные современные зоны, развитые на границе Тихого океана и обрамляющих его материков и также сопровождающиеся поясами орогенного вулканизма, характеризуются, как показывают исследования очагов землетрясений, условиями сильного сжатия. Как известно, многие исследователи (и геофизики, и тектонисты) объясняют возникновение этих зон (как и сопутствующие явления — вулканизм, горообразование в висячем крыле) пододвиганием по ним океанических литосферных плит под материковые.

Таким образом, выясняются пространственная и временна́я связи между процессом тектонического стягивания ранее образованных участков гранитно-метаморфического слоя, приводящего к образованию континентальной коры, с одной стороны, и возникновением на краях новообразованных континентальных блоков сейсмофокальных зон, положение которых реконструируется по поясам и ареалам палеозойского орогенного вулканизма, с другой. Предполагается, что оба эти явления были причинно связаны и, вероятно, отражают разные стороны одного процесса. И хотя причины, как и механизм такого тектонического стягивания разновременных складчатых зон (как и возникновения сейсмофокальных зон), еще не вполне ясны, тем не менее, результаты его неоднократного проявления на протяжении палеозойской геологической истории Евразии очевидны. Можно надеяться, что со временем удастся ответить и на эти вопросы.

Таким образом, учитывая характер и стадийность орогенного развития каледонских и варисцийских складчатых областей в палеозоидах

Евразии, можно проследить последовательность процесса формирования континентальной земной коры в палеозойских геосинклинальных поясах и определить степень завершенности этого процесса в их разных частях и в разные моменты их истории.

Первое появление орогенных структур и раннеорогенного вулканизма знаменует момент возникновения отдельных участков и зон гранитно-метаморфического слоя еще во время переходной стадии геосинклинального процесса преобразования океанической коры в континентальную.

Массовое образование орогенных структур и проявление орогенного плутонизма и вулканизма в позднеорогенный период развития каледонских и варисцийских складчатых областей, сопровождавшиеся эпохами горообразования и сводовых поднятий, свидетельствуют о становлении земной коры континентального типа и о возникновении нового материкового блока.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И. И. 1962. Девонский магматизм Тувы в свете геохимических данных.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53.

Абрамович И. И., Груза В. В. 1972. Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Петрохимические исследования. Л., «Недра».

Абдурахманов К. А., Лялин Ю. И. 1969. Позднекаледонские и герцинские вулкано-плутонические ассоциации юга Центрального Казахстана.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, Алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Авдеев А. В. 1969. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Джамминского водораздела (Центральный Казахстан).— Там же.

Адамия Ш. А. 1968. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, «Мецниереба».

Азбель К. А. 1969. Геология, метасоматиты и оруденение верхнего палеозоя Южной Джунгарии.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Азбель К. А., Борукаева М. Р. 1966а. Верхний палеозой.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, Алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Азбель К. А., Борукаева М. Р. 1966б. К проблеме цикличности в палеовулканологии (на примере Южной Джунгарии).— В кн.: Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 18.

Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д. 1971. Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 4 (20). Алма-Ата.

Азбель К. А., Борукаева М. Р., Колесников В. В., Ляпичев Г. Ф., Никитина Л. Г., Стеркин В. Д., Шужанов В. М. 1973. Природа, тектоно-магматические и минерагенические особенности эволюции краевых вулканических поясов.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.

Аксаментова Н. В. 1968. Девонский магматизм северо-восточной части Центрального Казахстана.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Александрова М. И., Борсук Б. И., Перекалина Т. В., Яговкин В. И. 1960. Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 32, ч. I.

Амантов В. А. 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии.— Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР, 2, вып. 4.

Амантов В. А. 1972. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии.— Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ.

Амантов В. А., Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А., Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Филиппова И. Б., Хасин Р. А. 1970. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1). М., «Наука».

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной республики. М., «Недра».

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. В. 1968. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».

Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. 1966а. Корреляция верхнепалеозойских отложений Забайкалья и Монголии.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита.

Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. 1966б. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забай-

калья и Монголии.— Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР, 2, вып. 4.

Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.—В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Труды ВСЕГЕИ, 58. Л.

Анатольева А. И. 1960а. Сравнительная характеристика девонских отложений Тувинского и Минусинского прогибов.— Докл. АН СССР, 135, № 2.

Анатольева А. И. 1960б. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 2, Новосибирск.

Анатольева А. И. 1963. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Проблемы палеовулканологии.— Труды Лаборатории палеовулканологии Казахского ун-та, вып. 6 (1). Алма-Ата.

Антонюк Р. М. 1972. Об океанической природе фундамента эвгеосинклинальной зоны каледонид Центрального Казахстана.— В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. Ротапринт. М.

Арапов В. А. 1968. Особенности герцинского вулканизма Кураминской подзоны.— В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, «Фан».

Арапов В. А. 1973. История развития Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса (Тянь-Шань).—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.

Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М., ОНТИ.

Асатуллаев Н. Р., Беляков А. В., Дорохов И. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. 1965. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан).— Сов. геол., № 4.

Афанасьев Г. Д. 1958. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20.

Афанасьев Г. Д. 1967. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа.—Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Борсук А. М., Воронина-Аникеева Н. Ф., Кашкай М. А., Керимов Г. И., Круть И. В., Кудрявцев В. Т., Лупанова Н. П., Плошко В. В., Руб М. Г. 1968. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука».

Афоничев Н. А. 1960. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Афоничев Н. А. 1966. Формационный анализ и геолого-структурное районирование.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Афоничев Н. А. 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Сов. геол., № 2 и 3.

Афоничев Н. А., Савичева А. Е. 1966. Средний палеозой.— В кн.: Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Афоничев Н. А., Шлыгин А. Е. 1966. Тектоника.— Там же.

Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П., Князев В. С. 1970. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра».

Баранов Г. И. 1968. Структура фундамента зоны Передового хребта. В кн.: Геология СССР, т. 9, Северный Кавказ, ч. I. М., «Недра».

Баранов И. Я. 1948. О генезисе пермских красноцветных конгломератов на Северном Кавказе.— Уч. зап. Ростовск. н/д. ун-та, т. II, вып. 6.

Баранов И. Я. 1958. Петрография нижнепермской красноцветной толщи района р. Белой (Северо-Западный Кавказ).— Уч. зап. Ростовск. н/д. ун-та, 53, вып. 9.

Баранов И. Я. 1959. Вопросы генезиса и палеогеографии красноцветной толщи перми на Северном Кавказе.— Уч. зап. Ростовск. н/д ун-та, 44, вып. 8.

Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Л., Изд-во ЛГУ.

Бахтеев М. К. 1966. Об особенностях верхнепалеозойской порфировой формации южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, вып. 5.

Бахтеев М. К. 1967. Особенности заключительного орогенного этапа геосинклинального развития герцинид северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан).— Автореф. канд. дисс., М., МГРИ.

Бахтеев М. К., Михайлов А. Е., Положихина А. И., Попов В. С., Щербакова М. Н., Успенский Е. П., Ушатинская Г. Т. 1971. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Бахтеев М. К., Филатова Н. И. 1969. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Геотектоника, № 3.

Белов А. А. 1958а. Новые данные по стратиграфии красноцветных толщ нижней перми центральной части Северного Кавказа.— Изв. Высш. учеб. завед., геол. и разв., № 12.

Белов А. А. 1958б. Палеогеография и условия осадконакопления нижнепермских красноцветов центральной части Север-

ного Кавказа.— Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, № 4.

Белов А. А. 1960. Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа (Передовой хребет) в верхнем палеозое.— Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.

Белов А. А. 1967. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский п-ов.— Иранское нагорье — Памир).— Геотектоника, № 3.

Белов А. А. 1968. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Белов А. А. 1973. Тектоническое развитие Западного и Центрального Тавра в палеозое (Турция).— Геотектоника, № 1.

Белов А. А., Кизевальтер Д. С. 1962. Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа Центральной части Северного Кавказа (средний карбон — нижний триас).— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. (Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ, 3). М., Госгеолтехиздат.

Белостоцкий И. И. 1956. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Материалы по региональной геологии. Труды ВАГТ, вып. 2.

Белостоцкий И. И. 1961. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Белостоцкий И. И. 1970. Тектонические покровы.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра».

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожарискый И. Ф., Херасков Н. Н. 1959. Тектоническое строение и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 6.

Белоусов В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».

Белый В. Ф. 1968. Краевые вулканические пояса и геосинклинальный процесс (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса).— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука».

Белый В. Ф. 1969. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса.— В кн. Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Беммелен Р. Ван. 1957. Геология Индонезии. М., ИЛ.

Беспалов В. Ф. 1954. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР.

Беспалов В. Ф. 1956. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геол., сб. 52.

Беспалов В. Ф. 1960. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана.— В кн.: Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Беспалов В. Ф. 1966. Вулканические образования Илийского мегасинклинория.— В кн.: Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана. Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, **18**. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Билибин Ю. А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат.

Благонравов В. А. 1964. Ордовикские и силурийские отложения Тувы и условия их формирования.— Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.

Бобров В. А., Котляр Г. В. 1963. Отложения казанского яруса Восточного Забайкалья и северо-восточной Монголии.— Докл. АН СССР, **149**, № 5.

Бобров В. А., Логинов Ю. М. 1966. Центрально-Монгольское пермское поле.— Докл. АН СССР, **167**, № 4.

Богданов А. А. 1955. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. МГУ, серия физ.-мат. и естеств. наук, № 8.

Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **34**, вып. 1.

Богданов А. А. 1965. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **40**, вып. 5, 6.

Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. 1972. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, № 5.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. 1963. Об основных структурных элементах земной коры (в связи с обсуждением проекта легенды второго издания Международной тектонической карты Европы м-ба 1 : 2500000).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **38**, вып. 3.

Богданов А. А., Четверикова Н. П. 1961. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **36**, вып. 4.

Богданов Н. А. 1972. Проблемы тектоники Тихоокеанского региона.— Геотектоника, № 1.

Богданова К. Г. 1969. Интрузивные формации Зайсанской складчатой системы.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, Изд-во АН АзербССР.

Боголепов К. В. 1968. О двух типах орогенеза.— Геол. и геофиз., № 8.

Боголепов К. В. 1969. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— Геол. и геофиз., № 12.

Боголепов К. В. 1971. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Новосибирское отделение изд-ва «Наука».

Борзаковский Ю. А. 1972. Магматизм и тектоника юго-восточной Монголии.— Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ.

Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. 1967. К тектонике монгольских герцинид.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **42**, вып. 2.

Борзаковский 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 геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат.

Бубнов С. Н. 1935. Геология Европы, т. 2. Внеальпийская Европа, ч. 1, Каледониды и варисциды. Л.— М., ОНТИ.

Бузкова Н. Г. 1969. Новые данные по геолого-петрографической характеристике верхнепалеозойских вулканогенных пород центральной части Рудного Алтая (сержихинская свита).— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 7.

Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. 1968. Орогенные системы юга Сибири.— Геол. и геофиз., № 8.

Буртман В. С., Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.) 1974. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня.— Сов. геол., № 3.

Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. 1969. Срединно-Предкавказский тафроген и его роль в формировании эпигерцинской платформы Предкавказья.— Сов. геол., № 4.

Бутакова Е. Л. 1969. О генезисе щелочных формаций складчатых областей (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области).— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I. М., «Наука».

Буш В. А. 1963. Тектоника и история развития Джунгарского Алатау.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.

Буш В. А. 1971. Эпикаледонский и эпиварисцийский субсеквентный вулканизм в Казахстане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, вып. 5.

Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Иванов Ю. А., Кирюхин Л. Г. 1973. Структурно-формационные зоны нижнепермских образований Северо-Западной Европы.— Геотектоника, № 1.

Буш В. А., Кирюхин Л. Г. 1971. Позднепалеозойские вулканические пояса северной части Средней Европы.— В кн.: Зона сочленения каледонид и варисцид в северной части Туранской плиты. Труды ВНИГНИ, вып. 105. М.

Буш В. А., Кирюхин Л. Г., Ксенофонтов О. К., Тетерев Г. М. 1971. Орогенные пограничные структуры зон сочленения каледонского Казахстано-Тянь-Шаньского срединного массива и обрамляющих его варисцийских геосинклинальных систем.— В кн.: Зона сочленения каледонид и варисцид в северной части Туранской плиты. Труды ВНИГНИ, вып. 105. М.

Вадас А. 1964. Геология Венгрии. М., ИЛ.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. (Стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.

Васильковский Н. П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР.

Васильковский Н. П. 1959. К теории земной коры.— В кн.: Материалы по региональной геологии. Труды СНИИГГиМС, вып. 5. М., Госгеолтехиздат.

Васильковский Н. П. 1960. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Труды СНИИГГиМС, вып. 13.

Васильковский Н. П. 1964. К проблеме развития земной коры.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука».

Вахрамеев В. А. 1970. Юрские и раннемеловые флоры.— В кн.: Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., «Наука».

Вахрамеев В. А. 1971. Дрейф материков в свете палеоботанических данных.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Вистелиус А. Б., Аралина А. И., Бурьянова И. З., Гельман М. Л., Гузиев И. С., Иванов Д. Н., Курода И., Нарыжный В. И., Романова М. А. 1969. Основные закономерности распределения калия в послеюрских гранитоидах Северо-Востока Азии и примыкающих частей Тихого океана.— Докл. АН СССР, **184**, № 2.

Войтович В. С. 1969. Природа Джунгарского глубинного разлома.— Труды ГИН АН СССР, вып. 183.

Волочкович К. Л. 1971. Некоторые общие аспекты методологии формационного анализа.— В кн.: Металлогенические и геологические исследования, вып. 1, М., «Недра».

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. 1964. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука».

Гаек О. М. 1966. О генетической связи среднекаменноугольных вулканических, субвулканических и интрузивных комплексов Северного Прибалхашья.— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Гаек О. М. 1969а. Девонские и каменноугольные вулканические формации северо-западного Прибалхашья (Центральный Казахстан).—Автореф. канд. дисс., Караганда.

Гаек О. М. 1969б. Среднекаменноугольные вулкано-плутонические ассоциации Коунрад-Моинтинского района Северо-

Западного Прибалхашья.— Труды ЦКГУ, вып. 3. Алма-Ата.
Гансер А. 1967. Геология Гималаев. М., «Мир».
Гарецкий Р. Г. 1968. Тектоника молодых платформ Евразии.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. 1972. Тектоника фундамента Туранской плиты.— В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. Ротапринт. М.
Гарьковец В. А. 1964. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— Сов. геол., № 11.
Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П. 1965. Кристаллизация базальта при давлении 25 *кбар* и температурах от 800 до 1300°.— Сов. геол., № 8.
Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. 1971. М., Изд-во МГУ.
Гертнер Г. Р. фон, Ватцнауэр А. 1964. Среднеевропейские варисциды.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука».
Гладких В. С. 1968. Некоторые вопросы петрологии формации щелочных оливиновых базальтов. (На примере Меймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау).— Автореф. канд. дисс. М.
Гордиенко И. В. 1969. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во.
Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. 1968. Петрология верхней мантии. М., «Мир».
Дворцова К. И. 1969. Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитная формация в девонских приразломных прогибах Чу-Илийских гор.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».
Дергунов А. Б. 1967. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., «Наука».
Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
Докембрий Восточного Саяна. 1964. Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 18. М.— Л., «Наука».
Дуранте М. В. 1971а. О позднепермской флоре Монголии и южной границе Ангарской области этого времени.— Палеонтол. ж., № 4.
Дуранте М. В. 1971б. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнего палеозоя Монголии.— Автореф. канд. дисс., М., ГИН АН СССР.
Егоров А. И. 1964. Позднепалеозойские пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны восточной части Гондваны, их связь с перестройкой климатической и ботанической зональности.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Гондвана, М., «Наука».
Елисеев Н. А. 1938. Петрография Рудного Алтая и Калбы.— В кн.: Петрография СССР, серия 1. Региональная петрография, вып. 6. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
Жуков Ф., Цанова Т., Янев Сл. 1971. Пермската вулканогенна задруга южно от Троян.— Списание Бълг. геол. дружество, 32, № 3.
Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1960. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1963а. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.—В кн.: Идеи акад. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие М.— Л., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1963б. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.—В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».
Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Дуранте М. В., Шишкин М. А. 1973. Опорный разрез верхнего палеозоя Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртогоо О., Лхасурен Б. 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.
Зайцев Ю. А. 1961. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. М., Изд-во МГУ.
Зайцев Ю. А. 1972. Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозоид Казахстана и Средней Азии.— Геотектоника, № 5.
Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. 1966. О варисцийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ, серия геол., № 2.
Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока. 1968. М., «Наука».
Звонцов В. С. 1971. Позднегеосинклинальные формации каледонид северо-востока Центрального Казахстана.— Труды инта геол. наук АН КазССР, 22.

Звягинцев Л. И. 1965. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., «Наука».
Зоненшайн Л. П. 1963. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат.
Зоненшайн Л. П. 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, № 6.
Зоненшайн Л. П. 1968. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со среднеевропейскими палеозоидами.— В кн: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».
Зоненшайн Л. П. 1969. О миогеосинклиналях.—Геотектоника, № 4.
Зоненшайн Л. П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Автореф. докт. дисс., М., МГУ.
Зоненшайн Л. П. 1971. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— Геотектоника, № 6.
Зоненшайн Л. П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Труды НИЛ Зарубежгеология, вып. 26. М., «Недра».
Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской народной республики. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., «Наука».
Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. 1960. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Алтайской горной области.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР.
Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. 1960. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области и некоторые особенности ее тектонического развития.— Геол. и геофиз., № 12.
Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, № 4.
Иванов К. П. 1969. Триасовая трапповая формация Урала.—Автореф. канд. дисс. Свердловск.
Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Смирнов Г. А. 1972. Природа Уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 206, № 5.
Иванов С. Н., Червяковский Г. Ф., Нечеухин В. М., Дианова Т. В. 1973. Основные особенности вулканизма на разных стадиях развития эвгеосинклиналей (по данным палеовулканологических исследований на Урале).— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.
Иванова Т. Н. 1964. Магматические формации центральной части Алтае-Саянской области и связанные с ними рудные комплексы.— В кн.: Магматические формации. М., «Наука».
Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
Истомин Н. А., Сальменова К. З. 1964. Новые данные о нижнетриасовом возрасте Семейтауского вулканического комплекса пород.— Вестн. АН КазССР, № 9.
Йодер Г. Е., Тилли К. Э. 1965. Происхождение бальзатовых магм. М., «Мир».
Кагарманов А. Х., Микунов М. Ф., Севрюгин Н. А. 1967. Верхний палеозой Срединной зоны Зайсанской геосинклинали.— В кн.: Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра».
Кагарманов А. Х., Тарасенков А. М. 1964. О стратиграфическом положении вулканогенных толщ в разрезе верхнего палеозоя Калбы.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 47, вып. 2. геол.
Кадаров М. Х. 1968. Петрография и некоторые геохимические особенности вулканогенных образований среднего — верхнего карбона центральной части Кураминского хребта.—Автореф. канд. дисс. Ташкент.
Каденский А. А. 1956. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Каретин Ю. С. 1969. Условия формирования и геоструктурная позиция эффузивных формаций Тагильского погружения.— Сов. геол., № 2.
Карпова Е. Д. 1968. Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 155. Л., «Недра».
Карта магматических формаций СССР. М-б 1:2 500 000. 1971. Краткая объяснительная записка под ред. Д. С. Харкевича и В. Н. Москалевой. Л., ВСЕГЕИ.
Кен А. Н. 1962. Девонский вулканизм Тувы и Западного Саяна.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53.
Кен А. Н. 1964. Геологические формации Центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 104.
Кепежинскас В. В. 1966а. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан).— Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
Кепежинскас В. В. 1966б. Петрохимические особенности вулкано-плутонической дацит-липаритовой формации верхнего палеозоя в Токрауском синклинории. В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».
Кепежинскас В. В. 1969. Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, новосибирское отделение изд-ва «Наука».
Кепежинскас В. В. 1971. Ареальный тип кислого континентального вулканизма.— Геол. и геофиз., № 3.
Кепежинскас В. В. 1973. Петрохимия позднепалеозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии.— В кн.: Ас-

социации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, новосибирское отделение изд-ва «Наука».

Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. 1973. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканических пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геол. экспедиции, вып. 7, М., «Наука».

Кепежинскас В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР).— Бюлл. МОИП, отд геол., **45**, вып. 5.

Кизевальтер Д. С. 1948. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Клейман Г. П. 1960. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хр. Саур.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33. Л.

Клейман Г. П. 1964. Основные черты тектоники хребтов Саур, Монрак и Восточный Тарбагатай.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. III. Л.

Кляровский В. М. 1972. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, новосибирское отделение изд-ва «Наука».

Книппер А. Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. М., «Наука».

Книппер А. Л. 1973. Океаническая кора в складчатой структуре юга Альпийского пояса Европы, западной части зарубежной Азии и Кубы.— Автореф. докт. дисс., М., ГИН АН СССР.

Князев В. С. 1969. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности.— Автореф. докт. дисс. М.

Князев В. С., Мавыев Н. Ч., Флоренский П. В. 1971. Пермская вулканогенно-молассовая формация Туркмении.— Докл. АН СССР, **196**, № 1.

Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Павленко А. С., Перфильев А. С. 1973. Гобийский пояс редкометальных щелочных пород МНР и его структурное положение.— Докл. АН СССР, **210**, № 1.

Комаров Ю. В., Одинцов М. М., Хренов П. М. 1964. Особенности континентальных структур и вулканизма мезозоя внутренних районов Азии.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука».

Комаров Ю. В., Хренов П. М. 1964. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии.— Докл. АН СССР, **151**, № 4.

Комаров Ю. В., Хренов П. М., Шерман С. И. 1968. Тектоно-магматическая эволюция в вулкано-плутонических поясах.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука».

Компанейцев В. П. 1970. Петрохимические и геохимические особенности щелочных пород Западно-Таласской провинции в связи с проблемой их генезиса.— В кн.: Материалы второй республиканской научно-технической конференции молодых геологов Казахской ССР. Усть-Каменогорск.

Конников Э. Г., Лопатников В. В., Дьячков Б. А. 1969. Верхнепалеозойская вулкано-плутоническая формация Южного Алтая и связь с ней золотого оруденения.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата.

Коптева В. В. 1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан).— В кн.: Палеовулканические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Труды Лаборатории палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата.

Коптева В. В. 1966. О роли рвущих вулканических образований в строении вулкано-тектонической депрессии гор Чубарайгыр.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **41**, вып. 6.

Коптева В. В. 1968. Образование и строение кальдеры верхнепалеозойского вулкана Огузтау (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Коптева В. В. 1974. Позднепалеозойские вулкано-тектонические структуры Северного Прибалхашья. М., «Наука».

Коптева В. В., Щерба И. Г. 1963. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР.

Королев В. Г. 1957. Древние толщи Терскей-Алатау и прилегающих с юга хребтов.— Автореф канд. дисс. Фрунзе.

Королев В. Г., Носырев И. В., Пуркин М. М. 1968. Некоторые особенности проявления щелочного магматизма в Тянь-Шане.— В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе, «Илим».

Кошкин В. Я. 1963. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Труды Лаборатории палеовулканологии, вып. 1. Алма-Ата.

Кошкин В. Я. 1969. Верхний палеозой Северного Прибалхашья.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Кошкин В. Я. 1972. Геотектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса.— В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. Ротапринт. М.

Кошкин В. Я., Радченко М. И. 1965. Новые данные по стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-

Восточного Прибалхашья.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28). Алма-Ата.
Красильников Б. Н. 1966. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука».
Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. 1958. Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами.—Бюлл. МОИП, отд. геол., **33**, вып. 2.
Кривенко А. П., Павлов А. Н. 1963. Магматические комплексы прогиба Тувы.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ.
Кропоткин П. Н. 1948. Основные проблемы энергетики тектонических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Кропоткин П. Н. 1960. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
Кропоткин П. Н. 1964. Соотношение поверхностной и глубинной структуры и общая характеристика движений земной коры.—В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».
Кропоткин П. Н. 1972. Динамика горизонтальных движений земной коры.— Вестн. АН СССР, № 7.
Круглов С. С., Робинсон В. Н. 1968. Нижняя и верхняя пермь Большого Кавказа.— В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».
Крыленко Л. И. 1966. Тувинский прогиб.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, новосибирское отделение изд-ва «Наука».
Крылов Н. А., Дитмар В. И., Летавин А. И. 1964. Особенности переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Крылов Н. А., Летавин А. И. 1966. К вопросу об орогенном этапе развития палеозоид (по поводу статьи А. А. Моссаковского).— Геотектоника, № 2.
Ксенкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. 1968. Очерк геологии Польши. М., «Недра».
Кудрявцев Г. А. 1965. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **40**, вып. 2.
Кузнецов В. А. 1952. Основные этапы геотектонического развития юга Саяно-Алтайской горной области.— Труды горн.-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12.
Кузнецов В. А. 1954. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР.
Кузнецов С. С. 1948. Большой Кавказ как складчатое сооружение киммерийского орогенеза.— Уч. зап. Ленинград. пед. ин-та им. Герцена, **72**.
Кузнецов Ю. А. 1964. Главнейшие типы магматических формаций. М., «Недра».
Кузнецов Ю. А. 1970. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматических формаций.— Геол. и геофиз., № 9.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофиз., № 10.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. 1969. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.—В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. М., «Наука».
Куликов П. К. 1971. Происхождение Западно-Сибирской плиты.—В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты. Труды Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 46. Тюмень.
Кумпан А. С. 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Восточного Казахстана.—В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
Кумпан А. С. 1966. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Л., «Недра».
Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. 1969. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., «Недра».
Куно Х. 1964. Серии изверженных пород.—В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука».
Куно Х. 1970. Латеральные вариации базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг.—В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М., «Мир».
Кутолин В. А. 1963. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР.
Курчавов А. М. 1970а. Некоторые особенности орогенного вулканизма северной части Токрауской впадины (Центральный Казахстан).—Сов. геол., № 5.
Курчавов А. М. 1970б. Орогенный магматизм севера Токрауской впадины (Центральный Казахстан).—Автореф. канд. дисс. М., МГУ.
Лапин Б. Н. 1962. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.—Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 13.
Лебедев П. И. 1930. Геолого-петрографический очерк Моргая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками.—Труды Сев.-Кавк. ассоц. науч.-исслед. ин-тов, № 75, вып. 15. Ростов-на-Дону.
Леонов Г. П. 1964. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов.—В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Гондвана. М., «Наука».
Лувсанданзан Б. 1970. Нижнекаменноугольные отложения юго-западной Монголии.—В кн.: Стратиграфия и тектоника

Монгольской народной республики. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М, «Наука».

Лунев А. Л., Резников А. П. 1968. Средний и верхний карбон.—В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».

Лупанова Н. П. 1969. Эффузивные и дайковые породы верхнего палеозоя северо-западного Кавказа.—В кн.: Вопросы магматической геологии. М., «Наука».

Лучицкий И. В. 1957. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба.—Докл. АН СССР, **116**, № 2.

Лучицкий И. В. 1960а. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР.

Лучицкий И. В. 1960б. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР.

Лучицкий И. В. 1971. Основы палеовулканологии. М., «Наука».

Любофеев В. Н., Дьяконов А. И. 1970. Стратиграфия и тектоническое положение домеловых пестроцветных формаций Западного Предкавказья.—Сов. геол., № 9.

Лялин Ю. И. 1971. О скорости смещения зон магматизма в Центральном Казахстане.—Вестн. АН КазССР, № 4 (312).

Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. 1964. Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория. Алма-Ата, алматинское отделение изд-ва «Наука».

Магницкий В. А. 1958. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов.—В кн.: Вопросы космогонии, т. 6. М., Изд-во АН СССР.

Мазарович А. Н. 1938. Курс исторической геологии. М. ГОНТИ.

Мазарович А. Н. 1940. О ритмах в истории Земли.—Бюлл. МОИП, отд. геол., **18**, вып. 5—6.

Мазарович О. А. 1967. Формации варисцийского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел).—Вестн. МГУ, серия геол., № 5.

Мазарович О. А. 1972. Геотектонические условия формирования моласс.—Геотектоника, № 1.

Мазарович О. А. 1973. Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций.—Автореф. докт. дисс. М., МГУ.

Мазарович О. А., Минервин О. В. 1971. Взаимоотношения силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана.—Вестн. МГУ, серия геол., № 2.

Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М, Изд-во АН СССР.

Маринов Н. А., Петрович Ю. Я. 1964. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.—Бюлл. МОИП, отд. геол., **39**, вып. 6,

Марков М. С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.—Геотектоника, № 2.

Марков М. С. 1973. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука».

Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. 1972. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).—Геотектоника, № 4.

Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры.— Геотектоника, № 1.

Маркова Н. Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.—В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».

Маркова Н. Г., Павленко А. С. 1972. О вулкано-плутонической ассоциации орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны каледонид.—Докл. АН СССР, **206**, № 1.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. 1963. Об особом типе структур Восточной Азии.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 85. Л.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. 1964. Структуры дива Восточной Азии.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».

Матвеевская А. Л. 1969. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука».

Матросов П. С. 1966. К тектонике Барун-Хурайской котловины.— В кн.: Материалы по геологии МНР. М., «Недра».

Матросов П. С. 1969. Домезозойская история геологического развития Западной Монголии.— Автореф. докт. дисс. Л., ВСЕГЕИ.

Мейен С. В. 1969а. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, № 5.

Мейен С. В. 1969б. Сравнительно-исторический анализ каменноугольных и пермских флор Евразии.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.

Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. 1960. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Труды ВСЕГЕИ, вып. 32. Л.

Меннер В. В., Штрейс Н. А. 1971. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М. «Наука».

Меркулов П. М. 1955. К стратиграфии отложений среднего карбона верхнего течения р. Большой Зеленчук на Северном

Кавказе.— Науч. зап. Черновиц. ун-та, серия геол., **16**, вып. 1.

Миклухо-Маклай А. Д. 1956. Верхнепалеозойские отложения Северо-Западного Кавказа.— Материалы ВСЕГЕИ, вып. 14.

Миклухо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.

Микунов М. Ф. 1957. Новые данные о верхнепалеозойских отложениях Рудного Алтая.— Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. Труды ВАГТ, вып. 3. М.

Микунов М. Ф. 1967. Общая характеристика верхнего палеозоя Зайсанской геосинклинали.— В кн.: Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».

Милановский Е. Е. 1968. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра».

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. 1964. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».

Мирчинк Г. Ф. 1940. Основные закономерности развития земного лика.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **18**, вып. 3—4.

Михайлов А. Е. 1963. Средне- и верхнепалеозойские тектонические структуры западной части Казахстана, их строение и история развития.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.

Михайлов А. Е. 1965. Вулканогенные формации и некоторые вопросы геологической истории девонского периода западной части Центрального Казахстана.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, № 1.

Михайлов А. Е. 1969. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., «Наука».

Моисеева Э. Г. 1967. Тектоника Калба-Нарынской зоны.— В кн.: Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1, геологическое строение. М., «Недра».

Моссаковский А. А. 1963а. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской складчатой области и проблема связи вулканизма с тектоникой.— В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Труды Лаборатории палеовулканологии Казахского политехнического ин-та, вып. 2. Алма-Ата.

Моссаковский А. А. 1963б. Тектоника Минусинских впадин и их фундамента.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Моссаковский А. А. 1963в. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат.

Моссаковский А. А. 1964. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука».

Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.

Моссаковский А. А. 1968. Тектоника и вулканизм орогенного этапа развития геосинклинальных областей.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука».

Моссаковский А. А. 1969. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. М., «Наука».

Моссаковский А. А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, № 4.

Моссаковский А. А. 1971. Тектоническое положение наземных вулканических формаций орогенного класса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **46**, вып. 5.

Моссаковский А. А. 1972. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, № 1.

Моссаковский А. А., Томуртогоо О. 1972а. Нижнемезозойские осадочные и вулканогенные образования Орхонской впадины.— Труды Науч.-исслед. геол. ин-та АН МНР, вып. 2. Улан-Батор.

Моссаковский А. А., Томуртогоо О. 1972б. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, **206**, № 5.

Мстиславский М. М. 1958. Условия формирования отложений нижней красноцветной свиты нижней перми Северного Кавказа.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв., № 10.

Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— В кн.: Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **32**, вып. 2.

Муратов М. В. 1962. Основные типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области.— Докл. АН СССР, **147**, № 5.

Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Муратов М. В. 1964. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука».

Муратов М. В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие

этапы развития этого пояса.— Геотектоника, № 2.
Муратов М. В. 1971. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Муратов М. В., Славин В. И. 1953. Краткий геологический очерк Калбы.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Муратов М. В., Хаин В. Е. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношения во времени и пространстве.—В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».
Нагибина М. С. 1958. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 33, вып. 3.
Нагибина М. С. 1959. История мезозойского вулканизма Верхнего Приамурья и Забайкалья и положение вулканогенных формаций в тектонической структуре Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 67.
Нагибина М. С. 1964. Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития. В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 11. Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра».
Нагибина М. С. 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, № 4.
Нагибина М. С. 1968. Об эволюции тектонических условий проявления гранитоидного магматизма в процессе развития структуры земной коры.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука».
Нагибина М. С. 1969. Тектонические условия образования вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносность. М., «Наука».
Нагибина М. С. 1970. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 6.
Налетов Б. Ф. 1970. Раннеордовикские вулканические ассоциации северо-запада Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф. 1969. Нижнеордовикские вулканические ассоциации северо-запада Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., № 11.
Нехорошев В. П. 1956. Главнейшие фазы герцинского тектогенеза, проявившиеся в девоне и нижнем карбоне в Зайсанской геосинклинальной области.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 19.
Нехорошев В. П. 1958. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат.
Нехорошев В. П. 1966. Тектоника Алтая.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 139.
Нехорошев В. П. 1967. Основные структурные особенности Восточного Казахстана.— В кн.: Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».
Никитин И. Ф. 1973. Ордовик Казахстана. Часть II. Палеогеография, палеотектоника. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».
Николаев В. А. 1953. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Николаев Н. И. 1962. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР.— Сов. геол., № 5.
Новикова А. С. 1973. Структурное положение зон метабазитов Восточно-Европейской платформы.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
Нурлыбаев А. Н. 1969. Щелочной магматизм Северного Казахстана.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».
Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. 1968а. Геология, петрология и генезис щелочных пород ишимского эффузивно-интрузивного комплекса в Центральном Казахстане.— В кн.: Интрузивный магматизм и метасоматические образования Казахстана. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».
Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Г. 1968б. Щелочные и субщелочные породы Северного Казахстана.— В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе, «Илим».
Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. М., «Мир».
Ог Э. 1938. Геология. М., ГОНТИ.
Осборн Е. Ф. 1964. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.—В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука».
Основы тектоники Китая. 1962. М., Госгеолтехиздат.
Павленко А. С. 1973. Гранитоидные формации Центрально-Азиатской складчатой области.— Автореф. докт. дисс. М.
Павленко А. С., Орлова Л. И., Филиппов Л. В. 1972. Геохимия палингенных гранитоидов.— В кн.: Труды Международного геохимического конгресса, т. 3, кн. 2. М., «Наука».
Павленко А. С., Филиппов Л. В. 1970. Связь гранитоидного магматизма с глубинными структурами.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка».
Павленко А. С., Филиппов Л. В. 1971. Формация палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности на примере Центрально-Азиатского пояса.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов, т. II, Ир-

кутск, Иркутское отделение изд-ва «Наука».

Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. 1974. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М., «Наука».

Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Павловский Е. В. 1958а. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Павловский Е. В. 1958б. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Павловский Е. В. 1960а. Проблема возраста кристаллических сланцев Центрального массива Франции.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Павловский Е. В. 1960б. Стадии геосинклинального развития «герцинских» массивов Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Палеогеографический атлас Китая. 1962. М., ИЛ.

Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.

Пейве А. В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, № 1.

Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.

Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. 1971. Базальтовый слой западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, **201**, № 6.

Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1972. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналей.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М., «Наука».

Пейве А. В., Синицин В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, **196**, № 3.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., № 12.

Перекалина Т. В. 1963. Герцинские кольцевые интрузии Центрального Казахстана.— В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 1. Л., Изд-во ЛГУ.

Перекалина Т. В. 1966. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ.

Перекалина Т. В., Розенкранц А. А., Тащинина М. В. 1969. Развитие герцинского магматизма и вопросы выделения вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Перфильев А. С. 1968. Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».

Перфильев Ю. С., Моралев В. М. 1972. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— Геотектоника, № 6.

Петров В. П. 1972. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Наука».

Петрович Ю. Я. 1963а. Нижнекарбоновые отложения бассейна р. Селенга.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат.

Петрович Ю. Я. 1963б. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.

Петрушевский Б. А. 1973. К проблемам геологии Гималаев.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **48**, вып. 1.

Пилипенко В. Н. 1966. Горный Алтай.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего — верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, новосибирское отделение изд-ва «Наука».

Погребнов Н. И. 1961. Средний и верхний карбон Северного Кавказа.— Автореф. канд. дисс. Ростов-на-Дону.

Полетаева О. К., Асташкин В. А., Генцингер А. Б., Винкман М. К. 1971. Основные типы разрезов палеонтологически охарактеризованных верхнекембрийских отложений западной части Алтае-Саянской области.— Труды СНИИГГиМС, вып. 111.

Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. 1969. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, № 4.

Поляков Г. В. 1971. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 117.

Поляков Г. В., Довгаль В. Н., Телешев А. Е., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. 1972. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледонско-байкальских структур Алтае-

Саянской складчатой области.— Докл. АН СССР, **203**, № 6.

Попов В. Е. 1967. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. М., «Недра».

Попов В. И. 1957. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 7.

Попов В. И. 1964. Ядра роста материков и развитие земной коры.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука».

Попов В. С. 1967. Герцинские интрузивные комплексы южной части Жачши-Токрауского водораздела (Центральный Казахстан).— Автореф. канд. дисс. М.

Поспелов Г. Л. 1957. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— Изв. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, № 1.

Поспелов И. И., Руженцев С. В. 1972. «Офиолитовый комплекс» центральной части Сакмарской зоны Южного Урала.—Докл. АН СССР, **203**, № 1.

Прилуцкий В. С. 1965. Изверженные породы Красноводского района.— Автореф. канд. дисс. Ашхабад.

Пронин А. А. 1962. Верхнепалеозойский и мезозойский вулканизм Урала в свете новых данных.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.

Пущаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды ГИН АН СССР, вып. 28.

Пущаровский Ю. М. 1960. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР.

Раджабов Ф. Ш. 1964. Петрологические и петрохимические особенности магматических пород Кураминского хребта.— Труды Ташкентск. политехн. ин-та, вып. 25.

Рахманов К. А. 1968. Щелочные эпилейцитовые эффузивные породы бассейна р. Уя (хр. Каржантау).— Узб. геол. ж., № 6.

Резников А. П. 1958. Стратиграфия, литология и палеогеография отложений среднего и верхнего карбона Промежуточной зоны (Северный Кавказ).— Уч. зап. Ростовск. н/Д ун-та, **53**, вып. 9.

Робинсон В. Н. 1935. Материалы по палеогеографии карбона, перми и триаса Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Труды 1 Азово-Черноморской краевой геологической экспедиции, т. I. Ростов н/Д.

Робинсон В. Н. 1938. Геологический очерк района средних течений рек Аксаута и Маруха.— В кн.: Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, вып. 1—2. Ростов н/Д.

Робинсон В. Н. 1946. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа.— В кн.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М.— Л., Госгеолтехиздат.

Робинсон В. Н. 1948. Палеозой Большого Кавказа.— Вестн. МГУ, № 3.

Робинсон В. Н. 1958. Этапы тектонического развития центральной области Большого Кавказа.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5—6.

Розен О. М., Марков М. С. 1973. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).— Геотектоника, № 3.

Розенкранц А. А. 1957. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений района нижнего течения рек Аи и Каракол в северо-восточном Прибалхашье.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

Руженцев С. В. 1968. Тектоническое развитие восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 192.

Руженцев С. В. 1971. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов.— Труды ГИН АН СССР, вып. 223.

Сапожников Д. Г. 1948. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: Тектоника СССР, т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Севрюгин Н. А. 1959. Геологическое строение Присемипалатинского района.— Сов. геол., № 8.

Сенников В. М. 1962. К вопросу о верхнедевонском и каменноугольном вулканизме Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Труды СНИИГГиМС, вып. 24. М., Госгеолтехиздат.

Синицын В. М. 1956. Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР.

Синицын В. М. 1957. Турфан-Хамийская впадина и Гашуньская Гоби. М., Изд-во АН СССР.

Синицын В. М. 1959. Центральная Азия. М., Географиздат.

Скринник Л. И. 1969. Среднепалеозойский вулканизм Южной Джунгарии.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск.

Скринник Л. И. 1973. Вулканогенные формации южной части девонского пояса Казахстана.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.

Славин В. И. 1964. О длительно развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области.— Сов. геол., № 6.

Славин В. И., Сомин М. Л., Моргунов Ю. Г. 1962. Доюрские отложения Сванетии.— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ, т. 3. М., Гостоптехиздат.

Славин В. И., Хаин В. Е. 1962. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей.— В кн.: Материалы 5-го съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Доклады Советских геологов. Киев. Изд-во АН УССР.

Смирнов А. Д., Булдаков В. В. 1962. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР.

Смирнов Я. Б. 1969. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магматизма).— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. М., «Наука».

Соболевская В. Н. 1965. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит.—В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука».

Сократов Г. И. 1958. О верхнем палеозое Южной Калбы.— Зап. Ленингр. горного ин-та, **33**, вып. 2, геол.

Сомин М. Л., Белов А. А. 1967а. К истории тектонического развития зоны южного склона Большого Кавказа.— Геотектоника, № 1.

Сомин М. Л., Белов А. А. 1967б. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **42**, вып. 1.

Спижарский Т. Н. 1968. Карта тектонического районирования территории СССР со снятым платформенным и койлогенным покровом. В кн.: Геологическое строение СССР, ч. 2. Тектоника. М., «Недра».

Срабонян М. Х. 1968. Позднепалеозойский плутоно-вулканический комплекс.—В кн.: Геология СССР, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».

Стеркин В. Д. 1969. Геологические и петрохимические особенности позднепалеозойских магматитов Северо-Восточного Прибалхашья.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Стеркин В. Д., Ковалевский А. Ф. 1966. Верхнепермская вулканическая формация правобережья реки Баканас (Северное Прибалхашье).— В кн.: Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Суворов А. И. 1971. К проблеме формирования континентальной земной коры.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Сугимура Н. 1970. Состав первичных магм и сейсмичность мантии Земли и области островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир».

Суетенко О. Д. 1968. Первые находки фораминифер в юго-восточной Монголии.— Докл. АН СССР, **180**, № 3.

Суетенко О. Д. 1970. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений юго-восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды Совместной Советско-Монгольской геологич. экспедиции, вып. 1. М., «Наука».

Суетенко О. Д. 1971. Тектоника палеозоид юго-восточной Монголии. — Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.

Сурков В. С. 1968. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.— Сов. геол., № 8.

Таиров Э. З. 1971. Палеозойская тектоническая зональность восточной части Северного Памира.— Автореф. канд. дисс. Ташкент.

Тащинина М. В., Кошкин В. Я., Розенкранц А. А. 1971. Вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан).— В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана, т. 2. Алма-Ата.

Тектоника Евразии. 1966. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии (м-б 1 : 5 000 000). М., «Наука».

Тектоника Европы. 1964. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы (м-б 1 : 2 500 000). М., «Наука», и «Недра».

Тимофеева Е. Н. 1973. Геология и петрохимические особенности вулканогенных комплексов верхнего палеозоя Северного Прибалхашья. — Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Тихомиров В. Г. 1966. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западного склона Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **41**, вып. 1.

Тихомиров В. Г. 1967. Главные ассоциации пород и структурные этажи палеозойских орогенных вулканических областей Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Южной Сибири.— Вестн. МГУ, серия геол., № 6.

Тихомиров В. Г. 1971. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. 1961. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан).— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 6.

Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И. 1970. Орогенные палеозойские серии и ассоциации вулканогенных пород области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья.— В кн.: Жизнь Земли, сб. 6. М., Изд-во МГУ.

Тихомиров В. Г., Тихомирова Э. И., Ши Ян-шень. 1964. О различиях в вулканизме крупных тектонических зон Центрального Казахстана на примере базальтоидных пород жаксыконской серии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Ткачев В. Н. 1968. Липаритовая формация Кураминской зоны.— Автореф. канд. дисс. Ташкент.

Ткаченко К. Н. 1969. Пермо-триасовый магматизм южных отрогов Джунгарского Алатау.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Томуртогоо О. 1970. Некоторые вопросы стратиграфии каменноугольных отложений бассейна р. Орхон в свете новейших данных.— Труды науч.-исслед. ин-та геол. АН МНР. Улан-Батор.

Томуртогоо О. 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, № 3.

Трифонов В. Г. 1967. Позднепалеозойская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение.— Труды ГИН АН СССР, вып. 175.

Устиев Е. К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., № 3.

Устиев Е. К. 1963. Проблемы вулканизма — плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Фаворская М. А. 1964. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное изд-во.

Федоров Т. О. 1965. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, **165**, № 3.

Федоров Т. О. 1968. Семизбугинский вулканический массив девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.

Ферштатер Г. Б. 1972. Петрология главных формационных типов гранитоидов Урала.— Автореф. докт. дисс. М., ИМГРЭ.

Филатова Н. И. 1966. Конечные этапы геосинклинального развития Северной и Центральной Джунгарии. — Автореф. канд. дисс. М., МГРИ.

Филатова Н. И., Буш В. А. 1965. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау.— Геотектоника, № 3.

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.

Филиппова И. Б. 1970. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии.— Автореф. канд. дисс. М., МГУ.

Фогельман Н. А. 1966. Мезозойские структуры области активизации Забайкалья и закономерности размещения золоторудных районов. Автореф. докт. дисс. М.

Фогельман Н. А. 1968. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, вып. 84.

Фремд Г. М. 1963. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии.— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Труды Лаборатории палеовулканологии, вып. 1. Алма-Ата.

Фремд Г. М. 1969. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алиньского поясов.— Автореф. докт, дисс. Алма-Ата.

Фремд Г. М. 1972. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алиньского поясов. Томск, Изд-во Томск. ун-та.

Фремд Г. М., Каменский А. С. 1963. Верхнепалеозойские стратовулканы Южной Джунгарии.— В кн.: Проблемы палеовулканологии. Труды Лаборатории палеовулканологии, вып. 1. Алма-Ата.

Хаин В. Е. 1964. Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., «Наука».

Хаин В. Е. 1968. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. (Ст. 1.).— Вестн. МГУ, серия геол., № 6.

Хаин В. Е. 1969. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (Ст. 3).— Вестн. МГУ, серия геол., № 2.

Хаин В. Е. 1970. Тектонические типы вулканических поясов.— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.

Хасин Р. А. 1966. Основные черты геологического строения и структурно-тектоническое районирование территории Монгольской Народной Республики.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., Изд-во СЭВ.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.

Херасков Н. П. 1967. Тектоника и формации. М., «Наука».

Хисамутдинов М. Г. 1963. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-фациальных зон Зайсанской геосинклинальной области.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. **94**, Л.

Хисамутдинов М. Г. 1964. Формационные комплексы Зайсанской геосинклинальной области.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 111, Л.

Хисамутдинов М. Г. 1968. Вулканогенные формации Зайсанской складчатой системы.— В кн. Геологическое строение СССР, т. 3. М., «Недра».

Хисамутдинов М. Г., Демидова Т. Я. 1967. Характеристика эффузивного магматизма Зайсанской геосинклинальной области.— В кн.: Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан, ч. 1, геологическое описание. М., «Недра».

Храмов А. Н. 1967. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных).— Изв. АН СССР, серия физ. Земли, № 1.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Бухаров А. А., Гордиенко И. В., Киселев А. И., Лобанов М. П. 1965. О вулкано-плутонических поясах юга Восточной Сибири.— Докл. АН СССР, **160**, № 6.

Хренов П. М., Комаров Ю. В., Шерман С. И. 1966. О структурно-тектоническом положении вулкано-плутонических поясов (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Материалы симпозиума

по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата.

Худобина Е. А. 1961. Магматические породы Западной Туркмении.— Труды ВСЕГЕИ, **45**. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 4.

Червяковский Г. Ф. 1972. Позднеорогенный — раннеплатформенный вулканизм Уральской среднепалеозойской геосинклинали.— В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск.

Червяковский С. Г., Червяковский Г. Ф. 1970. О субщелочных и щелочных породах Магнитогорского погружения на Южном Урале.— В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР. Свердловск.

Чернов В. И. 1971. Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая.— Автореф. докт. дисс. М., МГРИ.

Четверикова Н. П. 1966. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **41**, вып. 2

Четверикова Н. П. 1970. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **45**, вып. 6.

Четверикова Н. П., Урываева А. П., Федоров Т. О. 1971. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса.— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.

Чунев Д. 1968. Стратиграфия на България. София.

Чунев Д., Колчева К., Янкулова К. 1965. Върхунякои закономерности в развитието на младопалеозойская магматизм в СЗ България.— Списание Бълг. геол. дружество, **26**, № 3.

Шатский Н. С. 1945. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Шатский Н. С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Шатский Н. С. 1947. О структурных связях платформ со складчатыми областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 3.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Шатский Н. С. 1963—1965. Избранные труды, т. 1—4. М., Изд-во АН СССР, «Наука».

Шейнманн Ю. М. 1955. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Шейнманн Ю. М. 1960. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли.— Труды ВНИИ — 1, геол., вып. 49. Магадан.

Шейнманн Ю. М. 1965. Новые данные о базальтах океана и их значение для общей геологии.— Сов. геол., № 8.

Шейнманн Ю. М. 1968. Очерк глубинной геологии. М., «Недра».

Шенкман Я. Д. 1971. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы.— Автореф. канд. дисс. М. МГУ.

Шлыгин А. Е. 1971. Геологическое развитие и эволюция земной коры в юго-восточном Казахстане.— В кн. Тектоника и формации. Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, **22**. Алма-Ата, алма-атинское отделение изд-ва «Наука».

Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. 1964. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».

Штеклин Дж. 1966. Тектоника Ирана.— Геотектоника, № 1.

Штилле Г. 1964. Избранные труды. М., «Мир».

Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Гондвана. М., «Наука».

Штрейс Н. А. 1967. Проблема связи магматизма и складчатости.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма (тезисы совещания). М.

Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. 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. Труды совещания. М., «Наука».

Шужанов В. М. 1968. Девонский вулканизм юга Центрального Казахстана.— Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Шульц С. С. 1958. Современные области горообразования, их тектонические особенности и положение в общей структуре земной коры.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.

Шульц С. С. (мл.). 1972. Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня).— В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР. Тезисы докладов. Ротапринт. М.

Щеглов А. Д. 1964. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей.— Труды ВСЕГЕИ, **103**.

Щеглов А. Д. 1968. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра».

Щерба И. Г. 1966. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое.— Бюлл. МОИП, геол., **41**, вып. 6.

Щерба И. Г. 1970. Особенности позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья (два типа структурных рисунков).— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.

Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.

Albrecht K. H., Goldecher K. 1964. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutsche Flachland.— Z. angew. Geol., **10**, N 5.

Amico C. 1964. Relazioni comagmatiche tra vulcanismo atesino e plutonismodi Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina.— Min. petrogr. acta Bologna, **10**.

Andreas D., Enderlein F., Michael J. 1966. Zur Entwicklung des Rotliegenden im Thüringer Wald auf Grund neuer Kartierungsergebnisse.— Ber. Dtsch. geol. Ges. Wiss., A, Geol., Paläontol., **11**, N 1—2.

Anderson I. C., Pringle I. 1944. The Arenig Rocks of Arran and their Relationship to the Dalradian Series.— Geol. Mag., **81**.

Augustyniak K. 1964. Uwadi na temat sedymentaesi Westfalu w Niecee Srodsudeckiej.—Przegl. geol., N 7/8.

Augustyniak K., Grocholski A. 1968. Geological Structure and Outline of the Development of the Intra-Sudetic Depression.— Bull. Inst. geol., N 227.

Bailey E. B., Maufe H. B. 1960. Geology of Ben Nevis and Glen Coe.— Mem. Geol. Surv. Scotland, 2-nd ed.

Bambauer H. U. 1960. Der permische Vulkanismus in der Nahemulde.— Neues Jahrb. Mineral., **95**, N 2.

Baum W. 1942. Niederschlesisch-Böhemischen Steinkohlenbecken. Waldenburg.

Becker H., Knapp K. C. 1963. Die geologischen Lagerungsverhältnisse des Steinkohlengebirges im Bereich der Grube Warndt-Velsen. Z. Dtsch. geol. Ges., **117**, N 1.

Becker H., Kneuper G., Schall A. 1968. Zur Paläomorphologie im Jungvariszikum des Saarlandes.— Geol. Rundschau, **58**, N 1.

Bederke E. 1959.Das Problem des Permischen Vulcanismus.— Geol. Rundschau, **48**.

Bederke E., Fricke K. 1942. Das Niederschlesische Gebiet. Essen.

Berg G. 1925. Die Gliederung des Obercarbons und Rotliegenden im Niederschlesische-Böhemischen Becken.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt, **46**.

Behr H. I. 1966. Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken.— Ber. Dtsch. geol. Ges. Wiss., A, Geol., Paläontol., **11**, N 1—2.

Bertrand M. 1887. La Chaine des Alpes et la formation du Continent Européen.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, **15**.

Bertrand M. 1897. Structure des Alpes Françaises et récurrence de certais facies sedimentaires.— In: Congrès géologique International Compte rendu de l'sixieme session en Suisse.

Bertrand P. 1918. Les grandes divisions paleontologiques du Stephanien du Bassin de la Loire.— Compte rendu Acad. sci., **167**.

Bertrand P. 1930. Le sondage du Sanguinet (Gard).— Livre jubilaire du Centienaire Soc. géol. France.

Bisewski L. 1953—1955. Zur saxonischen Tektonik im südlichen Thüringer Becken.— Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Math. und allgem. Naturwiss., N 3.

Bode H. 1941. Einige Bemerkungen zur Stratigraphie des Saarbrückener Karbons.— Z. Dtsch. geol. Ges., **93**.

Born A. 1921. Über jungpaläozoische Kontientale Geosynklinalen Mitteleuropas.— Abhandl. Senckenberg. naturforsch. Ges., **37**.

Brinkmann R. 1966. Geotektonische Gliederung von Westanatolien.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsh., N 10.

Brown P. E., Miller I., Soper N. I., York D. 1955. The potassium-argon age pattern of the British Caledonides.—Proc. Yorkchire Geol. Soc., **35**, pt. 1.

Brunn I. H., Damont I. F., Graciansky P. de, Gutnic M., Suteau Th., Lefevre R., Mareoux S., Poisson A. 1970. Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales.— Bull. Soc. géol. France, sér. 7, **12**, N 3.

Bubnov S. 1931a. Die Westfälische sedimentation und asturische Phase in der innersudetischen Mulde.— Fortschr. Geol., Paläontol., **9**, N 29.

Bubnov S. 1931b. Grundprobleme der Geologie. Gebrüder Borntraeger. Berlin.

Bubnov S. 1953—1955. Der geotektonische Charakter Thüringens.— Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Math. und allgem. Naturwiss., N 3.

Chrobok S. M. 1964. Uber ein prätambacher Relief im Bereich der nördlichen Tambacher Mulde (Thüringer Wald).— Geologie, N 8.

Crawford A. B. 1970. Continental drift and the Movement of India.— Naturwissenschaften, **57**, N 7.

Daber R. 1963. Paläobotanische Hinweise auf eine paralisch beeinflußte Oberkarbonsenke im tiefsten Untergrund Norddeutschlands.— Geologie, N 12.

Dathe E., Petrascheck W. 1913. Geologische Übersichtskarte des niederschlesisch-böhemischen Becken. Hidem.

Deubel F. 1959—1960. Das Unters Perm in Thüringen und angrenzenden Gebieten.— Wiss. Z. Univ. Jena. Math.-naturwiss. Reihe, **9**, H. 3.

Dickinson W. R. 1971. Plate-tectonic Models of Geosynclines.— Earth and Planet. Sci. Lett., **10**, N 2.

Dickinson W. R., Hatherton T. 1967. Andesitic Volcanism and Seismicity around the Pacific.— Science, **157**, N 3720.

Dimitrescu R. 1959. Le volcanisme permien en Roumanie.— Geol. Rundschau, **48**.

Drong H. J. 1959. Zur Petrographie des Rotliegend — Eruptivs der Bohrung Weyhausen Z-1.— Geol. Rundschau, **48**.

Dziedzic K. 1959. Comparison of Rotliegendes Sediments in the Region of Nowa Ruda (Middle Sudeten) and Swierawa (Western Sudeten).— Kwart. geol., N 3, **4**.

Dziedzic K. 1961. Utwory dolnopermskie w nieccè Srodsudeckiej.— Studia geol. polsk., **6**.

Dziedzicowa H. 1956. Spilitizacja «melafirow» permskich w niecce s'Rodsudeckliej.— Przegl. geol., **9**.

Dziedzicowa H. 1958. Metasomatism of the Permian «Melaphyres» from Swierki Lower Silesia.— Roczn. Polsk. towarz. geol., **28**, N 1.

Eckhardt F. J. 1968. Vorkommen and Petrogenese spilitisierter Diabase des Rotliegenden im Weser-Ems-Gebiet.—Geol. Jahrb., **85**.

Fabian H. J., Gaertner H., Müller G. 1962. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlange Tenge Z-1 im Emsland.—Fortschr. Geol. Rhein. und Westf., **3**.

Falke H. 1959. Neue Erkenntnisse über die Grenzlagergruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden.— Geol. Rundschau, **48**.

Falke H. 1964. Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahegebiet.— Jahrb. und Mitt. Oberrhein. geol. Ver., **46**.

Gallwitz H. 1959. Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der Mitteldeutschen Hauptscholle.— Geol. Rundschau, **48**.

Giletti B. J., Moorbath S., Lambert R. St. J. 1961. Geochronological Study of the Metamorphic Complexes of the Scottish Highlands.— Quart. J. Geol. Soc. London, **117**, pt. 3.

Gothan W. 1928. Über Äguivalente der Wettiner Schichten im Thüringer Wald.— Z. Dtsch. geol. Ges., **79**.

Graciansky P. de, Lemoine M., Lys M., Sigal J. 1967. Une coupe stratigraphique dans le Paléozoique supérieur et le Mésozoique a l'extremité occidentale de la chaine Sur-Anatolienne (Nord de Fethiye).— Bull. Mineral. Res. and Explor. Inst. Turkey, N 69.

Habicht H. 1966. Die permo-karbonischen Aufschlußbohrungen der Nahe-Senke des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1963, N 2—3.

Hamilton W. 1969. The Volcanic Central Andes — a Modern Model for the Cretaceous Batholiths and Tectonics of Western North America.— Bull. Ore Dept Geol. Mineral. Ind., **65**.

Haug E. 1900. Les geosynclinaux et les Aires continentales.— Bull. Soc. géol. France, sér. 3, **28**.

Heim A. 1921. Geologie der Schweizer. I. Molasseland und Juragebirge. Tauchnitz, Leipzig.

Heim A. 1922a. Geologie der Schweizer, II (1). Die Schweizer Alpen. I. Tauchnitz, Leipzig.

Heim A. 1922b. Geologie der Schweizer II (2). Die Schweizer Alpen. II. Tauchnitz, Leipzig.

Hellmers H. 1925. Über den Einfluss der rotliegenden Gebirgsbewegungen auf die rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands.— Z. Dtsch. geol. Ges., **77** (1924).

Hellmers H. 1930. Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebiets. — Jahrb. Preuss. geol. Landesanstalt., A. **50**.

Hellmers H. 1937. Die Differentiation der Eruptivgesteine der Blätter Ilmenau und Unterneubrunn.— Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt, **57**, Ht. 1.

Hoyningen-Huene E. V. 1960. Sedimentäre und vulkanische Zyklen im mitteldeutschen Permokarbon.— Geologie, N 9.

Hrdličková D. 1966. Ignimbrite Volcanism in the Broumov Area in Northeastern Bohemia.—In: Palaeovolcanites of the Bohemian Massif. Prague.

Irving E. 1956. Paleomagnetic and Paleoclimatological Aspects of Polar Wandering.—Geofis. pura e appl., **33**, N 1.

Irving E., Robertson W. 1968. The Distribution of Continental Crust and its Relation to Ice Ages.— In: The History of the Earth's Crust. A. Symposium, Princeton.

Kampe A., Remy W. 1962. Ausbildung und Abgrenzung des Stephanien in der Halleschen Mulde.— Jahrb. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, **4**.

Katzung C. 1972. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa.— Geologie, N 4/5.

Kennedy W. Q. 1948. On the Significance of Thermal Structure in the Scottish Highlands.— Geol. Mag., **85**.

Kennedy W. Q., 1958. The Tectonic Evolution of the Midland Valley of Scotland.— Trans. Geol. Soc. Glasgow, **23**.

Kennedy W. Q., Anderson E. M. 1938. Crystal Layers and the Origin of Magmas.— Bull. Volcanol., **3**.

Kessler P. 1914. Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet.— Zbl. Geol. und Paläontol. Abhandl., **13**.

Kimpe W. F. 1953. Doleritic and Gabbroic Intrusives in the Autunien (Lower Permien) of the Boring Wennerperween I, East Netherlands.— Geol. en mijnbow, N. S., **15**.

King L. 1958. Basic Palaeogeography of Gondwanaland During the Late Palaeozoic and Mesozoic Eras.—Quart. J. Geol. Soc. London, **114**, pt. 1.

Kneuper V. G. 1966. Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke.— Z. Dtsch. geol. Ges. Jg., **117**.

Kober L. 1923. Bau und Enstehung der Alpen. Borntaeger. Berlin.

Kober L. 1933. Die Orogentheorie.

Konno E. 1968. The Upper Permian Flora from the Eastern Border of North-East China.— Sci. Repts Tôhoku Univ., ser. 2, **39**, N 3.

Kossmat F. 1927. Gliederung des varistischen Gebirgbaues.— Abhandl. sachsish. geol. Landesanstalt., **1**.

Kozlowski S. 1958. Permien Volcanism in Cluszyla and Swierki Regions, Lower Silesia.— Roczn. Polsk. towarz. geol., **28**, N 1.

Kozlowski S. 1963. The Geology of Permian Volcanites in the Central Part of the Sudetic Depression, Lower Silesia.— Prace geol., PAN, Komis. nauk. geol., **14**.

Kozlowski S. 1966. Subsequent Permian Volcanism in the Sudeten.— In: Palaeovolcanites of the Bohemian Massif. Prague.

Kraus E. 1927. Der orogene Zyklus und seine Stadien.— Zbl. Mineral. Geol., 2.

Krawczynska-Grocholska H. 1958. Young Palaeozoic Volcanism in an Area South-East of Walbrzych.— Acta geol. polsk., **8**.

Kunnert R. 1966. Alter der Hornburger Schichten.— Geologie, N 15.

Lienhardt M. J. 1961. Étude stratigraphique, petrographique et structurale du socle ánte-permiem du Bassin de Paris.— Ann. Soc. géol. Nord, **81**, N 3.

Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen K. L. 1972. Cenozoic Volcanism and Plate-Tectonic Evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic.— Philos. Trans. Roy. Soc. London A, **271**, N 1213.

Loczy L. de. 1968. Contribuqao a geotectonica do Sikkim Himalaia e comparaco dos Gonduanas indiano e brasileiro.— An. Acad. brasil. cienc., **40**, N 4.

Lützner H. 1962. Saalische Bewegungen im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes.— Geol. Rundschau, **51** (1961), N 2.

Mac Elienny. 1968. Northward Drift of India — Examination of Recent Paleomagnetic Results.— Nature, **217**, N 5126.

Macgregor A. Y. 1937. The Carboniferous and Permian Volcanoes of Scotland.— Bull. Volcanol., ser. 2, **1**.

Macgregor M. A., Macgregor A. Y. 1948. The Midland Valley of Scotland. 2-nd rev. Edinbourgh.

Maucher A. 1960. Der permische Vulkanismus im Raum von Trient.—Geol. Rundschau, **49**.

Mašek J. 1966. Volcanic Phenomena in the Upper Carboniferous of Central Bohemian.— In: Palaeovolcanites of the Bohemian Massif. Prague.

Mckerrow W. S. 1962. The Chronology of Caledonian Folding in the British Isles.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., **48**, N 10.

Miller I. A., Brown P. E. 1965. Potassium-Argon Age Studies in Scotland.— Geol. Mag., **102**.

Mittempergher M. 1958. La Serie effusiva paleozoica del Trentino, Alto Adige.— Com. Naz. Rich. Nucl. Rome, Div. Caomineral., **1**.

Mittempergher M. 1963. Rilevanto e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Carbena.— Atti Soc. Tosc. Sci. Natur. A, **2**.

Morre N., Thiebault I. 1963. Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrenees.— Bull. Soc. géol. Francen, ser. 7, N 4.

Morre N., Thiebault I. 1965. Constitution de quelques roches volcaniques permiennes de la Sierra del Cadi.— Bull. Soc. Géol. France, sér. 7, N 6.

Müller E. M. 1965. Überblick über die Geologie des Saarlandes.— Z. Dtsch. geol. Ges., **117**, N 1.

Mykura W. 1960. The Lower Old Red Sandstone Igneous Rocks of the Pentland-Hills.— Bull. Geol. Surv. Gr. Brit., N 16.

Nowakovski A. 1961. On Alkali Feldspars in Paleorhyolites of Lomnico and Liereszow.— Sudetes Mts. Arch. Mineral., Warszawa, **23**, N 1.

Nowakovski A. 1968. Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce Srodsudeskiej.— Geol. Sudet. PAH, **4**.

Nozanka M. 1958. Contribution to the Studu of Volcanic Rocks from Lomnica and Gomolnik Maly, Lower Silesia.— Roczn. Polsk. towarz. geol., **28**, N 1.

Oftedahl Chr. 1959. Volcanic Sequence and Magma Formation in the Oslo-Region.— Geol. Rundschau, **48**.

Osborn E. F. 1959. Role of Oxygen Pressure in the Crystallization and Differentiation of Basaltic Magma.— Amer. J. Sci., **257**.

Pannekoek A. J. 1960. Post-Orogenic History of Mountain-Ranges.— Geol. Rundschau, **50**.

Pensold G. 1967. Zum Vorkommen von Intrusivgesteinen in Oberkarbon des Nordteils der DDR.— Ber. Dtsh. geol. Ges. Wiss., R.—A., Geol., Paläontol., **12**, N 3—4.

Petrascheck W. 1922. Zur Entstehungsgeschichte über südetischen Karbon und Rotliegendenablagerungen.— Z. Dtsch. geol. Ges., **74**.

Pichler H. 1959. Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge des Bozener Porphyr-Platte.— Geol. Rundschau, **48**.

Pringle J. 1948. The South of Scotland. Edinbourgh.

Ratsui V. 1972. Late Cenozoic Volcanism and Petrographic Provinces in the Andes and Antarctica.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Serv. IV, Geol., Mineral, **15**, N 1—2.

Räuleanu Cr., Patzulius D., Miräuta O., Bleanu M. 1968. Etal actuel des Connaissances sur le poleorique de Roumanie.— An. Com. Stat al geol., **36**.

Read H. H. 1960. Aspects of the Caledonian Magmatism in Britain.— Liv. and Manch. Geol. J., **2**.

Read H. H., Macgregor A. G. 1948. The Grampian Highlands. Edinbourgh.

Remy W., Kampe A. 1961. Ausbildung und Abgrenzung des Autinien in der Halleschen Mulde.—Jahrb. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, **3**.

Rost W., Schimanski W. 1967. Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR.—Ber. Dtsch. geol. Ges. Wiss., R.-A., Geol., Paläontol., **12**, N 3—4.

Ryka W. 1968. Wtorne ryolity nadbaltyckiy czésci Pomora Zachosniego.— Kwart. geol., **12**, N 4.

Schriel W. 1954. Die Geologie des Harzes. Hannover.

Schröder E. 1952. Vulkanismus und Rotligendgliederung im Saar-Nahe-Bergland.—Z. Dtsch. geol. Ges., **103**.

Schuchert C. 1923. Sites and Natures of the North-American Geosynclines.— Bull. Geol. Soc. America, **34**.

Schwab M. 1968. Stratigraphy, Lithology and Volcanism in the Siles and Permian of the North-East Saale Trough. Guide to Excursion Sedimentary Rocks and Deposits in Saxony and Thuringia. In: Internat. Geol. Congr., XXIII Sess. Berlin.

Schwab M. 1970. Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas.— Ber. Dtsch. geol. Ges. Wiss., R.-A., Geol., Paläontol., **15**, (1).

Seidel G. 1965. Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens.— Geologie, N 40.

Sorgenfrei Th., Buch A. 1964. Deep Tests in Denmark 1935—1959.— Geol. Surv. Denmark, ser. III, N 36.

Stehli F. C. 1968. A Paleoclimatic Test of the Hypothesis of an Axial Dipolar Magnetic Field.— In: The History of the Earth's Crust. Princeton.

Středa I. 1971. Geologicko-petrografickó poměry mnichovohradistské deprese u Hodkovie Nad. Mohelkon.— Sbor. geol. ved., C 21.

Suess E. 1883—1909. Das Antlitz der Erde, Bd. I—III.

Sylvester-Bradley P. C. 1968. Tethys: the Lost Ocean.— Sci. J., **4**, N 9.

Tásler R. 1966. The Intra-Sudetic Basin.— In: Regional Geology of Czechoslovakia, N 1. The Bohemian Massif. Prague.

Teichmüller R. 1962. Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis.— Fortschr. Geol. Rheinid. und Westf., **3**, N 3.

Tomkeieff S. I. 1937. Petrochemistry of the Scottish Carboniferous-Permian Igneous Rocks.— Bull. Volcanol., ser. 2, **1**.

Tremlett W. E. 1963. Stress Chronology of the Mid-Paleozoic Orogeny of the British Isles.— J. Geol., **71**, N 6.

Tyrell G. W. 1926. Igneous Action and Earth Movement in Scotland and Scandinavia.— Geol. Mag., **63**.

Tyrrell G. W. 1955. Distribution of Igneous Rocks in Space and Time.— Bull. Geol. Soc. America, **66**, N 4.

Vanossi M. 1970—1971. Il Carbonofero di Viozene (Alpi Marittime). Atti Ist. geol. Univ. Pavia, **21**.

Vardabasso S. 1959. Der permische Vulkanismus in Sardinien.— Geol. Rundschau, **48**.

Watson J. 1963. Some Problems Concerning the Evolution of the Caledonides of the Scottish Highlands.— Proc. Geol. Assoc. London, **74**, pt. 2.

Watson J. 1964. Conditions in the Metamorphic Caledonides during the Period of Late-Orogenic Cooling.— Geol. Mag., **101**, N 5.

Weber H. 1955. Einführung in die Geologie Thüringes. Berlin.

Weber H. 1962. Übersicht der Rotliegend-Stufen in Thüringerwalde.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsh., N 3.

Wieseneder H. 1966. Volcanic Rocks in the Basement of the Molassi Zones in Eastern Austria.— In: Palaeovolcanites of the Bohemian Massif. Prague.

Zwart H. J. 1969. Metamorphic Facies Series in the European Orogenic Belts and their Bearing on the Causes of Orogeny.— Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper, N 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I.
Современное состояние проблемы орогенного этапа развития геосинклинальных областей (главные аспекты и исторические корни) 8

Глава II.
Позднепалеозойские орогенные структуры и формации Монголии 26
Южная Монголия 32
Нояносомонская впадина 33
Джинсэтские грабены 41
Ноенхудукская грабен-синклиналь 41
Центральная Монголия 44
Северо-Гобийская впадина 44
Ценхиргольская мульда 66
Ульдзинская впадина 67
Тамиргольская мульда 68
Северная Монголия 69
Орхон-Селенгинский прогиб 69
Выводы 93

Глава III.
Позднепалеозойские орогенные структуры и формации Казахстана 96
Южный и Центральный Казахстан 96
Илийская впадина 99
Токрауская, Северо-Прибалхашская, Баканас-Алакульская впадины . . 109
Восточный Казахстан 130
Выводы 143

Глава IV.
Позднепалеозойские орогенные структуры и формации прогиба Передового хребта Большого Кавказа 145

Глава V.
Позднепалеозойские орогенные структуры и формации Центральной Европы 161
Саарский прогиб 166
Заальский прогиб 179
Внутрисудетская впадина 193
Северо-Германская впадина 204
Выводы 206

Глава VI.
Основные типы орогенных структур в палеозоидах Евразии и стадийность орогенного этапа развития варисцийских и каледонских складчатых областей . . . 212
Орогенные структуры варисцийских складчатых областей 213
Орогенные структуры каледонских складчатых областей 217
Выводы 222

Глава VII.
Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (тектонические закономерности размещения) 226
Историко-хронологические закономерности 227
Структурные закономерности 231
Сводовые поднятия и внутренние орогенные впадины 231
Краевые прогибы и краевые вулканические пояса 240
Внутригеосинклинальные островодужные вулканические пояса 245
Пространственные закономерности 247
Главные комплексы орогенных вулканических формаций 248
Евразийский пояс позднепалеозойского орогенного вулканизма 251
Ареалы девонского орогенного вулканизма Казахстана и Алтае-Саянской области 268
Выводы 276

Глава VIII.
Место орогенных структур и орогенного магматизма в общем процессе формирования континентальной земной коры палеозоид Евразии 279
Об океанической природе палеозойских геосинклинальных поясов 279
Неравномерность процесса формирования континентальной земной коры и место в этом процессе орогенных структур и орогенного магматизма . . . 288

Литература 295

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I.
The present state of the problem of orogenis stage of development of geosynclinal areas (the main features and historical roots) 8

Chapter II.
Upper Paleozoic orogenic structures and formations in Mongolia 26

South Mongolia 32
Noyansomon basin 33
Dzhinset grabens 41
Noyankhuduk graben-syncline 41

Central Mongolia . . . 44
North-Gobi basin . . . 44
Tsenkhirgol basin . . . 66
Uldza basin . . . 67
Tamirgol basin 68

North Mongolia 69
Orkhon-Selenga basin 69

Conclusions 93

Chapter III.
Upper Paleozoic orogenic structures and formations in Kazakhstan 96

South and Central Kazakhstan 96
Ili basin 99
Tokrau, Northern Pre-Balkhash, Bakanas-Alakul basins . 109

East Kazakhstan 130

Conclusions 143

Chapter IV.
Upper Paleozoic orogenic structures and formations in the North Caucasus 145

Chapter V.
Upper Paleozoic orogenic structures and formations in Central Europe 161

Saar basin 166
Saale basin 179
Intra-Sudetian basin 193
North-German basin 204

Conclusions 206

Chapter VI.
The main types of orogenic structures in Eurasian paleozoides and stages of the orogenic period of development of the Variscian and Caledonian folded areas 212

Orogenic structures of the Variscian folded areas 213
Orogenic structures of the Caledonian folded areas 217

Conclusions 222

Chapter VII.
Paleozoic orogenic volcanism in Eurasia (tectonic regularities of distribution) 226
Historico-chronological regularities 227
Structural regularities 231
Arch uplifts and inner orogenic basins 231
Foredeeps and marginal volcanic belts 240
Innergeosynclinal volcanic belts of the island arc pattern 245
Spatial regularities 247
Main complexes of the orogenic volcanic formations 248
The Eurasian belt of the Upper Paleozoic orogenic volcanism 251
Areals of the Devonian orogenic volcanism in Kazakhstan and Altai-Sayan region 268
Conclusions 276

Chapter VIII.
The place of orogenic structures and orogenic magmatism in the general process of development of the continental Earth's crust of the Eurasian paleozoides 279
On the oceanic nature of Paleozoic geosynclinal belts 279
On the irregularity of the process of development of the continental Earth's crust and its relation to the orogenic structures and orogenic magmatism 288

Bibliography 295

2 р. 95 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»