Л. П. Зоненшайн
М. И. Кузьмин
В. М. Моралев

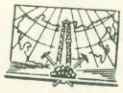
Глобальная тектоника, магматизм и металлогения

Москва
„Недра“

Л. П. Зоненшайн
М. И. Кузьмин
В. М. Моралев

Глобальная тектоника, магматизм и металлогения

1955



Москва
„Недра“
1976

УДК 551.24 + 552.3 + 553

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976, 231 с.

В книге рассматриваются вопросы связи тектоники с магматизмом и металлогенией на основе последних достижений в изучении геологии и геофизики океанов, приведших к созданию концепции новой глобальной тектоники. Тектоническое развитие геосинклинальных складчатых поясов анализируется с актуалистических позиций с выделением в их истории различных геологических комплексов, каждый из которых формировался в строго определенных геодинамических обстановках, в большинстве своем имеющих аналоги в современных тектонически активных зонах, таких как системы островных дуг, активные континентальные окраины, внутриокеанические и внутриконтинентальные рифтовые зоны. Палеотектонические реконструкции, выполненные для небольших интервалов геологического времени, как для отдельных складчатых поясов (Центрально-Азиатского, Тихоокеанского и др.), так и в глобальном масштабе, устанавливают закономерную латеральную магматическую и металлогеническую зональность, свойственную определенным геодинамическим обстановкам. Магматизм и металлогения складчатых областей различных геодинамических обстановок обусловлены разным взаимодействием литосферных плит: их расхождением или схождением, либо их поддвиганием или надвиганием. В заключении описываются механизмы тектонических движений и возможные условия магма- и рудообразования, а также рассматриваются вопросы применения новой глобальной тектоники к ранним этапам развития Земли.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, а также на студентов геологических вузов.

Табл. 7, ил. 59, список лит. — 414 назв.

3 $\frac{20802-422}{043(01)-76}$ 41—76

© Издательство «Недра», 1976

ПРЕДИСЛОВИЕ

До недавнего времени вопросы связи тектоники, магматизма и металлогении рассматривались обычно на основе учения о геосинклиналях. Однако в последние 10—15 лет многие крупные открытия, относящиеся в первую очередь к геологии океанов, вызвали коренной переворот в геологическом мышлении, который по праву может считаться научной революцией, соизмеримой по масштабам с известными революционными преобразованиями в физике или биологии. Появилась совершенно новая основополагающая концепция, известная в качестве новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит. Учение о геосинклиналях начало переосмысливаться с точки зрения новой глобальной тектоники, что вызвало существенные изменения в понимании всей геологии континентов. Во многом по-новому стали представляться временные и пространственные связи в проявлениях магматизма и локализации рудных месторождений. В связи с этим возникла необходимость пересмотра развития структурных элементов земной коры с учетом горизонтального перемещения континентов, вернее — литосферных плит.

Предлагаемая работа представляет результат многолетних исследований, предпринятых с целью пересмотра с новых позиций строения и развития геосинклинальных складчатых поясов, их магматизма и эндогенной металлогении. Основными объектами исследований были палеозойские сооружения Центрально-Азиатского складчатого пояса и мезо-кайнозойские структуры Тихоокеанского кольца, отдельные районы которых хорошо известны авторам по собственным наблюдениям. В ряде случаев были привлечены материалы по другим территориям. На основании регионального анализа предусматривалось произвести главным образом палеотектонические реконструкции для отдельных небольших интервалов времени; прежде всего выявить прошлые геодинамические условия в их сравнении с современными, т. е. в их актуалистической интерпретации. Естественно, анализ материалов по регионам не мог дать глобальной геодинамической картины. Поэтому авторы пытались в каждом конкретном случае рассматривать региональные реконструкции на фоне палеотектонических условий всего земного шара.

Следует отметить, что исследованию подверглись главным образом геосинклинальные складчатые сооружения, т. е. участки земной коры, которые располагаются в настоящее время или располагались в геологическом прошлом вдоль границ литосферных плит. Для разных территорий авторы имели в своем распоряжении различный по качеству и полноте материал. Поэтому в трактовке истории развития отдельных регионов вполне возможны пробелы и ошибки,

которые, по-видимому, не могут оказать влияние на общие принципиальные выводы.

Палеотектонические исследования были в значительной мере стимулированы В. Е. Хаиным; глобальные палеотектонические реконструкции выполнялись при непосредственном его участии. Авторы выражают В. Е. Хаину искреннюю признательность за многочисленные советы и благожелательную критику. Многие вопросы, связанные с разработкой методики и ее применением к Восточной Азии, решались совместно с В. И. Коваленко. В изучении Восточной Азии принимали участие А. Я. Салтыковский и Л. М. Натапов, а также В. С. Антипин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков. По Юго-Восточной Азии авторы пользовались любезно предоставляемыми им материалами Ю. Г. Гатинского, И. В. Виноградова, А. В. Мишиной, Г. А. Кудрявцева; по отдельным регионам — А. А. Белова, Е. Ф. Бурштейна, А. Б. Вейнмарна, Г. П. Вергунова, А. А. Ельянова, А. В. Ильина, М. Г. Ломизе, Г. И. Макарычева, Ю. С. Перфильева, Э. Н. Пополитова, Э. М. Спиридонова, И. Б. Филипповой, В. Д. Чеховича, К. Г. Чешихиной. Большую помощь в подборе материала по ряду регионов оказали В. И. Володина и В. А. Новикова. Критические замечания и пожелания были получены от В. И. Смирнова, А. В. Пейве, Н. А. Штрейса, Л. В. Таусона, О. Г. Сорохтина, М. С. Маркова, А. А. Моссаковского, Н. С. Зайцева, М. С. Нагибиной, Н. Г. Марковой, Е. Д. Карповой, А. А. Ковалева, М. З. Глуховского, А. С. Павленко. Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую благодарность.

Основные положения глобальной тектоники и современные геодинамические обстановки

Любая наука не может существовать без какой-то единой теории или гипотезы, которая бы содержала синтез существующих данных, с одной стороны, а с другой — служила бы основой для последующего ее развития и анализа вновь поступающих результатов. В геологии, пожалуй, только две гипотезы в разное время могли считаться такими всеобъемлющими — гипотеза контракции, пытавшаяся в начале XX в. связать с охлаждением и сжатием все закономерности формирования лика Земли, и мобилистская гипотеза дрейфа континентов А. Вегенера, предполагавшая грандиозные перемещения материков. Однако, начиная с 30-х годов, единая концепция в геологии по существу отсутствовала. Отошла в прошлое гипотеза контракции, которая не смогла объяснить геометрию складчатых сооружений и анизотропию земной коры, придя также в противоречие с данными, свидетельствующими о наличии на поверхности Земли явных следов растяжения, а не одного только сжатия. Были полностью или почти полностью оставлены яркие мобилистские реконструкции А. Вегенера, поскольку не было ни убедительных доказательств дрейфа континентов, ни удовлетворительного механизма для него, ни ясного представления о том, как сравнительно тонкие и хрупкие континентальные массы могут перемещаться по симе.

Изучая только континенты, геологи разработали одну концепцию, которая существует уже более 100 лет и развивалась параллельно и с гипотезой контракции, и с гипотезой дрейфа континентов и даже как-то независимо от них. Имеется в виду учение о геосинклиналях, которое с полным правом можно считать основополагающей концепцией геологии континентов. Было установлено, что существуют две главные категории структур земной коры: 1) стабильные устойчивые области или платформы и 2) располагающиеся между ними подвижные пояса, или геосинклинали. Геосинклинали являются местом сосредоточения магматической и тектонической активности, в их пределах аккумулируется мощная толща осадков, которая деформируется и подвергается метаморфизму. На месте подвижных геосинклинальных поясов создаются горные сооружения, земная кора испытывает консолидацию и постепенно приобретает стабильность, превращаясь в молодую платформу. Происходит последовательное разрастание платформ за счет сокращения геосинклинальных областей. Безусловно, понятие о геосинклиналях значительно изменилось с тех пор, как оно было введено в геологию Дж. Дэна и Дж. Холлом. Капитальные работы Э. Ога, Г. Штилле, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, М. В. Муратова и других создали учение о геосинклиналях в современном виде. Основная идея, заложенная в понятие «геосинклиналь» во второй половине XIX в., осталась неизменной: первоначальное изгибание вниз земной коры в виде синклинали грандиозных размеров приводит

в действие сложный механизм, предопределяя и магматизм, и метаморфизм, и интенсивные деформации, и, в конечном счете, последующее превращение прежней зоны глубокого прогибания в прямо противоположную зону — высоко поднятую горно-складчатую область. Это представление о фатальной предопределенности событий вынуждало исследователей направлять усилия на выявление прежде всего закономерностей в саморазвитии геосинклиналей, на установление тех или иных этапов и стадий развития, которые характеризуются своими особенностями осадконакопления и магматизма, неизбежно повторяющимися во всех геосинклинальных областях. В результате стадийная схема геосинклинального развития в настоящее время детально разработана.

Несмотря на громадную роль, которую сыграло и продолжает играть учение о геосинклиналях в развитии геологии, несмотря на то, что оно вправе называться краеугольным камнем нашей науки, нельзя не видеть существенных дефектов, органически свойственных учению о геосинклиналях и поэтому заранее ограничивающих возможности его применения.

Во-первых, учение о геосинклиналях базировалось только на геологии материков и практически не учитывало геологию океанов, т. е. данных по двум третям земной поверхности. Следовательно, его никак нельзя было распространить на весь земной шар и считать глобальным.

Во-вторых, представление о спонтанном характере развития геосинклиналей вне зависимости от событий, происходящих одновременно в других участках земной поверхности, значительно сужало кругозор исследователя, который главную задачу мог видеть только в познании истории развития данной складчатой области, не задумываясь о ее связях с развитием прилегающих, несравненно более обширных территорий. В результате укоренилось «вертикальное» мышление, когда усилия и все внимание концентрировались сугубо на выяснении последовательности смены ассоциаций горных пород по вертикали — во времени, а «горизонтальное» мышление, направленное на корреляцию одновременных событий в пространстве, на выявление латеральных связей между различными геологическими комплексами, отсутствовало или было сильно редуцировано. В результате не мог быть осуществлен надлежащим образом всеземной, глобальный синтез.

В-третьих, учение о геосинклиналях представляет собой, как говорят, ad hoc теорию, т. е. некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда наблюдаемых геологических явлений. Действительно, геосинклинали в умах геологов воспринимаются как объекты почти исключительно ископаемые, сами по себе, без попыток найти им зримый аналог в современных условиях. Получается парадокс — любой геолог уверен, что он знает, что такое геосинклиналь, но вопрос о том, где он видит современные геосинклинали, либо ставит его в тупик, либо вызывает крайне неопределенные ответы. Вряд ли могут быть сомнения в том, что, изучая современные аналоги геосинклиналей, мы несравненно с большей полнотой могли бы понять ход геологических процессов прошлого.

Таким образом, учение о геосинклиналях к середине нашего столетия по существу исчерпало свои возможности и для дальнейшего прогресса науки нуждалось в коренном дополнении или подходе с новых позиций. Такой подход стал возможен на основе концепции новой глобальной тектоники.

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Основы новой глобальной тектоники, или тектоники плит (тектоники литосферных плит), заложены в 60-е годы исследованиями Г. Хесса [271], Р. Дитца [239], Ф. Вайна и Д. Мэттьюза [396], Дж. Т. Вильсона [404], У. Моргана [333], Ле Пишона [300, 303], Б. Изакса, Дж. Оливера и Л. Сайкса [279].

В нашей литературе новая глобальная тектоника описывалась неоднократно [68, 69, 92, 162, 170, 181 и др.], а в 1974 г. был опубликован сборник «Новая глобальная тектоника».

В соответствии с этой концепцией в тектонических процессах взаимодействуют две внешние оболочки Земли: литосфера и астеносфера. Литосфера включает в себя полностью земную кору и часть верхней мантии примерно до глубины 70—100 км, т. е. до слоя пониженных скоростей сейсмических волн, так называемого волновода. Астеносфера продолжается вглубь на несколько сотен километров. Литосфера, в отличие от астеносферы, обладает прочностью. Это подтверждается тем, что астеносфера поглощает, а литосфера не поглощает высокочастотные поперечные волны, характер прохождения которых является показателем прочности среды. Вещество в астеносфере находится в состоянии, близком к точке плавления и способно к перетеканию, ползучести. В связи с этим в астеносфере может возникать конвективная или иная циркуляция. поддерживаемая энергией, поступающей из внутренних оболочек Земли. Литосфера в виде толстой жесткой пластины пассивно реагирует на процессы, протекающие в астеносфере.

На большей части Земли литосфера непрерывна; ее сплошность нарушается лишь в узких поясах современных тектонически активных зон, которые выявляются главным образом по своей высокой сейсмичности. Известно, что землетрясения сконцентрированы в линейных зонах, отвечающих срединно-океаническим хребтам, рифтовым долинам на материках, системам островных дуг и глубоководных желобов и молодым складчатым сооружениям типа Альпийско-Гималайского пояса. Активные зоны разбивают литосферу на целый ряд жестких плит. Первоначально их насчитывалось шесть или восемь, сейчас выделяется значительно больше. Наряду с крупными плитами, или мегаплитами, такими как Евразиатская, Американская, Африканская, Тихоокеанская и другие, обосабливаются более мелкие, или микроплиты, отвечающие отдельным глубоководным океаническим бассейнам (Кокосовая плита, плита Наска и др.), или окраинным морям, или частям раздробленных континентальных блоков. Каждая такая плита под воздействием конвективных или иных потоков в астеносфере может перемещаться в горизонтальном направлении. Конфигурация плит определяется только контурами ограничивающих их активных зон. Она не зависит от границ распространения континентальной и океанической коры, если только такая граница не совпадает с активными зонами. Поэтому в состав одной и той же плиты могут входить как участки континентов, так и океанические бассейны. Континенты в виде айсбергоподобных глыб вплавлены в литосферу и вместе с ней пассивно участвуют в движении плит. Тектоника плит предусматривает, что в одних активных зонах — в срединно-океанических хребтах — литосферные плиты наращиваются и расходятся в стороны. Здесь происходит раздвижение, или спрединг, океанического дна. Это вызывает либо уничтожение плит с их погружением вниз во вторых зонах — в системах островных дуг и глубоководных желобов, либо их столкновение с образованием молодых горно-складчатых сооружений. Такая компенсация движений в глобальном масштабе неизбежно должна происходить, если

допускать неизменность радиуса Земли, т. е. если не принимать гипотезу расширяющейся Земли.

Важно подчеркнуть, что в соответствии с главным принципом тектоники плит геодинамическая компенсация горизонтальных движений разного знака происходит в глобальных масштабах, в рамках всего земного шара. Если в одном из срединно-океанических хребтов происходит наращивание новой литосферной плиты, то неважно, где идет поглощение литосферы: в том же океане или в другом, или вообще на противоположной стороне Земли; необходимо только, чтобы общая величина наращивания литосферы на Земле была равна суммарному ее поглощению. Даже приблизительные подсчеты, произведенные У. Морганом [333], показали, что действительно, такое равенство существует; сами плиты обладают большой прочностью и способны передавать напряжения на большие расстояния, не испытывая при этом значительной внутренней деформации.

С появлением новой глобальной тектоники возродились и получили широкое признание старые мобилистские идеи А. Вегенера. Не случайно новая концепция иногда фигурирует под названием неомобилизма.

Необходимо различать по крайней мере два типа границ плит: наращиваемые и поглощаемые. К первому из них относятся срединно-океанические хребты и внутриконтинентальные рифтовые зоны, ко второму — системы островных дуг и глубоководных желобов. Когда поглощение становится невозможным, обычно когда к границе поглощения подходит континент, а тем более с обеих сторон два континента, которые в силу своей плавучести не могут погружаться в мантию, то происходит столкновение двух литосферных плит (континентальной с океанической, или двух континентальных, или с более сложными вариантами). Кроме того, обычно выделяется еще третий тип границ, вдоль которых не происходит ни наращивания, ни поглощения плит, а по которым отдельные сегменты плит как бы скользят друг относительно друга — это так называемые трансформные границы.

Каждому из типов границ литосферных плит отвечает своя геодинамическая обстановка, которая обладает строго определенным глубинным строением и характеризуется формированием свойственного только данной обстановке ансамбля тектонических структур, магматических, метаморфических и осадочных комплексов и связанных с ними полезных ископаемых.

Прежде чем перейти к рассмотрению современных геодинамических обстановок, приуроченных к различным типам границ плит, кратко остановимся на общей характеристике строения океанов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

При обзоре любой батиметрической карты океана (например, карт, составленных Институтом океанологии АН СССР) видно, что переход от континента к океану осуществляется сравнительно резко через крутой уступ высотой 4—5 км. Обычно различают два типа океанических, или, что то же самое, континентальных окраин: тихоокеанский и атлантический. Для тихоокеанского типа характерно появление глубоководных желобов и интенсивного вулканизма на островных вулканических дугах или прилежащих краях континента. Это — тип активных окраин. По существу весь Тихий океан сопро-

вождается окраинами подобного типа, они известны, хоть и в меньшей степени, и в других океанах.

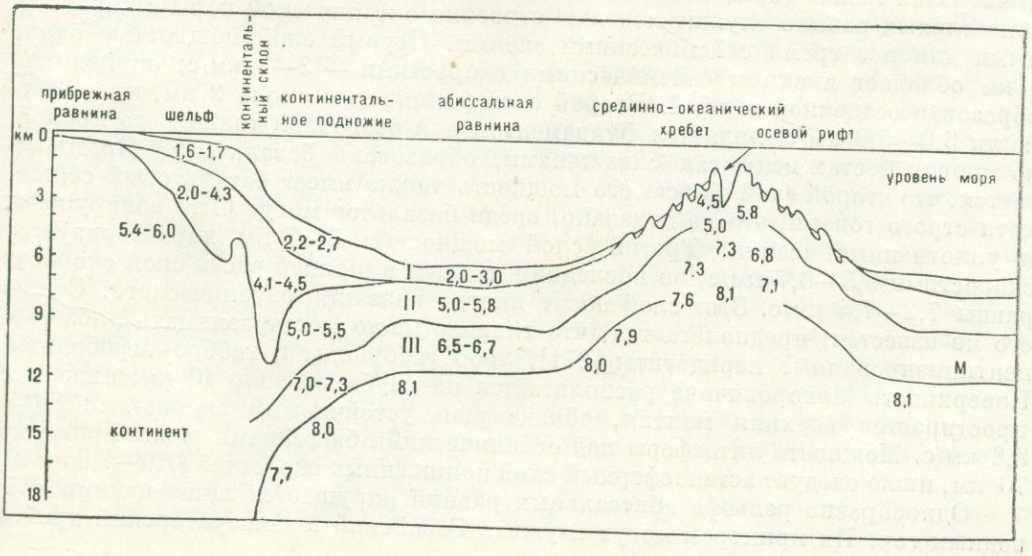
Атлантический тип окраин всегда амагматичный, пассивный. Лучше всего он изучен в западной части Северной Атлантики, прилежащей к побережью Северной Америки [64, 245]. Здесь переход к Атлантическому океану начинается с прибрежной равнины, занимающей восточное побережье США. Она подстилается моноклиналью мезозойских (начиная с юры) и кайнозойских отложений, наклоненных к океану. В составе отложений преобладают мелководные, преимущественно карбонатные фации. В их основании содержатся залежи солей. Общая мощность достигает 3—4 км. Равнина постепенно сменяется в море полосой шельфа шириной 100—200 км. Шельфовая полоса является ареной накопления мелководных осадков, местами широко развиты рифовые постройки (например, Багамская банка). И равнина, и шельф имеют типичное континентальное подножье.

Шельф обрывается в сторону океана крутым уступом — континентальным склоном. Высота уступа измеряется 2—4 км, ширина его 30—40 км, средний наклон составляет около 10°. Континентальный склон изборожден густой сетью подводных каньонов глубиной в несколько сотен метров и, как правило, почти не покрыт современными осадками. Каньоны служат каналами, по которым вниз устремляются мутьевые потоки, несущие большие массы взвешенного материала, а также подводные оползни. Континентальный склон совпадает с геофизической границей между континентальной и океанической корой и может поэтому приниматься за границу континента.

На приокеанической стороне шельфа и под континентальным склоном выявляются крайне любопытные аномалии глубинного строения (рис. 1), здесь располагаются два или три глубоких (до 10 км) прогиба в подошве осадочной толщи (с сейсмическими скоростями 4,5 км/с). Один из них, под шельфом, заполнен мелководными осадками, два других — глубоководными

Рис. 1. Основные геоморфологические элементы океанического дна и его глубинное строение. По Ч. Дрейку и др., 1970 г.; М. Талвани, 1965 г.

I—III — слои океанической коры. Цифры — сейсмические скорости в км/с



турбидитами. Под прогибами местами отмечаются аномальные сейсмические скорости в нижней коре или верхней мантии: 7,2—7,7 км/с. Эти прогибы интерпретируются либо как свидетели погребенных триасовых грабенов, характерных для восточного побережья США, либо как показатель рифтинга, предшествовавшего образованию окраины и связанного с раскрытием Северной Атлантики. Ни та, ни другая интерпретация не может считаться убедительной. Это осложнение в глубинном строении в любом случае указывает на большую величину погружения и накопления осадочной толщи не менее 10 км мощности. Были сделаны попытки сопоставить эти прогибы с раннепалеозойской геосинклиналью Аппалач.

Континентальный склон сменяется континентальным подножием (continental rise). Это слабо всхолмленное пространство, постепенно погружающееся от континентального склона во внутренние части океана с глубин 2,5—3 км до 5—5,5 км. Ширина его равна 200—300 км. Больше всего континентальное подножие напоминает пролювиальные шлейфы конусов выноса, окаймляющие современные горные хребты. На континентальном подножье накапливаются продукты выноса мутьевыми потоками, то, что называется турбидитными осадками. Большое значение имеет здесь и деятельность подводных течений. Осадки преимущественно обломочные, терригенные, часто плохо сортированные. Мощность осадочного чехла измеряется многими километрами. Земная кора под континентальным подножьем имеет типичное океаническое строение.

Континентальное подножие постепенно сменяется плоскими абиссальными впадинами или равнинами. Во всех океанах они примерно одинаковы. Это преимущественно изометричной формы обширные котловины, размеры которых в поперечнике измеряются первыми тысячами километров, а глубина равна 5—6 км. В их пределах идет типичное пелагическое осадконакопление, с формированием толщи пород, состоящей из чередующихся глубоководных красных глин, кремнистых осадков и пелагических карбонатных илов (последние накапливаются лишь выше уровня карбонатной компенсации, т. е. выше 4,7—5 км). Общая мощность осадочного чехла крайне невелика, редко превышает 1 км, а сам разрез отличается большой выдержанностью на широких расстояниях. Слои лежат горизонтально и не несут следов деформации. Земная кора абиссальных равнин служит моделью строения океанической коры с характерными для нее тремя сейсмическими слоями. Первый слой мощностью около 1 км обладает низкими сейсмическими скоростями — 2—3 км/с; он целиком образован осадочной толщей. Второй слой (мощностью около 2 км, имеет скорости 5,0—5,8 км/с) является фундаментом для осадочной толщи; его кровля, во многих местах вскрытая скважинами, образована базальтами. Предполагается, что второй слой на всю его мощность также имеет базальтовый состав, хотя строго говоря, это не доказано, среди базальтов могут быть обнаружены и уплотненные осадки. Третий слой мощностью 5—7 км характеризуется скоростями 6,5—6,7 км/с; по последним данным в нижней части слоя скорости равны 7,2—7,4 км/с. Этот слой носит иногда название океанического. Состав его не известен; предполагается, что главное место могут занимать либо серпентинизированные перидотиты [271], либо габброиды и габбро-амфиболиты. Поверхность Мохоровичича располагается на глубине около 10 км; ниже нее простирается верхняя мантия, обладающая устойчивыми скоростями 8,0—8,2 км/с. Мощность литосферы под океаническими бассейнами равна примерно 70 км, ниже следует астеносферный слой пониженных скоростей (7,6—7,8 км/с).

Однообразие рельефа абиссальных равнин нарушается лишь цепями подводных гор. Их примером могут служить Гавайский и Императорский хребты

в Тихом океане, подводная цепь Кельвина в Северной Атлантике и многие другие. Эти подводные горы протягиваются на тысячи километров и имеют вулканическое происхождение. Они образованы щелочными базальтами и основными щелочными лавами (фонолитами, трахитами, нефелинитами и пр.). Цепи подводных гор, не ограничиваясь абиссальными равнинами, проникают также в пределы континентального подножия.

Океаническим просторам (за исключением вулканических цепей) свойствен невысокий тепловой поток — 4—5 мкВт·см$^{-2}$, т. е. такой же, как континентам. Они отличаются также отсутствием заметных аномалий силы тяжести и находятся в изостатически уравновешенном состоянии с континентами. В целом они производят впечатление спокойных, тектонически стабильных пространств.

Резко аномальные условия наблюдаются в пределах срединно-океанических хребтов, которые маркируют наращиваемые границы плит.

УСЛОВИЯ НАРАЩИВАНИЯ ПЛИТ

Наращивание плит происходит в срединно-океанических хребтах и внутриконтинентальных рифтовых зонах.

Срединно-океанические хребты. Одним из важнейших достижений современной геологии следует считать открытие мировой системы срединно-океанических хребтов с их рифтовыми долинами. Уже это одно свидетельствовало о каких-то глобального масштаба явлениях, которые обусловили создание грандиозной, протяженной на десятки тысяч километров системы, опоясывающей весь земной шар. Срединные хребты являются наиболее важным и обязательным структурным элементом любого океана. Они, разветвляясь, проходят из одного океана в другой и, более того, местами, как в районе Аденского залива и Красного моря, непосредственно соединяются с внутриконтинентальной системой Восточно-Африканских рифтов.

Срединно-океанические хребты возвышаются над днищем океанических котловин на 4—5 км. Ширина их достигает 1000—2000 км, протяженность измеряется многими тысячами километров. Во всех океанах, кроме Тихого, хребты занимают срединное положение, их склоны и гребень обладают сильно расчлененным рельефом, образованным чередованием гряд и понижений. Особенно примечательна узкая (10—20 км) срединная рифтовая долина глубиной 1—2 км, которая постоянно прослеживается вдоль гребня хребтов. В Тихом океане хребет сдвинут к его восточной части, следуя вдоль побережья Америки, а в районе Калифорнии даже как бы ныряя под Североамериканский континент. Восточно-Тихоокеанское поднятие от других океанических хребтов отличается своей значительно более сглаженной формой и полным отсутствием срединной рифтовой долины. По-видимому, есть основания говорить о двух несколько различающихся типах океанических хребтов; представителями одного из них являются, например, Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты, а второго — Восточно-Тихоокеаническое поднятие.

Все хребты пересечены поперечными зонами разломов. Их примерами являются зоны разломов Романш, Атлантис в Срединно-Атлантическом хребте, Мендосино, Пайонир в Восточно-Тихоокеанском поднятии, Оуэн, Вима — в Срединно-Индийском хребте. Зоны разломов разбивают хребты на серию отрезков, смещенных друг относительно друга на многие километры. Разлом от разлома отстоит на 50—300 км, редко больше. Сами зоны разломов не вполне

прямолинейны, а дугообразно изогнуты, следуя на земной сфере большим окружностям. В каждом хребте или на каком-то протяженном его отрезке все разломы параллельны друг другу. Морфологически зоны разломов выражены глубокими (до 2 км) ущельями, очень похожими на срединные рифтовые долины. Они иногда фигурируют под названием желобов (например, желоб Романш), хотя, конечно, их нельзя смешивать с глубоководными желобами систем островных дуг. Дж. Т. Вильсон [404] выделил эти разломы в особый класс, назвав их трансформными. Они составляют неотъемлемую принадлежность срединно-океанических хребтов и в общем не выходят за их пределы.

Местами вершины хребтов отдельными островами воздымаются выше уровня моря (острова Св. Павла, Св. Петра, Вознесенья, Азорские); во всех случаях они сложены изверженными породами, преимущественно базальтами. Осадочный чехол крайне маломощен или отсутствует вовсе. Осадками заполнены только небольшие местные депрессии, на большей же части хребтов обнажаются коренные изверженные породы.

В настоящее время в результате многочисленных драгировок накопился довольно большой материал о составе изверженных пород срединно-океанических хребтов, в особенности Срединно-Атлантического и Срединно-Индийского [6, 60, 149, 169, 213, 217, 240, 321]. Со срединно-океанических хребтов подняты гипербазиты, габбро, толеитовые базальты, а также их аналоги, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Гипербазиты обнаружены почти исключительно в ущельях трансформных разломов и лишь в единичных пунктах в стенках рифтовых долин [213]. Они выходят преимущественно в нижних частях склонов, но местами (разломы Романш, Вима) слагают и вершины. Среди гипербазитов преобладают гарцбургиты, но есть также лерцолиты, дуниты и плагиоклазовые перидотиты. Ю. М. Шейнманн и Б. Г. Лутц [186] приводят любопытные данные о том, что гипербазиты срединно-океанических хребтов представлены относительно глубинными и слабо дифференцированными разностями (близкими к шпинелевым и гранатовым перидотитам). Л. В. Дмитриев и другие [240] еще раньше пришли к выводу, что океанические гипербазиты близки по составу к слабо дифференцированному пиролиту *. Гипербазиты в срединно-океанических хребтах встречаются частью уже в серпентинизированном виде, они местами, видимо, сильно тектонизированы и превращены в брекчии, среди них отмечаются родингитовые жилы. Есть основание думать, что их внедрение даже в срединно-океанических хребтах происходило тектонически.

Среди габбро, слагающих обычно более высокие, чем гипербазиты, гипсометрические уровни, отмечаются нориты, троктолиты, кварцевые габбро, иногда тералиты (нефелиновые габбро). С габбро часто ассоциируют амфиболиты. Нефелиновые габбро обнаружены в стенках трансформного разлома желоба Романш [273]. Гипербазиты и габброиды, как иногда полагают, слагают крупные стратифицированные расслоенные тела.

Среди базальтов обнаружены как свежие подушечные лавы, обычно низкокалиевые толеиты, часто сопровождающиеся богатыми стеклом гиалокластическими туфами, так и зеленокаменноизмененные разности вплоть до зеленых сланцев. Обычны спилиты. Наряду с лавами много также даек, представленных долеритами и массивными диабазами. На склонах хребтов, на вулканических островах развиты в основном щелочно-базальтовые лавы [201, 324].

---

* Пиролит, по А. Рингвуду и Г. Грину, предполагаемое первичное мантийное вещество, состоящее на 3/4 из перидотита и на 1/4 из толеитового базальта.

Метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций занимают, по-видимому, значительное место среди пород срединно-океанических хребтов. По мнению А. Миасиро [327], метаморфизм пород протекал в погребенном состоянии и лишь после метаморфизма породы были выведены на поверхность. Кроме того, появились данные о присутствии в Срединно-Индийском хребте пород даже гранулитовой фации: плагиоклаз-оливиновых гранулитов [145], для образования которых необходимы температура $>800°$ и давление $>5 \cdot 10^8$ Па. Эти данные свидетельствуют о том, что магматические породы срединно-океанических хребтов испытали длительную историю, включающую и выплавку габбро-базальтовой составляющей, и метаморфизм, и деформацию, и последующее выведение пород на поверхность.

Маломощный и сильно прерывистый слой осадков на срединно-океанических хребтах образован либо карбонатными накоплениями, либо, по П. Л. Безрукову [10], вулкано-эдафогенной формацией, которая состоит из продуктов подводного размыва и тектонического дробления метаморфических и изверженных пород, в том числе гипербазитов. Мощность ее не превышает нескольких десятков метров. Вместе с тем в желобах трансформных разломов местами (разлом Вознесенья) отмечаются мощности до 500 м [393].

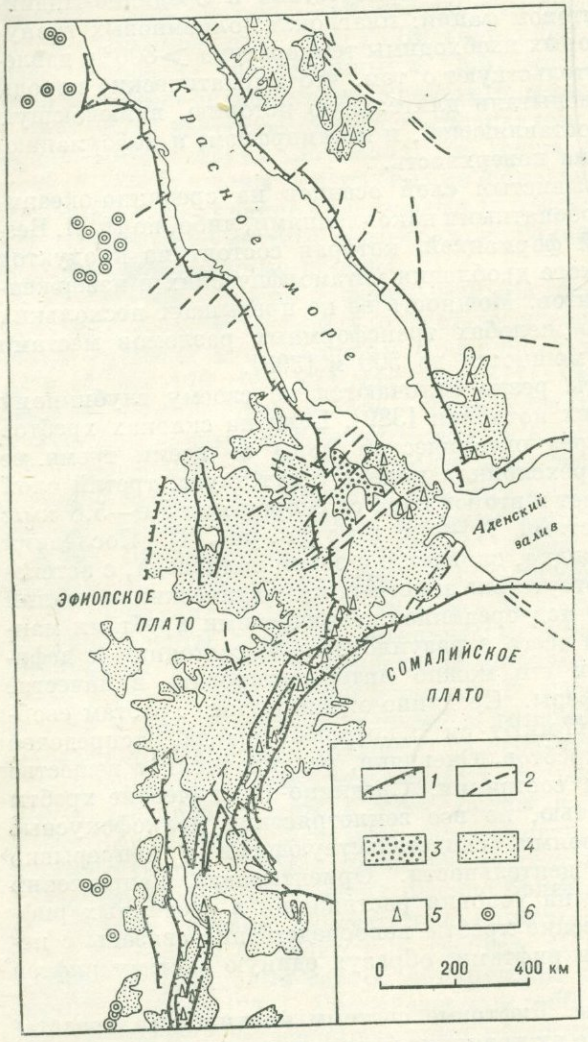
Срединно-океанические хребты резко отличаются по своему глубинному строению от смежных океанических котловин [389]. Если на склонах хребтов прослеживается нормальный разрез океанической коры со всеми тремя ее слоями, то на самом хребте эта трехслойная модель отсутствует, третий слой со скоростями 6,5—6,7 км/с исчезает и второй слой со скоростями 5,0—5,8 км/с располагается на слое со скоростями 7,3—7,6 км/с (см. рис. 1). Последний слой уходит вниз в мантию и, очевидно, сливается с зоной волновода, с астеносферой. Эти данные, так же как и отсутствие заметных изостатических аномалий силы тяжести, говорят о том, что под срединно-океаническими хребтами мантийное вещество находится скорее всего в разуплотненном состоянии (с дефицитом плотности 0,2—0,3 г/см^3) и его можно интерпретировать в качестве своеобразного «выступа» астеносферы. Срединно-океаническим хребтам свойствен высокий тепловой поток (8—17 мкВт $\cdot$ см$^{-2}$), который, правда, распределен очень неравномерно на площади хребтов. Очевидно, разуплотненное вещество находится также и в разогретом состоянии. Срединно-океанические хребты обладают повышенной сейсмичностью, но все землетрясения мелкофокусные и обычно происходят частыми роями, свидетельствующими о непрерывно продолжающейся вулканической деятельности. Ориентировка напряжений в очагах землетрясений указывает на условия растяжения в срединных рифтовых долинах. Срединно-океанические хребты непосредственно связаны с некоторыми внутриконтинентальными рифтами, образуя единую систему рифтов Земли.

Внутриконтинентальные рифты. Рифтовые системы континентов представляют собой грабены и разделяющие их поднятые блоки, генетически связанные с разломами типа сбросов. Наиболее значительными внутриконтинентальными рифтовыми системами являются Восточно-Африканская, Байкальская, Рейнский грабен и грабен Осло в Европе и некоторые другие.

Морфология рифтовых зон определяется протяженными системами глубоких линейных нередко асимметричных грабенов, часто заполненных крупными озерными водоемами, и ограничивающими их поднятиями. Нередко характерно четковидное или кулисное расположение рифтовых впадин, ограниченных уступами, представляющими собой выражение в рельефе молодых сбросов. Среди рифтовых зон различаются два типа, названные Е. Е. Милановским

Рис. 2. Строение Эфиопского рифта (с использованием данных В. Г. Казьмина, 1974 г., Н. В. Короновского, 1971 г. и П. Мора, 1971 г.)

1 — граница рифта; *2* — основные разломы; *3—5* — четвертичные вулканиты (*3* — толеиты, *4* — щелочные базальты, *5* — кислые лавы); *6* — карбонатиты



[114] сводово-вулканическим и щелевым. Для зон первого типа характерна приуроченность к осевым частям крупных новейших сводовых поднятий. Зоны второго типа не обнаруживают такой приуроченности и многими исследователями (Р. Гирдлер, А. Лаутон и др.) связываются с горизонтальными сдвиговыми и вращательными движениями. Максимальные относительные глубины сводово-вулканических грабенов достигают 2—3 км, а щелевых 5—7 км. Длина отдельных грабенов обычно не превышает 200—350 км, при ширине от 10—20 до 30—60 км, однако рифтовые зоны в целом имеют протяженность более 1,5 тыс. км [58]. Кроме наиболее характерных параллельных, часто ступенчатых, сбросов, ограничивающих рифты, для рифтовых зон характерны поперечные и диагональные грабены и зоны разломов, а также структуры веерообразного расщепления рифтов.

Зоны внутриконтинентальных рифтов отличаются широким, хотя и неравномерным проявлением вулканизма. Наиболее характерными продуктами вулканизма в рифтовых зонах являются контрастные серии, состоящие из щелочных оливиновых базальтов, риолитов, трахитов и фонолитов, а также щелочно-карбонатитовых кольцевых комплексов. Наблюдаются изменения состава вулканитов во времени, причем в отдельных случаях наиболее значительные дифференцированные тектонические движения совпадают с самыми мощными фазами вулканизма с одновременным снижением щелочности пород (например, позднеплиоценовая стадия вулканизма Кенийской рифтовой зоны, по Е. Е. Милановскому).

Часть вулканитов располагается на сбросовых ограничениях рифтов, но более часто вулканические аппараты приурочены к поперечным поднятиям и разломам или к участкам пересечений разломов разных направлений. В некоторых случаях наблюдаются изменения состава вулканических пород одного

возраста как вдоль, так и поперек рифтовых зон (рис. 2). Наиболее характерны изменения в поперечном направлении, когда щелочность пород увеличивается по мере удаления от центральной части рифта, а за внешней границей рифта располагаются щелочные карбонатитовые комплексы [86]. В Эфиопском рифте осевые части заняты преимущественно толеитовыми базальтами, тогда как по периферии развиты щелочно-базальтовые комплексы [328]. Эти последние приурочены преимущественно к поперечным зонам разломов, аналогам трансформных разломов [204].

Внутриконтинентальные рифты являются зонами повышенной сейсмичности. Глубинное строение этих зон также специфично: мощность земной коры в них уменьшена (до 30 км); в основании коры иногда фиксируются породы разуплотненной мантии (с промежуточными скоростями распространения продольных волн); величины теплового потока максимальные для континентов и примерно равные величинам, характерным для рифтовых долин срединно-океанических хребтов; в осевых рифтах фиксируются в некоторых случаях (Красное море) положительные гравитационные и линейные магнитные аномалии [102, 244]. Геофизические данные свидетельствуют о существовании под внутриконтинентальными рифтами выступов мантийного материала, что хорошо увязывается с геологическими данными об интенсивном проявлении вулканизма в этих областях. Для осевого трога рифта Красного моря присутствие мантийных пород со скоростями 6,7—7,4 км/с на глубине 4 км от поверхности воды доказано сейсмическими исследованиями [102].

Тектонические движения, вызвавшие образование внутриконтинентальных рифтов, первоначально связывались с растяжением сводовых поднятий (Э. Зюсс, Дж. Грегори, Т. Клоос, Е. В. Павловский и др.). Однако позднее, когда было доказано, что многие рифты (например, Байкальский) возникают одновременно с началом сводообразования, а размеры рифтов превышают возможные масштабы растяжения на сводах, эти представления подверглись значительным изменениям.

Геологические и геофизические данные убедительно свидетельствуют об образовании внутриконтинентальных рифтов в условиях растяжения земной коры. Сопряженность рифто- и сводообразования, очевидно, говорит о связи обоих процессов с глубинными явлениями, вероятно, восходящими конвекционными течениями в мантии. Характер вулканических продуктов рифтовых зон, в частности изотопические исследования щелочных пород и карбонатитов, указывают на мантийную природу этих образований [177]. Целый ряд данных свидетельствует о том, что формирование внутриконтинентальных рифтов так или иначе связано с горизонтальными перемещениями блоков земной коры и образованием в конечном счете раздвигов и сдвигов, вплоть до полного разрыва коры с образованием рифтов типа Красного моря.

Несомненно геофизическое сходство океанических и внутриконтинентальных рифтов и известны случаи их непосредственного соединения (хр. Карлсберг, Аденский залив, Красное море, Эфиопский рифт). В. Г. Казьмин [76] показал, что в системе рифтов Восточной Африки, Аденского залива и Индийского океана разные рифты находятся на различной стадии раскрытия, степень которого увеличивается при продвижении к Индийскому океану.

Спрединг океанического дна. Имея в своем распоряжении далеко не все те данные об океанах и рифтовых зонах, которые изложены выше, Г. Хесс [271] и Р. Дитц [239] практически одновременно высказали идею, что океаническое дно молодое, и что оно постоянно формируется в срединно-океанических хребтах, которые находятся над восходящими ветвями конвекционных потоков

в мантии. От хребтов океаническое дно симметрично раздвигается в стороны. Этот процесс получил название спрединга океанического дна (sea floor spreading) *. Речь, конечно, шла не о самом океаническом дне как таковом, а о всей толще океанической литосферы. И Г. Хесс, и Р. Дитц допускали, что океаны могут быть древними, но что их ложе непрерывно обновляется. Скорость спрединга измеряется первыми сантиметрами в год, так что для раскрытия и формирования такого океана, как Атлантический, требуется около 200 млн. лет. Гипотеза спрединга получила убедительные доказательства из трех независимых источников.

Первым таким источником оказалась интерпретация магнитного поля срединно-океанических хребтов. Всем хребтам свойственно линейное полосовое поле, образованное частым чередованием положительных и отрицательных магнитных аномалий. Магнитные аномалии ориентированы строго параллельно простиранию хребта, смещаясь, как и сам хребет, зонами поперечных разломов. Более того, разные по интенсивности аномалии распределены симметрично оси хребта, так что они могут быть прокоррелированы между собой по обе стороны хребта и легко увязаны по простиранию. Эти аномалии можно пронумеровать, что и сделано, и находить во всех океанах. Ф. Вайн и Д. Мэттьюз [396] предположили, что чередование аномалий разного знака обусловлено не разной степенью намагниченности пород срединно-океанических хребтов, а тем, что при застывании и прохождении через точку Кюри базальты хребтов приобрели намагниченность в соответствии с существовавшей в то время ориентировкой магнитного поля Земли. Известно, что магнитное поле Земли периодически испытывает инверсии с изменением знака полюсов на обратный. Следовательно, в полосовых магнитных аномалиях срединно-океанических хребтов, как на магнитофонной ленте, запечатлены инверсии магнитного поля всей Земли. Симметрично расположенные аномалии образованы одновозрастными базальтами. И естественно предположить, что эти одновозрастные породы не формировались каждый раз одновременно на одном и том же удалении от оси хребта по разные его стороны, а скорее извергались в одном месте, в оси хребта, а затем, при спрединге, расщепляясь пополам, были растащены на одинаковые расстояния в стороны. Каждая аномалия имеет свой номер. Была рассчитана магнитная возрастная шкала сначала до 60 млн. лет [268], а затем до мезозоя включительно [297]. Каждый номер аномалии имеет теперь свой возраст. Зная расстояние от оси хребта до аномалии данного возраста, легко рассчитать скорость спрединга (вернее, полускорость, поскольку полная скорость вытекает из расстояния между двумя симметричными аномалиями). Оказалось, что скорость спрединга, подсчитанная таким способом, равна тем же первым сантиметрам в год, как это предполагали Г. Хесс и Р. Дитц. Но вместе с тем выяснилось, что скорость спрединга далеко не одинакова в разных хребтах, да и меняется по простиранию одного и того же хребта. Есть хребты со сравнительно медленным спредингом — 2—4 см/год, это Срединно-Атлантический и Срединно-Индийский хребты; в отличие от них Восточно-Тихоокеанское поднятие обладает быстрым спредингом — 6—7 см/год (напомним, что это поднятие имеет и другие отличия, в частности, в нем нет срединной рифтской долины). По возрасту магнитных аномалий можно судить о возрасте океанического ложа в каждом конкретном месте.

---

* Термин «спрединг» переводился на русский язык как «растекание», «разрастание», «расширение», «раздвижение».

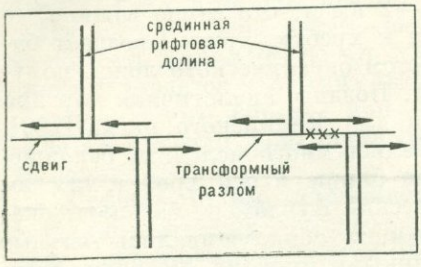
Вторым источником оказались данные глубоководного бурения по программе JOIDES*. Первые буровые скважины, пройденные в Атлантическом океане, показали, что мощность осадочной толщи закономерно и симметрично возрастает от оси хребта в сторону от 0 до 1—2 км и, что самое важное, ее подошва омолаживается по мере приближения к хребту, причем возраст базальных слоев весьма точно совпадает с возрастом океанического ложа, полученным из интерпретации магнитных аномалий. Позднее аналогичная картина была получена и для Тихого океана [266], и для Индийского окена [269]. Конечно, при дальнейших исследованиях выявились многочисленные осложнения: то обнаруживались более древние осадки ближе к оси хребта, чем им положено быть, то принимавшиеся за океанический фундамент базальты оказывались более молодыми дайками или силлами, то обнаруживались местные несоответствия между магнитной шкалой и данными бурения, но общее симметричное разделение осадков по их мощности и возрасту их подошвы относительно оси срединно-океанических хребтов осталось неизменным (А. П. Лисицын и др., 1974 г.). Эта картина наилучшим образом может быть понята только с позиций гипотезы спрединга.

Наконец, третьим источником явилась интерпретация движений по поперечным разломам, пересекающим срединно-океанические хребты. Эти разломы настолько очевидно смещают отдельные отрезки хребта и рифтовые долины, что их природа, казалось бы, не может быть иной, как чисто сдвиговой. В этом случае система разломов должна быть более молодой, чем хребет, и накладываться на него. Вместе с тем оставалось необъяснимым, почему поперечные разломы сконцентрированы только внутри хребтов, почти не выходя за их пределы. Даже в самом узком месте Экваториальной Атлантики эти разломы не продолжаются ни в Африку, ни в Южную Америку. Дж. Т. Вильсон [404], опираясь на изучение поперечных разломов, ввел понятие о трансформах, трансформных направлениях и трансформных разломах. Трансформы и трансформные направления — это такие линии, вдоль которых идет преобразование горизонтальных движений, например, условия растяжения преобразуются, трансформируются в горизонтальные перемещения. Такими трансформами или трансформными разломами являются поперечные разломы срединно-океанических хребтов. Вдоль них, как по рельсам, скользят сегменты литосферных плит, создаваемые в осевых частях срединно-океанических хребтов. Нетрудно заметить (рис. 3), что направление движения вдоль трансформных разломов должно быть прямо противоположным, если бы это был сдвиг. По разломам в действительности происходит не сдвиг, а растаскивание блоков срединно-океанического хребта на любом его сечении. Движения противоположного знака на крыльях трансформного разлома происходят лишь на том его сечении, которое заключено между смещенными отрезками рифтовой долины хребта. Это находит подтверждение в том, что землетрясения, приуроченные к трансформным разломам, локализованы только в интервале между двумя смежными отрезками рифтовых долин, а ориентировка напряжений в очагах этих землетрясений как раз такая, какая должна быть, следуя трансформной интерпретации разломов [388].

Гипотеза спрединга океанического дна получила широкое распространение и постепенно стала выкристаллизовываться в стройную теорию. Это, однако, не значит, что она не имеет противников и что она полностью лишена слабых сторон. До сих пор не ясно, чем, какими именно породами (второго или третьего

* Объединение океанологических институтов по глубоководному бурению в океанах.

Рис. 3. Схема движений по сдвигу и трансформному разлому (крестиками показана локализация очагов землетрясений)



слоя) обуславливается магнитное поле срединно-океанических хребтов. Так, например, В. В. Белоусов [15] считает, что и магнитное поле, и распределение осадков можно объяснить, предполагая, что идет последовательный рост хребта за счет излияния базальтов «елочкой», каждый раз на все более сокращающиеся расстояния от центра. Но в этом случае необъяснимо, почему все хребты выросли одновременно и до одного уровня. Основываясь на признаках деформации и явлениях метаморфизма пород срединно-океанических хребтов, иногда высказываются соображения, что хребты — это структуры сжатия, и что они прошли длительную эволюцию, прежде чем возникли современные осевые структуры растяжения — рифтовые долины. Но эта точка зрения не в состоянии объяснить ни геологических, ни геофизических особенностей структуры хребтов. Не соответствуют простым представлениям о спрединге данные абсолютной геохронологии по гипербазитам о-ва Св. Павла, где по четырем образцам изотопно-стронциевым методом получена цифра 3500 млн. лет [324]. По-видимому, поперечные поднятия, сопровождающие ущелья трансформных разломов, сложены сравнительно древними гипербазитами. Существует и ряд других несоответствий. Но думается, что они, хотя и заставляют геологическую мысль двигаться дальше и вызывают ряд дополнительных осложнений, не могут отразиться на всей модели спрединга.

До сих пор неразработанным является механизм спрединга, каким образом он осуществляется. Наиболее распространена модель мантийной дайки (пластинчатого диапира). Внедряясь вертикально вверх, эта дайка расщепляется пополам, расходится в стороны и уступает в середине место следующей дайке. Но и эта модель в общем достаточно примитивна (хотя и сопровождается часто сложными математическими расчетами), ею практически невозможно объяснить появление осевой рифтовой долины.

УСЛОВИЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПЛИТ

Если в срединно-океанических хребтах происходит наращивание литосферных плит, то их поглощение, согласно концепции тектоники плит, осуществляется у сходящихся границ литосферных плит, главным образом в пределах активных континентальных окраин. Среди них обосабливаются системы островных дуг и Андийская континентальная окраина.

СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

В качестве систем островных дуг может рассматриваться целый ансамбль структур, состоящий по крайней мере из четырех элементов: глубоководного желоба, осадочной террасы, вулканической островной дуги и окраинного моря [16, 111, 285, 319, 322, 344, 345]. Системы островных дуг прослеживаются на тысячи километров (обычно 1000—2000 км). Дуги имеют выпуклую форму с кривизной в среднем 22°. Большей частью островные дуги обращены своей выпуклостью в сторону океана, но есть и исключения, например, дуги Ново-

гебридская, Соломонова, восточная часть Больших Зондских островов обращены фронтальной стороной не к океану, а к Австралийскому материку. Давно уже подмечено, что подавляющее большинство островных дуг изогнуто к востоку, лишь очень редко в противоположном направлении. Островные дуги могут быть выдвинуты далеко в океан, как дуга Тонга-Кермадек, или наоборот, сильно приближены к континенту, как дуги Зондского архипелага. Сами островные гряды либо сложены одними вулканическими накоплениями (и продуктами их размыва), как, например, Курильская и Марианская дуги, либо содержат в своем цоколе какой-то более древний фундамент: остатки прежних дуг или древние кристаллические толщи (например, Японская дуга). Когда цоколь островной дуги образован древним кристаллическим фундаментом, обычно говорят о микроконтинентах. Вместе с тем такого рода микроконтиненты известны и вне систем островных дуг (например, Мадагаскар, Сейшельские острова, ряд поднятий Меланезии).

Глубоководные желоба представляют собой узкие и глубокие рвы в земной поверхности. Глубины морского дна в них равны 9—10 км, достигая 11 км, т. е. желоба в полтора раза глубже абиссальных равнин. Ширина желоба по дну в среднем 50 км, по расстоянию между верхними частями стенок около 100 км.

Приокеанический склон желобов обычно более пологий. Он отделен от смежных океанических котловин невысоким пологим валом и покрыт маломощным чехлом пелагических осадков, таких же как в океанических котловинах. На перегибе склона обнаружена серия субвертикальных разломов, имеющих сбросовую природу.

Днища желобов большей частью ровные и плоские, местами разделены поперечными порогами, препятствующими свободной циркуляции воды. Иногда на днище желобов встречаются параллельные поднятия и прогибы [307]. Чехол осадков крайне маломощный (не более 500 м, местами отсутствует совсем), самое любопытное, что он залегает горизонтально, практически недеформирован [318], как это установлено в Алеутском и других желобах [307, 376]. В формировании осадков, по-видимому, значительная роль принадлежит турбидитным потокам и подводным оползням.

Приостровные склоны желобов очень крутые, местами опускаются почти вертикальными обрывами. Осадки на них сохраняются лишь в небольших карманах. В нижней части склона в желобах Тонга-Кермадек, Пуэрто-Рико, Японском драгированием обнаружены выходы коренных пород. Для желоба Тонга-Кермадек Р. Фишером и С. Энгелем [249] описана такая последовательность: 1) на глубине 9400—9150 м свежие и серпентинизированные перидотиты и дуниты, в крупных образцах — расслоенные; вместе с ними встречены толеитовые базальты и средне- и крупнозернистые авгит-роговообманковые габбро; 2) на глубине 7000 м туфоагломераты и туфы, состоящие из обломков базальтов и кристаллов плагиоклаза и пироксена; 3) выше — осадочные обломочные породы.

Глубоководным желобам отвечают крупные (до 200 мгал) отрицательные гравитационные аномалии. Точно так же под желобами прослеживается региональный минимум теплового потока (2,9—3,3 мкВт·см$^{-2}$) [159, 299]. Таким образом, желобам соответствуют гравитационные и термальные «желоба». Это говорит о некомпенсированном и глубоком погружении холодной литосферы под желобами.

Осадочная терраса. Глубоководные желоба отстоят от вулканических дуг на 150—200 км. Это пространство занято плоской с поверхности осадочной

террасой, которую У. Диккинсон [237] выделил в качестве бреши между дугой и желобом (arc-trench gap), поскольку акустическое основание здесь существующими методами не обнаруживается. Внешние, приближенные к желобу части этой террасы иногда выступают островами выше уровня моря и образуют так называемую первую (или фронтальную) невулканическую дугу. Осадочная терраса сложена мощной (8—10 км) фациально неустойчивой толщей, состоящей из чередования мелководных и глубоководных отложений, местами с большим количеством турбидитов и пород, имеющих подводно-оползневое происхождение. Осадочные породы всегда включают большое количество туфогенного материала, а также прослои туфов и лав андезитового и андезит-базальтового состава. Возраст отложений, слагающих террасу, в основном кайнозойский начиная со среднего эоцена или миоцена, но в ряде мест (Курильская дуга) известны и верхнемеловые отложения. Верхние горизонты осадочной террасы недеформированы (за исключением сбросов), нижние горизонты, судя по данным сейсмоакустического зондирования, в Алеутской дуге [318], на склонах Яванского и Тиморского желобов [209] и других, испытали местами значительные дислокации с надвиговыми перемещениями в сторону желоба, возможно, часть из них образована подводно-оползневыми дислокациями. Природа основания, на котором залегает осадочная терраса, не известна. В более древних и обнаруживающихся сейчас на поверхности участках террасы, например, на Ментавайских островах (в тылу Яванского желоба) и на Андаманских островах, мощные флишевые, турбидитные осадки эоцена и миоцена либо залегают на радиоляритах и офиолитах, либо прорезаются ультраосновными протрузиями. По-видимому, их основание является мафическим, океаническим.

Островные дуги. В большинстве островных дуг цепи активных вулканов образованы мощными (несколько километров) недеформированными вулканическими породами плиоценового и четвертичного возраста. Вулканические накопления состоят из субаэральных лав и обильных пирокластов щитовых вулканов и стратовулканов, а зачастую из лахаровых отложений и спекшихся туфов. Местами присутствуют также подводные подушечные лавы и лавобрекчии. Вулканиты чередуются с продуктами их переотложения и мелководными рифовыми известняками.

Вулканиты островных дуг имеют существенно средний, андезитовый состав с переходами, с одной стороны, в андезит-базальты и базальты, а с другой — в кислые разности вплоть до ингимбритов. По химическому составу породы относятся преимущественно к известково-щелочной серии. В поперечном сечении дуг наблюдается закономерная смена состава вулканитов [100]: менее щелочные и относительно кислые толеитовые породы на выпуклой стороне дуг через высокоглиноземистые базальты и породы известково-щелочной серии сменяются щелочно-оливиновыми базальтами на их вогнутой стороне. Это — очень четкая латеральная магматическая зональность, свойственная всем островным дугам [54, 113]. У. Диккинсон и Т. Хазертон [238, 261] установили закономерное возрастание относительного (по отношению к кремнезему) содержания K_2O в андезитах по мере движения от внешних зон островной дуги к внутренней. Геофизические данные говорят о связи вулканов с магматическими очагами на глубинах 50—60 км, т. е. уже в мантии. Во многих островных дугах ниже плиоцен-четвертичных отложений залегает мощный комплекс известково-щелочных вулканических и пирокластических пород, которые сильно наклонены и разбиты многочисленными крутопадающими сбросами (например, нижнемиоценовые «зеленые туфы» Японии и отложения нижнего

миоцена Новых Гебрид [323]). Он состоит преимущественно из продуктов подводных вулканических извержений, чередующихся с турбидитами. Иногда появляются подушечные лавы, а также спилиты и кератофиры. Вулканогенно-осадочные породы прорваны массивами преобладающего габбро-диорит-плагиогранитного состава. Данный комплекс свидетельствует о существовании более ранних дуг; более древние дуги срезаются современными.

На отдельных островах (например, о-в Яп в Марианской дуге [375]) ниже вулканитов появляются мафические сланцы с серпентинитами и перидотитами, образующими, вероятно, тот меланократовый субстрат, на котором шло накопление островодужных комплексов [111].

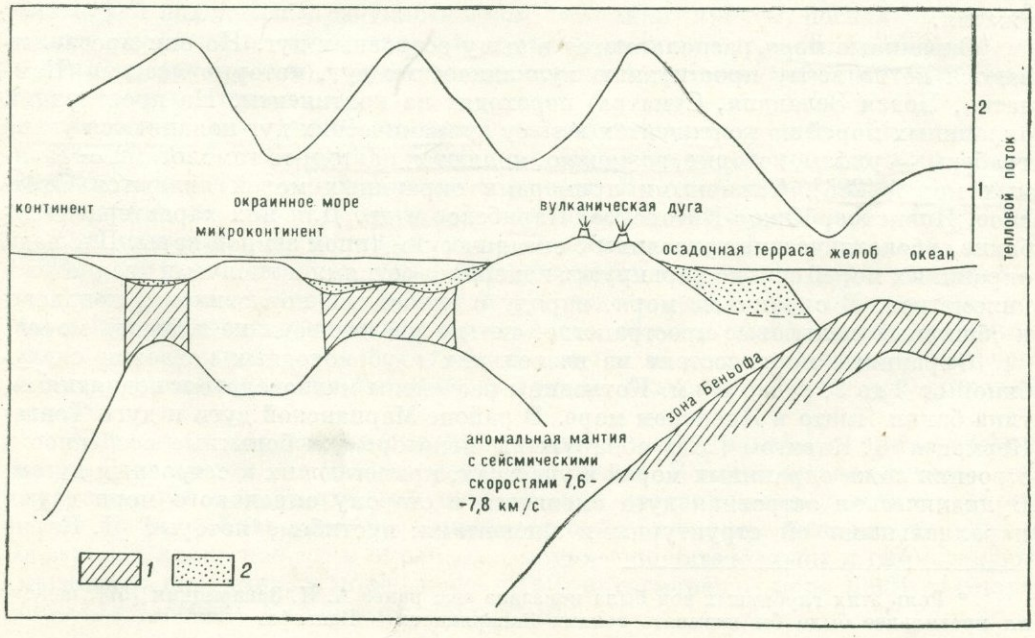
В островных дугах, содержащих в цоколе микроконтиненты, иногда выходят на поверхность древние складчатые комплексы, вплоть до докембрийских. Для этих дуг весьма характерно присутствие двух метаморфических поясов [325]: 1) внутреннего, сложенного породами амфиболитовой фации и возникшего в условиях низких давлений и высоких температур, и 2) внешнего, образованного главным образом голубыми глаукофановыми сланцами по различным мафическим породам и возникшего при высоких давлениях и низких температурах.

Земная кора под островными дугами имеет мощность, близкую к мощности континентальной коры: 20 км и более. С. А. Федотов [171] установил, что под островной дугой от подошвы земной коры до глубины 100 км, т. е. на всю мощность литосферы, прослеживается зона низких сейсмических скоростей — 7,6—7,8 км/с, которая, уходя вниз, сливается с астеносферой (рис. 4).

Вулканическим островным дугам свойствен высокий тепловой поток — 8—17 мкВт · см$^{-2}$, что находится в резком контрасте с низким тепловым потоком

Рис. 4. Схема строения глубоководного желоба, островной дуги и окраинного моря и профиль теплового потока (вертикальный м-б 1=4,2 мкВт·см$^{-2}$)

1 — океаническая кора; *2* — чехол осадков



глубоководных желобов и хорошо коррелируется с интенсивным вулканизмом.

Гравитационное поле островных дуг характеризуется небольшой положительной аномалией. При сопоставлении с гравитационным минимумом глубоководных желобов становится ясным, что изостатическое равновесие в системе островная дуга — глубоководный желоб резко нарушено.

Одно из самых отличительных свойств островных дуг — их очень высокая сейсмичность. Большая часть землетрясений является мелкофокусными, но именно здесь обнаруживаются главные проявления промежуточных и глубокофокусных землетрясений вплоть до глубины 700 км. Установлено, что очаги землетрясений сконцентрированы в сравнительно неширокой (не более 100 км) зоне, уходящей наклонно от глубоководного желоба под островную дугу. Эта глубинная сейсмо-фокальная зона носит название зоны Беньофа* [210]. Очаги землетрясений распределены в ней не вполне равномерно: они располагаются слоями, между которыми заключены асейсмичные отрезки. Зоны Беньофа представляют собой грандиозные глубинные сколы, разделяющие контрастные структурные элементы: островные дуги и глубоководные желоба. Наклон зон Беньофа может быть различным, в среднем равен 45°, но есть (Марианская дуга) и почти вертикальные зоны Беньофа. Наклон этих зон может варьировать по простиранию дуги (и как-то коррелятивно связан с кривизной дуг), но почти повсюду на глубине около 150 км их падение становится значительно круче, чем в верхней части. Вырисовывается тем самым верхний «козырек», откинутый в сторону желоба. Ориентировка напряжений в очагах замлетрясений меняется по падению зоны Беньофа [340, 341], в верхней ее части, особенно в области «козырька», господствуют напряжения сжатия, ориентированные в сторону желоба. На промежуточных глубинах появляются сколовые напряжения вдоль падения зоны Беньофа, причем ось максимального сжатия ориентирована в одних случаях вниз по падению, в других — вверх, здесь появляются даже растягивающие усилия. На больших глубинах вновь господствуют напряжения сжатия.

Окраинные моря располагаются в тылу островных дуг. Но они прослеживаются не по всему простиранию вулканических дуг, которые местами (Камчатка, Новая Зеландия, Суматра) переходят на континенты. На простирании окраинных морей на континентах в тылу вулканических дуг появляются узкие грабены — рифты, которые, возможно, являются какими-то гомологами окраинных морей [285]. Типичными примерами окраинных морей являются Охотское, Японское, Южно-Китайское, Карибское и др. Для них характерны глубокие субокеанические котловины с океаническим типом земной коры. Площади окраинных морей сильно варьируют, измеряясь сотнями и тысячами квадратных километров. В окраинные моря, наряду с глубокими котловинами, попадают и обширные шельфовые пространства, сильно увеличивающие площадь морей.

Окраинные моря состоят из нескольких глубоководных котловин с глубиной от 2 до 5, редко 6 км. Котловины разделены мелководными поднятиями, типа банки Ямато в Японском море. В районе Марианской дуги и дуги Тонга-Кермадек Д. Каригом [285] обнаружены некоторые любопытные особенности строения ложа окраинных морей в участках, прилегающих к островным дугам. Вулканическая островная дуга сменяется в сторону окраинного моря двумя параллельными ей структурными элементами: прогибом, который Д. Кариг

* Роль этих глубинных зон была показана еще ранее А. Н. Заварицким [67], почему их правильнее было бы называть зонами Заварицкого — Беньофа.

назвал междуговым (inter-arc basin), и подводной грядой, или третьей дугой, по Д. Каригу. Междуговые прогибы (Марианский в Марианской дуге, Лау-Гавр в дуге Тонга-Кермадек) имеют ширину около 200 км, ограничиваясь по краям сбросовыми уступами. С ложа междуговых прогибов были драгированы современные подушечные базальты и, кроме того, зеленокаменноизмененные базальты, диабазы и метатуфы. Чехол осадков в междуговых бассейнах очень тонкий (первые сотни метров), в осевых частях отсутствует совсем. В скважинах обнаружены только четвертичные осадки. Все это говорит о том, что междуговые прогибы очень молодые, возникли не раньше конца плиоцена. Третья дуга сложена молодыми вулканитами, среди которых много сравнительно кислых разностей, в частности дацитов. Следует также упомянуть, что на продолжении Марианской — третьей дуги в хр. Кюсю — Палау обнаружены плагиограниты. В остальных окраинных морях осадочный чехол также невелик по мощности, утолщаясь лишь в шлейфах, сопровождающих поднятия. Скважины в глубоководных котловинах нигде не обнаружили осадков древнее миоцена или олигоцена, большинство котловин оформились в позднем миоцене (это не относится к шельфовым участкам, где вскрыты и меловые осадки).

Глубоководные котловины окраинных морей характеризуются нормальным трехслойным разрезом земной коры, типичным для океанов, лишь первый слой местами утолщен до 3 км. Поднятия, такие как банка Ямато, обладают континентальным типом коры, представляя собой затопленные микроконтиненты. Гравитационное поле окраинных морей спокойное и заметно не отличается от поля океанов. Вместе с тем, как показывают данные по Меланезии [376], днище окраинных морей поднято по сравнению с ложем абиссальных равнин на 2—3 км, строение коры здесь типично океаническое, и в то же время заметные максимумы силы тяжести отсутствуют, а они неизбежно должны были быть, если бы мы имели дело просто с вздернутыми блоками океанического ложа. Поэтому можно предполагать, что мантия под котловинами окраинных морей находится в разуплотненном состоянии; причем, поскольку сейсмические скорости в самой верхней части мантии обычные (8,1—8,2 км/с), то разуплотнение должно относиться к астеносфере: она либо более мощная, либо менее плотная.

К окраинным морям приурочены положительные аномалии теплового потока (8—12,6 мкВт·см$^{-2}$). Они коррелируются с глубоководными котловинами, тогда как, например, микроконтинент Ямато обладает низким тепловым потоком (см. рис. 4). Следовательно, высокий тепловой поток связан с участками развития океанической коры. Тепловые аномалии совпадают с участками разуплотненной и, очевидно, разогретой мантии. Расчеты, основанные на «плотности» теплового потока в Японском море [345], показывают, что аномалии теплового потока под котловинами обусловлены источниками тепла, залегающими скорее всего на глубине около 100 км, т. е. у кровли астеносферы, а появление самих этих источников трудно объяснить иначе, чем подъемом магмы.

Магнитные аномалии в окраинных морях имеют линейную ориентировку, но следуют обычно под углом к островным дугам. В большинстве случаев в них не отмечается симметричности, свойственной срединно-океаническим хребтам, и они не могут быть прокоррелированы с полосовыми магнитными аномалиями океанов. Однако кое-где в окраинных морях уже установлены и симметричные магнитные аномалии: в море Скоша [230], в Тасмановом море [263], в Колумбийском бассейне Карибского моря [219].

АНДИЙСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Для западной окраины Южной Америки наиболее характерны, как и для островных дуг, резкая контрастность рельефа, сочетание грандиозного Андийского хребта, увенчанного цепью молодых вулканов, формирующих Андийский вулканический пояс, и сопровождающего его Перуанско-Чилийского глубоководного желоба. Вулканическая активность началась в миоцене (преимущественно в позднем) и достигла максимума в плиоцен-плейстоценовое время [281, 413]. К этому времени уже существовала та структура земной коры, которая свойственна Андам. Здесь можно наблюдать следующую смену структурных элементов с запада на восток: восточная окраина Тихого океана (плита Наска) со свойственной ей трехслойной океанической корой, Перуанско-Чилийский желоб, континентальный склон и осадочная терраса (примыкающие к континенту), активная окраина Южноамериканского континента с вулканическим поясом.

Перуанско-Чилийский желоб сопровождает Андийский вулканический пояс на всем его протяжении. Желоб имеет сложное строение и разбит поперечными поднятиями на отдельные отрезки. Существенной его особенностью является то, что его дно покрыто толщей (не более 1 км мощности) горизонтально лежащих, совершенно недеформированных осадков турбидитного происхождения [372]. Установлено [293], что ниже недеформированных осадков местами на склоне плиты Наска лежат слабо наклоненные к оси желоба какие-то более древние отложения, а само днище желоба разбито разломами на серию узких поднятий и опусканий. В одном таком поднятии в оси желоба встречены свежие толеитовые базальты [293], перекрытые четвертичными турбидитами. Базальты имеют типичный океанический толеитовый состав с низким (0,18%) содержанием K_2O. Их возраст, определенный калий-аргоновым методом, равен 8,7 млн. лет. Это первая находка на дне желобов молодых базальтов. Их молодость говорит против предположения, что они принадлежат плите Наска и были доставлены в желоб в процессе спрединга. По данным сейсмических исследований [250], кора утонена под внешним приокеаническим склоном желоба.

Континентальный склон и осадочная терраса шириной 150 км сложены мощной (по данным сейсмо-акустического зондирования до 10 км) толщей осадков, местами деформированных, возможно, в результате подводно-оползневых движений. Возрастной объем их не известен, но, учитывая большую мощность, может быть достаточно значительным.

Далее на восток располагается уже высоко поднятая континентальная окраина с вулканическим поясом. Молодые вулканические образования концентрируются в двух узких цепях, разделенных грабеном Альтиплано. В Западной Кордильере преобладают породы андезит-риолитового состава, принадлежащие к известково-щелочной серии, а в Восточной Кордильере — породы латит-андезитовой серии, прорванные интрузиями гранитоидов, в том числе редкометальных. Межгорный грабен Альтиплано, который заложился, видимо, еще в мелу, выполнен мощной (не менее 10 км) толщей кайнозойских континентальных пород. Он представляет собой рифтовую структуру, находящуюся сейчас в условиях растяжения. Об этом говорят сбросовая природа ограничивающих его разломов и трещинный характер излияний андезит-базальтов по краям грабена. Да и во всей цепи Анд в современных условиях на поверхности скорее преобладают условия растяжения.

К востоку от Восточной Кордильеры простирается крупное предгорное понижение типа краевого прогиба, на западный борт которого надвинуты передовые хребты Анд. Здесь явными становятся условия сжатия. Детальное исследование глубинного строения Анд было недавно произведено Дж. Джеймсом [281]. Мощность коры непосредственно под Андами достигает 60—70 км и является наибольшей из известных на Земле. Вырисовывается глубокий «корень» земной коры по подошве границы Мохоровичича с быстрым подъемом подошвы «корня» как в сторону желоба (до 30 км) на побережье, так и в сторону континента (до 50 км) около западного края Южноамериканской платформы (рис. 5А). Сейсмический разрез коры типично континентальный, но резко увеличенный в мощности. Анды отличаются необычайно высокой сейсмичностью. Большинство очагов землетрясений сконцентрировано на глубинах до 100 км, в других случаях — до 200 км, редко — до 300 км. Есть и глубокофокусные землетрясения до глубин 600 км. Их эпицентры смещены вглубь континента. Группы мелкофокусных (до 200 км) и глубокофокусных (около 600 км) землетрясений разделены интервалом глубин, в котором очаги землетрясений практически не фиксируются. В целом, по распределению очагов землетрясений устанавливается глубинная сейсмофокальная зона — зона Беньофа. Наклон зоны Беньофа составляет под Андами около 30°. Данные по ориентировке напряжений в очагах землетрясений [384] показывают, что до глубины 30—60 км сжатие направлено вдоль плиты (зона Беньофа). В то же время для более глубинных землетрясений (до 200 км) оси напряжений параллельны погружающейся плите.

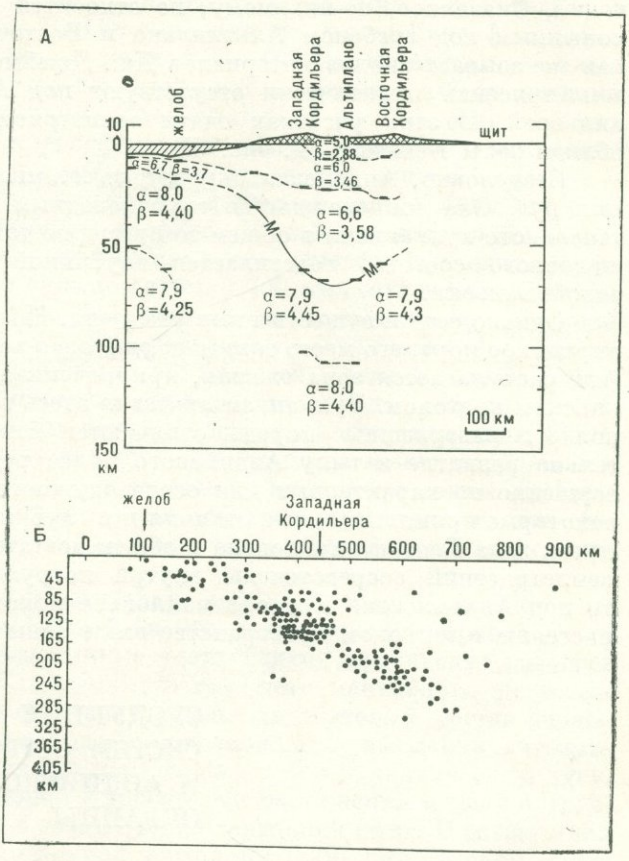


Рис. 5. Глубинное строение Анд. По Д. Е. Джеймсу, 1971 г.
А — глубинное строение: α — скорости продольных волн в км/с, β — скорости поперечных волн в км/с; М — граница Мохоровичича. Б — распределение гипоцентров землетрясений в разрезе Анд по 20° ю. ш.

Необходимо подчеркнуть, что очаги мелкофокусных землетрясений рассредоточены в непрерывном клине между поверхностью Земли и предполагаемой зоной Беньофа так, что сама эта зона выступает в качестве поверхности, ограничивающей снизу распространение очагов землетрясений (см. рис. 5Б). Скорости поперечных волн под Андами не уменьшаются, а непрерывно возрастают

до глубин 200—300 км. Следовательно, здесь отсутствует слой пониженных скоростей и мощность литосферы увеличена до 200—300 км. По сейсмическим данным вся мощная толща литосферы под Андами представляется в виде жесткой массы. Это исключает возможность проявления здесь конвекционных течений. Сказанное, по-видимому, не относится к участкам литосферы, расположенным под грабеном Альтиплано и Восточной Кордильерой, поскольку, как показывает анализ материалов Дж. Джеймса [281], очаги мелкофокусных землетрясений практически отсутствуют под Альтиплано и Восточной Кордильерой. В этих участках очаги землетрясений сконцентрированы только вблизи зоны Беньофа (см. рис. 5Б).

Безусловно, Андийская окраина имеет много общего с системами островных дуг. Она сопровождается глубоководным желобом, является ареной интенсивного вулканизма в общем-то примерно того же андезитового, известково-щелочного состава, подстилается глубинной сейсмо-фокальной зоной или зоной Беньофа.

Однако есть и существенные различия. На Андийской окраине отсутствует окраинное море, его место занимает рифтовая зона грабена Альтиплано. В тылу Анд располагается зона сжатия, приуроченная к границе Анд с Южноамериканским кратоном. Вулканизм протекал здесь только в континентальной обстановке и изверженные породы отличаются более кислым составом. Примечательно развитие в тылу Андийского пояса редкометальных гранитоидов, совершенно не характерных для островодужного магматизма. Обнаруживаются некоторые принципиальные отличия и в глубинном строении: если в островных дугах зона Беньофа наклонена в общем достаточно круто, больше 45°, а очаги землетрясений сосредоточены внутри погружающейся океанической плиты, то под Андами зона Беньофа наклонена полого (30°), а очаги землетрясений рассеяны в широком пространстве выше зоны Беньофа.

СУБДУКЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ И АНДИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Системы островных дуг издавна привлекали внимание как возможный эталон геосинклинальных областей прошлого. Как только было установлено резко отрицательное поле силы тяжести над глубоководными желобами, появилась концепция, согласно которой крупный дефицит массы объяснялся втягиванием вниз складки земной коры. Подобная складка могла возникать либо за счет бокового сжатия (непонятно в этом случае, почему она вдавливается вниз, а не выдавливается наверх), либо за счет тектонического засасывания в местах глубинного оттока материала — над нисходящими ветвями конвекционных течений в мантии. Представление о засасывании получило в свое время широкое распространение и недавно вновь возродилось в связи с концепцией тектоники плит; оно получило название субдукции (от англ. subduction, аналог нем. Verschlükung).

С позиций тектоники плит, в островных дугах и глубоководных желобах происходит в ходе тектонического засасывания, или субдукции, поглощение литосферных плит, компенсирующее (в глобальном масштабе) наращивание литосферы в срединно-океанических хребтах в результате спрединга океани-

ческого дна. Скорость поглощения измеряется первыми сантиметрами в год. О том, что субдукция и поглощение литосферы в какой-то мере имеют место в глубоководных желобах, говорят и крупные отрицательные гравитационные аномалии, и чрезвычайно низкий тепловой поток, в совокупности указывающие на погружение относительно легкого (корового) и охлажденного вещества в мантию. Дж. Оливер и Б. Изакс [341] установили, что к зоне Беньофа приурочена относительно твердая пластина толщиной 70—100 км, падающая наклонно под островные дуги. Эта пластина по характеру прохождения в ней поперечных сейсмических волн не отличима от океанической литосферы. В ней на больших глубинах, уже достигающих астеносферы, не обнаруживается поглощения или затухания поперечных волн, и показатель ее прочности, или добротности, — Q (величина обратная степени поглощения поперечных волн) * является одинаковым с показателем океанической литосферы. На этом основании Б. Изакс, Дж. Оливер и Л. Сайкс [279] предположили, что литосферная плита изгибается под желобом и опускается вниз до глубины 700 км (хотя сами же авторы отмечают, что ими, строго говоря, получено лишь доказательство различий в строении мантии в зоне Беньофа и в сопредельных частях океана). Высокая сейсмичность систем островных дуг легко объясняется с этих позиций движением вниз относительно твердой пластины, вызывающим сколовые напряжения. Очаги землетрясений локализованы внутри погружающейся пластины [340], и это интерпретируется как показатель того, что пластина может погружаться под воздействием собственного веса, уплотняясь по мере погружения. Д. Грин и А. Рингвуд [55] предположили, что в литосферной плите происходит фазовый переход габбро в более тяжелый эклогит, и это обусловливает опускание плиты.

Образование островной дуги и островодужный магматизм объясняются по этой концепции тем, что в зоне Беньофа в результате трения верхней части погружающейся пластины о сопредельные части мантии происходит разогрев и частичное плавление и самой пластины, и смежного мантийного вещества. Поднимающиеся выплавки имеют преобладающе андезитовый состав (эксперименты А. Рингвуда и Д. Грина показали возможность выплавки андезита из эклогита при высоких давлениях) и наращивают собой вулканическую дугу.

Возникновение окраинных морей и вообще зон растяжения в тылу островных дуг не так просто объяснить с точки зрения тектоники плит. В соответствии с ранними вариантами новой глобальной тектоники [279] литосферная плита может перегнуться и испытывать субдукцию в любом месте, и окраинное море в таком случае — просто часть того же океана, но отделенная от главного бассейна зоной субдукции. Однако, как говорилось, окраинные моря значительно моложе главных бассейнов, в них не прослеживаются океанические магнитные аномалии, им свойствен высокий тепловой поток. Д. Кариг [285] пришел к выводу, что все геологические и геофизические особенности окраинных морей могут быть объяснены аномально высокотемпературной и низкоплотностной мантией, всплывающей из-под литосферных глубин в междуговые бассейны, создавая тем самым кору окраинных морей. Этот поднимающийся материал может быть представлен в виде термального диапира, который увеличивает объем мантии и вызывает растяжение, базальтовый вулканизм ложа междугового бассейна и высокий тепловой поток. Источник мантийного

---

* Поперечные волны в жидкости не проходят, поэтому чем больше поглощение этих волн и чем соответственно меньше Q, тем более вещество приближается к жидкому состоянию, и наоборот, чем больше Q, тем более высока прочность вещества.

диапира, по Д. Каригу, лежит на поверхности погружающейся литосферной плиты, которая разогревается в результате трения. В данной концепции вводится понятие о своеобразных дополнительных центрах спрединга в тылу островных дуг. Этот спрединг, хотя и отличается от спрединга срединно-океанических хребтов, но приводит в конечном счете также к наращиванию океанической литосферы.

Во многом сходные результаты получились и у других исследователей, занимающихся изучением окраинных морей [319, 344, 345]. Все они приходят к выводу о новообразовании окраинных морей в ходе процессов, напоминающих спрединг в срединно-океанических хребтах; основная роль принадлежит подъему к поверхности разогретой мантии. Дж. Пакхэм и Д. Фалви [345], однако, не связывают мантийный диапир с зоной Беньофа. Их расчеты показали, что тепловые аномалии окраинных морей не могут быть обусловлены подъемом разогретого материала с зоны Беньофа, так как при существующей интенсивности аномалий потребовался бы разогрев до 7000° (что нереально) и примерно 300 млн. лет для подъема тепла к поверхности Земли (а возраст окраинных морей 25—30 млн. лет). Поэтому необходимы магматические экструзии. Они скорее всего поступали не со стороны островных дуг, а со стороны континента за счет потока энергии и вещества, идущего навстречу направлению субдукции. Существуют и такие представления [335], когда предполагается наличие единого главного мантийного потока в восточном направлении, что дает возможность объяснить выпуклость большинства островных дуг к востоку. Ответвления этого главного потока, упираясь в погружающуюся плиту, выходят на поверхность в окраинных морях. Эти представления некоторым образом соответствуют данным Дж. Пакхэма и Д. Фалви о поступлении энергии и вещества в окраинное море из-под континента.

Таким образом, первоначальное представление о процессах, идущих в системах островных дуг, как о явлении простого, чуть ли не механического заталкивания вниз литосферной плиты, не может быть принято без существенных коррективов. Геологические и геофизические данные безусловно говорят в пользу субдукции как таковой, но никак не могут определить ее величины и не определяют связь с субдукцией других процессов. Сейчас накопилось уже довольно большое количество материалов, не согласующихся так уж просто со схемой субдукции. На дне глубоководных желобов нет скопления сгруженных осадков, которые, казалось бы, должны были, как бульдозером, соскабливаться и нагромождаться в желобах; более того, осадки желобов не деформированы. Желоба несут черты структур скорее растяжения, чем сжатия; в самих островных дугах также господствует глыбово-сбросовая тектоника. Условия сжатия фиксируются главным образом во фронтальной части осадочной террасы. Образование окраинных морей также не может быть объяснено простой моделью субдукции. В табл. 1 приведен расчет баланса вещества в системе островной дуги, исходя из представления о субдукции, как ведущем механизме. Из табл. 1 видно, что на образование островной дуги и окраинного моря должно идти минимум на порядок, а может быть и на два порядка больше вещества, чем его поступает в ходе субдукции океанической литосферы. Д. Кариг [285] полагает, что сколько вещества погружается в желобе, столько его выходит на поверхность в окраинном море. Оценки энергетического баланса, проводившиеся разными исследователями [314, 343], дают противоречивые результаты, притом в них не учитывается энергетика окраинных морей. Расчеты Дж. Пакхэма и Д. Фалви теплового потока окраинных морей показали отсутствие связи источника тепла с погружающейся литосферой.

Геологические и геофизические особенности систем островных дуг могут быть, на наш взгляд, объяснены, если допустить существование двух независимых потоков, встречающихся вдоль зоны Беньофа. Один из этих потоков направлен с фронтальной стороны дуги вниз. С ним связаны субдукция плиты океанической литосферы, образование глубоководного желоба, отрицательное поле силы тяжести и низкий тепловой поток желобов. Вполне возможно, но не обязательно, что разогрев погружающейся плиты в зоне Беньофа может обуславливать андезитовый вулканизм островных дуг. Другой встречный поток направлен с тыловой части дуг (от континента) вверх. Этот поток состоит из разуплотненной и разогретой мантии. Он вызывает спрединг в тылу островных дуг, образование окраинных морей, повышенный тепловой поток и существующие аномалии силы тяжести. Следовательно, систему островных дуг геодинамически можно представить не в виде поддвига, как это обычно принято по концепции тектоники плит, а в качестве структуры взаимодействия двух сил, как структуру геоскола, где осуществляется скольжение двух литосферных плит друг относительно друга по наклонной поверхности. Благодаря этому создается сложный ансамбль контрастных структурных элементов систем островных дуг, где резко нарушена изостазия, где зоны растяжения соседствуют с зонами сжатия, где сильно меняется тепловой поток. Сейчас мы не беремся анализировать возможные причины такого рода геосколов, важна пока сама интерпретация такого рода. Но она не исключает, а скорее наоборот, предполагает необходимость увязки движений в глобальном масштабе, поскольку оба этих потока в конечном счете могут быть обусловлены крупными движениями в астеносфере и движениями литосферных плит, рождающихся в срединно-океанических хребтах и расходящихся от них.

Таблица 1

БАЛАНС ВЕЩЕСТВА В СИСТЕМЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Вынос на поверхность	Объем ($км^3$) *	Поступление на глубину в зоне субдукции	Объем ($км^3$) *
Андезитовый вулканизм островных дуг на длину дуги 1000 км (по Е. К. Мархинину, 1967 г.)	$8 \cdot 10^{-2}$	Объем 1 км плиты, мощностью 80 км, погружающейся с V = 7 см/год	$56 \cdot 10^{-4}$
То же, на длину 1 км	$8 \cdot 10^{-5}$		
Прирост литосферы в междуговом бассейне при спрединге с V = 4 см/год на мощность коры 10 км и длину 1 км	$40 \cdot 10^{-5}$	Объем вещества при частичном плавлении 10% на всю мощность плиты	$56 \cdot 10^{-5}$
То же, на всю мощность литосферы (80 км)	$320 \cdot 10^{-5}$	То же, на верхние 10 км	$5{,}6 \cdot 10^{-5}$
Сумма	$330 \cdot 10^{-5}$		

* Пересчет на массу качественно не влияет на результат.

Что касается континентальных окраин андийского типа, то им в схеме тектоники плит отводится та же роль субдукции и поглощения литосферы, что и системам островных дуг, с той лишь разницей, что в островных дугах океаническая плита поддвигается под океаническую, а в окраинах андийского типа — океаническая под континентальную. Геофизические исследования У. Стаудера [384] показывают, что субдукция здесь, если она есть, то она дискретна и проявляется лишь в отдельных местах. Сама литосферная пластина должна быть разбита на серию языков, которые поглощаются независимо друг от друга и совершенно различно в различных местах и на различных глубинах. Например, в интервале 27—30° ю. ш. процесс поддвигания (субдукции) должен идти таким образом, что на глубине 120 км плита должна была двигаться далее горизонтально под континент.

В то же время упоминалось о существенных отличиях континентальной окраины андийского типа от островных дуг. Пока пластины с высоким Q, приуроченной к зоне Беньофа, здесь не обнаружено. Резкое утолщение коры и литосферы непосредственно под зоной Беньофа свидетельствует о том, что оно возникло скорее как результат тектонического скучивания масс с гравитационным разваливанием наверху, а не как результат субдукции океанической плиты и ее переплавления. Никаких четких признаков значительной субдукции в Перуанско-Чилийском желобе не улавливается. Появление в этом желобе молодых вулканических гор, сложенных океаническими толеитами, противоречит субдукции, скорее и здесь может идти в какой-то мере наращивание океанической коры. Придерживаясь концепции тектоники плит, необходимо обратить внимание на движение Южноамериканской плиты на запад в связи с раскрытием Южной Атлантики вне зависимости от событий, происходящих в Тихом океане. Ранее П. Кони [227] отметил связь крупных перестроек на Западе Северной Америки с изменением темпа спрединга в Северной Атлантике и полную независимость этих перестроек от спрединга в Восточно-Тихоокеанском поднятии. Следовательно, речь должна идти не столько о субдукции, сколько о надвигании плиты континентальной литосферы на океаническую. Это может объяснить и нагромождение масс, и двукратное увеличение мощности коры и литосферы, и состав вулканитов, и пологий наклон зоны Беньофа. Основное движение направлено от континента к океану и, по-видимому, определяется астеносферным потоком, идущим со стороны Южной Атлантики к Тихому океану. Андийская континентальная окраина фиксирует те части, где «континент наползает» на океан и где, тем самым, происходит сокращение площади океана. Примерно такую же интерпретацию Андийской окраины дает Дж. Т. Вильсон [407]. Принимая эту интерпретацию, вероятно, можно объяснить образование рифтового грабена Альтиплано в качестве той структуры, которая располагается над восходящей ветвью главного потока.

В настоящее время почти общепринято восприятие островных дуг как современных геосинклиналей. На тектонических картах Евразии и Тихоокеанского пояса они показаны именно таким образом, причем сами островные дуги трактуются как геоантиклинальные поднятия, а желоба — как геосинклинальные прогибы. Учитывая данные о глубинном строении и магматизме островных дуг, Ю. М. Шейнманн [184] связывал островные дуги, а следовательно и геосинклинали, с активными глубинными зонами — тектоноферами (или тектоногенами), уходящими от геосинклинали вниз и совпадающими с зонами Беньофа. Тектоноферы являются теми каналами, по которым энергия поступает из земных недр на поверхность и приводит в действие механизм геосинклинального процесса.

Известно, что вулканические породы островных дуг по своему составу близки к среднему составу континентальной земной коры [361, 391], поэтому, как справедливо полагают многие, рост континентов осуществляется за счет островодужного магматизма [113, 390]. Отсюда возникло представление, что островные дуги это те места, где происходит формирование гранитно-метаморфического слоя и где, таким образом, океанический субстрат перерождается в континентальную кору [111]. В этом усматривается сущность геосинклинального процесса. Такая точка зрения получает сейчас все большее распространение.

Помимо описанных, сравнительно простых обстановок различных окраин плит существуют значительно более сложные, например, современное Средиземноморье или западная окраина Северной Америки; они будут рассмотрены ниже.

ГЕОМЕТРИЯ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ

Концепция тектоники плит предполагает движение жестких литосферных пластин, способных передавать на большие расстояния тектонические напряжения. Общая геометрическая сумма перемещений плит на поверхности Земли должна быть равна нулю. Движение плит происходит по сфере. Ле Пишон [300] и В. Морган [333] детально исследовали глобальную систему движений литосферных плит.

В Атлантике хорошо видно, что трансформные разломы следуют вдоль окружностей больших кругов, располагаясь на сфере параллельно друг другу и концентрически относительно каких-то точек, или полюсов вращения. Так, если восстановить перпендикуляры к трансформным разломам Экваториальной Атлантики, то точки их пересечения между собой будут сконцентрированы в пределах небольшой площади с центром, имеющим координаты 58° с. ш., 36° з. д. Точно так же перпендикуляры к трансформным разломам Восточно-Тихоокеанского поднятия пересекутся на ограниченной площади с центром, имеющим координаты 53° с. ш., 47° з. д. и т. д. Таким образом, можно получить полюсы вращения для всех отрезков срединно-океанических хребтов. Следовательно, чем дальше от них, тем больше величина раскрытия по рифтовой долине срединно-океанического хребта. Важно, что скорости спрединга, подсчитанные по магнитной шкале (по ширине полос магнитных аномалий), действительно увеличиваются по мере движения от полюса вращения.

В основном концепция тектоники плит предусматривает глобальную увязку всех вращений плит на сфере, происходящих из различных центров. В случае невозможности продолжения вращения вокруг какого-то центра, этот центр отмирает и в результате глобальной перестройки возникает новый полюс вращения. Из геометрии движения плит следует, что если мы хотим восстановить первичное, перед началом вращения вокруг какого-то полюса, или более раннее расположение плит друг относительно друга, то мы должны (при реконструкции) двигать плиты вспять по трансформным разломам, которые являются следами траекторий движения плит.

ДВИЖУЩИЙ МЕХАНИЗМ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Нельзя сказать, что в концепции тектоники плит все обстоит благополучно с движущим механизмом. Напротив, причина движения плит — самое слабое место во всей системе взглядов на тектонику плит. Ясно, что для перемещения

жестких литосферных плит по пластической астеносфере необходимо текучее движение вещества в самой астеносфере. Возможность пластического течения в астеносфере практически доказана уже давно, как только была выявлена изостатическая компенсация на глубине основных форм рельефа земной поверхности и, особенно, когда было установлено изостатическое погружение Скандинавии под нагрузкой ледникового покрова и последующее ее поднятие после стаивания ледников: без глубинного оттока и притока вещества (если бы Земля была абсолютно упругой) такие вертикальные колебания в связи с изменяющейся нагрузкой были бы невозможны.

В первоначальных вариантах [239, 271] и в более поздних построениях главным механизмом движения плит считались конвекционные течения в астеносфере (или, более широко, в мезосфере). Поскольку вещество в астеносфере находится в пластичном состоянии и, как предполагается, подогревается теплом, идущим из нижней мантии или ядра Земли, то в нем начинается термальная конвекция, которая распадается на несколько ячеек. В восходящих ветвях конвекционных ячеек, отвечающих срединно-океаническим хребтам, происходит наращивание литосферных плит и их расхождение в стороны. С нисходящими ветвями связаны системы островных дуг и глубоководных желобов, где, согласно концепции тектоники плит, осуществляется поглощение литосферы и ее погружение на глубину до 700 км. Где-то у нижней кромки верхней мантии должно существовать противотечение, идущее в обратном направлении от систем островных дуг к срединно-океаническим хребтам. Такой вариант конвекционной ячейки предусматривает замкнутый круговорот вещества в мантии [279]. Нетрудно подсчитать, что если скорость спрединга равна первым сантиметрам в год, а размер конвекционной ячейки от срединно-океанического хребта до островной дуги порядка 5—6 тыс. км, то полный цикл обращения вещества составит 200—300 млн. лет.

Многочисленные теоретические подсчеты, учитывающие вязкость мантийного вещества и термодинамические условия, в которых оно находится, как будто подкрепляют возможность существования термальной конвекции такого рода. Однако, несмотря на это, вряд ли замкнутая термальная конвекция в чистом виде может быть принята в качестве движущего механизма тектоники плит. С ее помощью невозможно объяснить односторонний наклон зон субдукции и поглощения литосферы. Казалось бы, на нисходящих ветвях конвекционных ячеек должны возникать симметричные зоны всасывания, как, например, они рисуются для двустороннего орогена Альпийского пояса. В действительности только редкие системы островных дуг являются двусторонними, подавляющее их большинство не имеет симметрично расположенных аналогов. Термальная конвекция основана на представлении о кругообороте одного и того же вещества без его дополнительного привноса с глубинных частей Земли. Но в соответствии с самой же концепцией тектоники плит литосфера, наращиваемая в срединно-океанических хребтах, далеко не полностью поглощается в системах островных дуг. Какая-то значительная ее часть идет на постройку островных дуг и в конечном счете на наращивание континентальной литосферы. Следовательно, мантия, вступая в следующий цикл, должна быть уже истощена более легким материалом, ушедшим на постройку островных дуг.

Геологическая летопись в то же время доставляет бесспорные свидетельства повторяемости явлений, аналогичных современным, по крайней мере на протяжении фанерозоя. Значит обязателен внутренний источник вещества из самых глубинных частей Земли, способный обеспечивать постоянство состава вещества мантии. В этом отношении очень перспективной является концепция,

разработанная в последние годы О. Г. Сорохтиным [162, 163]. Она основана на представлении о плотностной или гравитационной конвекции [4]. Предполагается, что первоначальная Земля была однородной и затем в результате химико-плотностной дифференциации произошло ее расчленение на плотное окисножелезистое ядро и силикатную оболочку. Эта дифференциация продолжается и до сих пор. Она происходит в пограничном с ядром тонком переходном слое мантии на нижней горизонтальной ветви конвекционной ячейки. При дифференциации железо (в окисном состоянии) добавляется в ядро, а мантия обогащается кремнеземом, глиноземом, окисями кальция и магния. Легкие литофильные элементы, щелочи и вода постепенно переходят в континентальную кору и мантия истощается ими. Гидродинамической особенностью мантии Земли, как указывает О. Г. Сорохтин, является то, что наиболее вязкий слой — нижняя мантия — расположен между двумя значительно менее вязкими средами: жидким внешним ядром (и перекрывающим его переходным слоем) и астеносферой верхней мантии. Поэтому в нижней мантии преобладают вертикальные движения, а горизонтальные ветви конвекционных ячеек приурочены к астеносфере и к переходному слою между ядром и мантией (к слою Берзон). При плотностной конвекции осуществляется постоянный вынос к поверхности более легких компонентов и осаждение в ядре тяжелых. Расчеты О. Г. Сорохтина показывают, что в Земле могут быть либо две, либо одна конвекционная ячейка. В настоящее время действует двуячеистая система. Центры восходящих потоков находятся в двух точках — антиподах: в районе Восточной Африки (Афарский треугольник) и в юго-восточной части Тихого океана (о-в Пасхи). От этих фиксированных центров идет расползание литосферных плит к областям нисходящих потоков, которым на поверхности соответствует обрамление Тихого океана. Переходы от одноячеистой к двуячеистой системе (вызываемый неустойчивостью самих конвективных систем) происходят циклически, и с ними совпадают тектонические циклы.

ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ И МАНТИЙНЫЕ СТРУИ

Т. Вильсон [403] обратил внимание на то, что Гавайские острова образуют хребет, состоящий из цепи вулканов, возраст которых последовательно омолаживается в юго-восточном направлении. Он предположил, что эта вулканическая цепь располагается над фиксированным (неподвижным) разогретым объектом в мантии, названным им горячей точкой (hot spot). При прохождении литосферной плиты над горячей точкой, плита как бы «прожигается» насквозь и образуются вулканические центры. Цепь вулканов тем самым представляет собой не что иное, как след движения плиты над горячей точкой. По ориентировке вулканических хребтов, подобных Гавайскому, можно, таким образом, определить абсолютное направление движения данной литосферной плиты.

Позднее было показано [334, 407], что горячие точки являются поверхностным выражением конвекционных течений (или иных движений) в нижней мантии. В нижней мантии существуют несколько десятков (20—30) глубинных мантийных струй (mantle plumes), которые выносят в астеносферу тепло и родоначальный материал, вызывая в астеносфере горизонтальные течения материала, расходящиеся в стороны от каждой мантийной струи. В соответствии с этой гипотезой горячие точки и подстилающие их мантийные струи остаются фиксированными по отношению друг к другу и, возможно, к оси вращения

Земли и аксиальному дипольному магнитному полю. Магматизм, свойственный горячим точкам, проявляется еще до начала расползания континентов. Вместе с тем существуют данные, показывающие, что некоторые горячие точки могут перемещаться. Горячие точки выявляются прежде всего по проявлению щелочно-базальтового вулканизма океанических островов. Подавляющее их большинство сконцентрировано в срединно-океанических хребтах. Такими горячими точками являются Азорские острова, о-ва Св. Елены, Вознесения, Буве, Хуан-де Фука, Пасхи, Амстердам, Реюньон и т. д. Помимо того известны горячие точки за пределами срединно-океанических хребтов: например, Гавайские, Канарские, Коморские острова или Афарский треугольник и район Тибести в Африке. К числу горячих точек создатели гипотезы мантийных струй не относят проявления андезитового вулканизма островных дуг, полагая, что он возникает в результате субдукции и плавления погружающейся литосферной плиты.

Горячие точки и соответственно мантийные струи выражаются в рельефе крупными вздутиями, являющимися отражением подъема глубинного разуплотненного материала. Как полагает У. Морган [334], каких-либо специфических зон погружения материала, компенсирующих подъем мантийных струй, не существует: обратный поток однообразно рассеивается в толще мантии. Горячие точки и мантийные струи отражаются в изостатическом гравитационном поле Земли, построенном по отклонению орбит искусственных спутников. Им отвечают положительные аномалии, указывающие на подъем более тяжелых мантийных масс. Надо сказать, что положительные аномалии, точно такие же, которые обнаруживаются над горячими точками и даже более контрастные, свойственны системам островных дуг и окраинных морей, а также Альпийско-Гималайскому поясу, т. е. по существу всем активным зонам Земли. Если ориентироваться на гравитационное поле, то горячими точками следует считать также и окраинные моря. Более того, это находится в соответствии с тем, что окраинным морям свойственны проявления щелочно-базальтового вулканизма, мало чем отличающиеся от проявлений вулканизма океанических островов, и высокий тепловой поток.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ УЧЕНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Новая глобальная тектоника, или тектоника плит, возникла на основе изучения океанов. Встает естественно вопрос, насколько эта новая концепция применима к геологии континентов и прежде всего к учению о геосинклиналях. Еще сравнительно недавно считалось, что геосинклинали — структуры чисто континентальные, что геосинклинальные осадки — либо шельфовые, либо батиальные, но ни в коем случае не абиссальные. В действительности оказалось, что существует прямая связь между явлениями океанической и континентальной геологии. Эта связь вытекает как следствие одного крупного научного открытия, сделанного в последние 10—15 лет.

Известно, что геосинклинальные области очень разнообразны, и нельзя предложить для них единого эталона строения и развития. Но все они содержат в своей основе единый общий элемент, которыми являются так называемые эвгеосинклинальные зоны. Для них наиболее примечательна офиолитовая ассоциация горных пород. Практически та же ассоциация обнаружена и в океа-

нах — в пределах срединно-океанических хребтов и на приостровных склонах глубоководных желобов. Это позволило А. В. Пейве [131] и другим геологам придти к выводу, что в эвгеосинклинальных зонах мы встречаемся с остатками океанической коры геологического прошлого и тем самым по распространению офиолитов можно восстановить контуры прежних океанических бассейнов. Если это так, то в этих бассейнах должны были существовать те же геодинамические условия, что и в современных океанах.

Кроме того, в геосинклинальных складчатых поясах широким распространением пользуются породы вулканогенно-осадочной серии андезит-граувакового состава. Они давно уже справедливо сопоставляются с современными островодужными ассоциациями. Тем самым в геосинклиналях на определенной (зрелой) стадии их развития удается восстановить прошлые системы островных дуг. А островные дуги являются одним из главных элементов, рассматриваемых новой глобальной тектоникой.

С появлением новой глобальной тектоники предпринимаются усиленные попытки связать воедино геологию континентов и океанов, учение о геосинклиналях с тектоникой плит. Пионерскими в этом отношении были работы Дж. Дьюи [231], Дж. Дьюи и Дж. Бёрда [232] и У. Диккинсона [237], которые пытались найти в геосинклиналях аналоги современных геодинамических обстановок, т. е. давали актуалистическую интерпретацию геосинклиналям. Геосинклинали рассматриваются как остатки прежних океанов, а их эволюция и создание на их месте складчатых сооружений (орогенов) — как развитие океанических бассейнов с их закрытием и сближением обрамляющих их континентов.

Так, развитие Аппалачско-Каледонского орогена представляется на протяжении раннего и среднего палеозоя в виде смены процессов раскрытия и закрытия палео-Атлантического океана [231], Альпийско-Гималайский ороген возник на месте океана Тетис в процессе схождения Евразиатской и Африканской плит [131, 235]. Складчатые сооружения Центрально-Азиатского пояса образовались за счет ликвидации позднедокембрийско-палеозойского палео-Азиатского океана [70, 414]. Уральский пояс также возник на месте прежнего океанического бассейна [73].

Образование складчатых сооружений (или орогенов) объясняется схождением литосферных плит. Орогены приурочены либо к тем участкам, в которых литосферные плиты погружаются и поддвигаются под смежные плиты, либо к тем зонам, в которых происходит столкновение двух литосферных плит. В соответствии с этим выделяются разные типы орогенов [232, 237]; из них наиболее распространенными являются: островной дуги, андийский и гималайский. Тип островной дуги возникает в тех местах, где сближаются две океанические плиты с погружением одной под другую. Андийский тип орогена приурочен к тем местам, где океаническая плита поддвигается под континентальную. Гималайский тип (или тип столкновения) возникает тогда, когда океаническое пространство, разделявшее два континента, полностью исчезает в ходе субдукции и две континентальные массы приходят в непосредственное соприкосновение друг с другом. Во всех случаях созидательная, конструктивная роль геосинклинального процесса отрицается, так как практически все события обусловлены чисто механическим воздействием переднего (ведущего) края плиты, движущейся от срединно-окенического хребта, на смежные части других плит без какого-либо привноса энергии и вещества из глубинных слоев Земли. Складчатые зоны представляются совокупностью конвергентных структур, возникших в разных условиях.

Тектоническое развитие геосинклинальных складчатых областей рассматривается как смена одних обстановок другими, часто в довольно случайной и вовсе не обязательно наперед заданной последовательности. На месте прежней континентальной окраины атлантического типа (миогеосинклинали или миогеоклинали) может возникнуть островная дуга, а может и не возникнуть. Эта окраина может придти в столкновение с другим континентом, либо с островной дугой, а может сохраняться в неизменном виде неопределенно долго. Все зависит от глобального движения литосферных плит. Следовательно, стадийность геосинклинального процесса, не что иное, как довольно случайная смена одних обстановок другими в зависимости от геометрии движения плит. В соответствии с этим была пересмотрена классификация геосинклиналей, в частности известная классификация М. Кэя.

Несмотря на целый ряд крайностей, вытекающих из ортодоксального восприятия тектоники плит, такой подход к геосинклиналям, т. е. к геологии континентов, с новых позиций открыл новые возможности для понимания геологических процессов. В последующих разделах настоящей работы мы попытаемся, на основе анализа материалов по различным геосинклинальным областям мира, оценить критически приложение новой глобальной тектоники к геологии континентов. Однако методический подход к изучаемым объектам в значительной мере базируется на достижениях новой глобальной тектоники. Анализируя материалы по складчатым сооружениям, мы получим дополнительные данные и для характеристики современных обстановок, т. е. для понимания геологии океанов. Если современные обстановки находятся сейчас in statu nascendi, то в складчатых сооружениях они запечатлены в уже вполне сформированном виде.

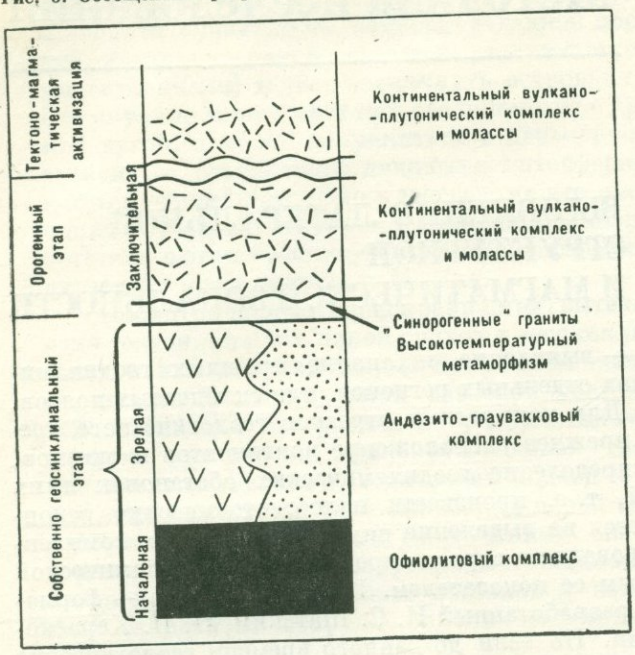
ВЫЯВЛЕНИЕ ЛАТЕРАЛЬНОЙ СТРУКТУРНОЙ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Основная цель исследований — выявление и анализ прошлых геодинамических обстановок как в пределах отдельных регионов, или складчатых поясов, так и в глобальном масштабе. Для конкретных отрезков геологического времени необходимо восстановить прежнее расположение континентов и океанов, выявить пространственное распределение геодинамических обстановок и их взаимоотношения между собой, т. е. произвести палеотектонические реконструкции. Такой анализ опирается на выделение ряда геологических комплексов, каждый из которых формировался в строго определенной геодинамической обстановке и является тем самым ее показателем. По существу это — формационный метод, столь подробно разработанный Н. С. Шатским, Н. П. Хераскова и другими исследователями. Но если до данного времени геологические формации большей частью рассматривались в их вертикальной последовательности и на основе этого выделялись типы геосинклинальных складчатых областей (например, мио- и эвгеосинклинали) и различные этапы и стадии в их развитии, то согласно концепции новой глобальной тектоники существует тесная динамическая взаимозависимость самых разнообразных тектонических событий, происходящих одновременно в значительно удаленных друг от друга поясах, а значит, и одновременность формирования различных геологических формаций. Следовательно, возникла необходимость изучения в первую очередь латеральных связей между теми геологическими формациями, которые обычно помещаются в вертикальном ряду.

Известно, что геосинклинальный разрез состоит из нескольких крупных комплексов, которые, как полагают, сменяют друг друга по вертикали в одной и той же последовательности. Для внутренних, эвгеосинклинальных зон стратиграфическая последовательность схематически представляется в следующем виде (снизу вверх) (рис. 6): 1) офиолиты (в их широком понимании и с присущей им внутренней стратификацией); 2) вулканические толщи (с перерывом или без перерыва) преимущественно среднего, андезитового состава, тесно ассоциирующие с туфогенно-граувакковыми и флишевыми накоплениями; 3) крупное несогласие, отмеченное внедрением синорогенных, по Г. Штилле, гранитоидов и высокотемпературным метаморфизмом; 4) вулкано-плутонические комплексы субсеквентного типа, формировавшиеся уже в континентальной обстановке и тесно переплетающиеся с молассами.

Ориентируясь на этот разрез, обычно выделяют соответственно ниже и выше главного несогласия собственно геосинклинальный и орогенный этапы развития складчатых областей, а в собственно геосинклинальном этапе обосабливают начальную стадию с начальным, офиолитовым магматизмом и зрелую стадию с андезитовым магматизмом. Если в стратиграфической колонке после какого-то

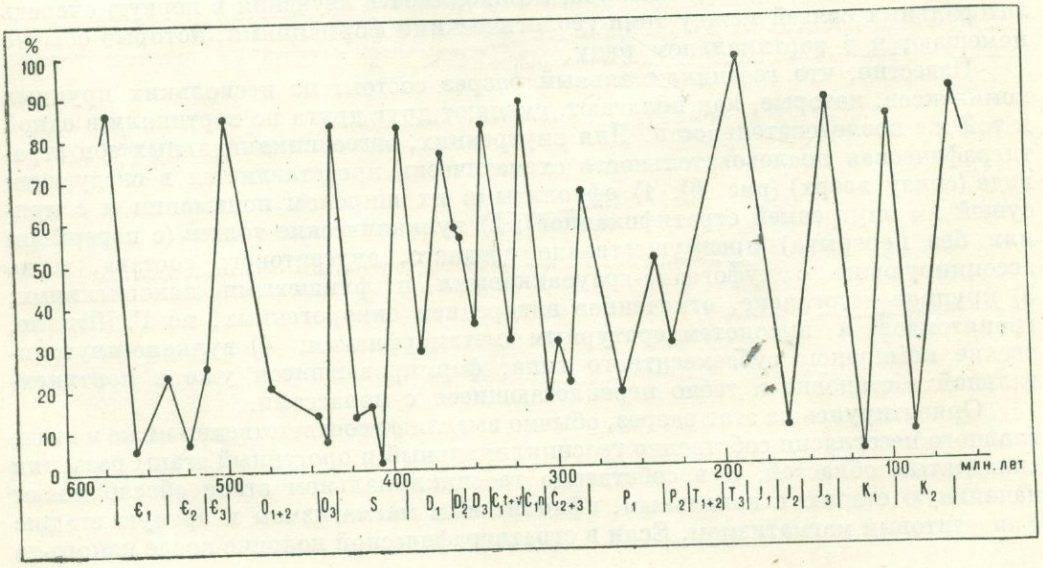
Рис. 6. Обобщенный разрез эвгеосинклинальной зоны



перерыва вновь появляются вулкано-плутонические комплексы субсеквентного типа, то обычно говорят о тектономагматической активизации, хотя эти более молодые комплексы ничем не отличаются от более древних такого же типа комплексов, часто непосредственно их подстилающих.

Можно, однако, показать, что эти геологические комплексы, равно как и другие, не упомянутые здесь, формируются одновременно в разных частях подвижного пояса и находятся между собой в закономерных сочетаниях в горизонтальном направлении, по латерали, и что, таким образом, для каждой конкретной эпохи развития какого-либо подвижного пояса может быть выявлена своя латеральная структурная и магматическая зональность. Палеотектонический анализ производится по отдельным сравнительно узким временным интервалам. В качестве таких интервалов выбраны эпохи, возраст которых сравнительно четко определяется как чисто стратиграфи-

Рис. 7. График интенсивности тектонических движений. По вертикали — частота появления несогласий в геологических разрезах (по А. А. Пронину, 1969 г.), по горизонтали — геологический возраст



ческими методами, так и абсолютной геохронологией. В каждом конкретном районе в зависимости от особенностей его развития и степени изученности обособливаются свои такие эпохи, которые могут иметь различную продолжительность. В целом каждой эпохе отвечает «вспышка» магматической деятельности, а рубежи между ними, как правило, отмечены структурными перестройками. Это либо основные эпохи тектогенеза, т. е. эпохи наиболее напряженной геодинамической активности, когда, в частности, максимальной интенсивности достигают процессы складчато-надвиговых деформаций, гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма, либо периоды образования «субсеквентных» вулкано-плутонических ассоциаций. На рис. 7 видно, что эти эпохи в глобальном масштабе не образуют непрерывную последовательность событий, затухающих в одном месте и зарождающихся в другом. Напротив, выявляется их четкая дискретность. Продолжительность этих эпох составляет 20—40 млн. лет и они разделены примерно такой же продолжительности интервалами относительного покоя.

АКТУАЛИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Непременным условием палеотектонического анализа является актуалистическая интерпретация прошлых геодинамических обстановок, поиски их аналогов в современных условиях.

Актуалистический метод лежит, как известно, в основе познания геологического прошлого. Любой курс геологии начинается с изложения современных экзогенных и эндогенных процессов, сравнение с которыми позволяет понять природу геологических напластований. К сожалению, учение о геосинклиналях, как уже отмечалось, с самого начала было лишено такого актуалистического содержания. Надо сказать, что в работах одного из создателей современного учения о геосинклиналях Э. Ога можно найти попытки актуалистической интерпретации геосинклиналей. Э. Ог полагал, что в геосинклиналях не встречаются остатки абиссальных отложений и что в них господствовала батиальная седиментация. Современными аналогами геосинклиналей Э. Ог считал моря типа Средиземного или Карибского, а также Атлантический океан. Но в работах Э. Ога можно увидеть и отход от актуалистического восприятия геосинклиналей и подмену его скорее абстрактными рассуждениями о том, что геосинклинали — это область погружений, на месте которых возникают горы. И это представление уже более 100 лет владеет умами геологов, хотя давно известно, что оно вовсе не так уже справедливо, как кажется на первый взгляд. Действительно, величайшие горы современности — Гималаи вовсе не возникли на месте области глубокого погружения. И наоборот, существуют седиментационные ванны, выполненные мощной — до 10 км толщей осадков, не испытавшими ни складчатости, ни горообразования (Прикаспийская впадина). Эти примеры вовсе не исключения, подтверждающие правило, они прямо указывают на неполноценность определения геосинклиналей как областей прогибания и последующего горообразования. Не случайно поэтому в современных определениях геосинклиналей делается упор на интенсивность и контрастность тектонических движений, магматизма и метаморфизма, хотя мера интенсивности и контрастности никак не может быть определена и остается на совести исследователя.

Давно подмечено, что под названием геосинклиналей объединяются крайне разнообразные структуры. Поэтому среди геосинклиналей начали выделять

различные их типы, появилась целая серия их классификаций. Наибольшее распространение получило предложенное Г. Штилле разделение геосинклинальных областей на внешние, амагматичные миогеосинклинальные и внутренние эвгеосинклинальные зоны. Помимо них выделяют еще множество других типов геосинклиналей (в классификации М. Кэя их около 10). Однако геолог, изучая природный объект, часто не в состоянии определить, к какому типу отнести ту или иную геосинклинальную зону, и начинает творить новые термины, по существу новые ярлыки, наклеивая их на то, что он изучил, и полагая, что этим он понял сущность данной зоны. В других случаях, находясь в затруднении и не пытаясь придумать новый термин, исследователь использует совсем неподходящий термин. За примерами ходить далеко не надо, достаточно хотя бы напомнить, насколько разнообразные геосинклинальные зоны относятся зачастую к категории миогеосинклинальных.

В складчатых областях, по крайней мере фанерозойских, всегда удается отыскать аналоги разнообразных современных условий: либо шельфа, континентального склона и подножия, либо глубоководных желобов, осадочной террасы между дугой и желобом, самой островной вулканической дуги, либо прежних окраинных и внутренних морей, либо прошлых открытых океанических бассейнов, срединно-океанических хребтов и т. д.

ВЫДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При палеотектонических реконструкциях (приведенных ниже) анализу подвергалось распространение хорошо известных геологических комплексов (или формаций), главным образом магматических, издавна выделяемых в разрезе геосинклинальных складчатых областей.

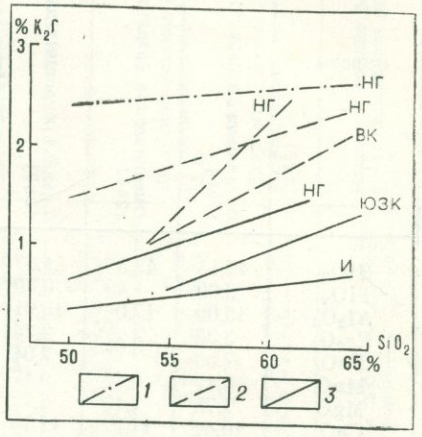
Вулканические комплексы. Расчленение вулканических пород по содержанию в них кремнезема (базальты, андезиты, липариты) не отражает всех особенностей состава пород, поскольку совершенно различные по содержанию кремнезема породы часто образуют генетически единые серии.

Изучение изотопного состава, в первую очередь отношения Sr^{87}/Sr^{86}, показывает, что все вулканические породы можно разделить на две группы: 1) с низкими значениями Sr^{87}/Sr^{86}, $<0{,}7060$, и 2) с высокими значениями этого отношения, обычно выше 0,7100. Первая группа имеет мантийное происхождение [172]; она включает породы самого разнообразного состава: от основных до кислых. Породы второй группы возникли главным образом путем плавления континентальной коры, или за счет контаминации первичными магмами вещества коры; среди них преобладают кислые разности. Ниже рассматриваются преимущественно породы первой группы.

Общепринято разделение вулканитов на несколько серий по их петрохимическим особенностям: по отношению щелочей к SiO_2, по отношению $\frac{\sum FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{MgO}$ к SiO_2 и FeO и по соотношению щелочей [100, 280, 326]. Эти показатели отражают степень дифференциации магмы, насыщенность ее кремнеземом, а также, как считают Ю. М. Шейнманн и Г. Н. Баженова [185], «степень мобилизации калия при выносе вещества из недр». По этим признакам производится разделение вулканитов на толеитовую, известково-щелочную, щелочно-базальтовую (шошонитовую) и щелочную серии (табл. 2). Все они

слагаются преимущественно породами базальт-андезитового состава и реже дацитами. Кроме того, иногда обосабливается так называемая бимодальная, или контрастная, серия состоящая из базальтов и кислых вулканитов. Эти серии, как увидим, различаются и геохимически.

Рис. 8. Корреляция между содержаниями SiO_2 и K_2O в вулканических породах разных серий. По П. Якешу и А. Уайту, 1972 г.
1 — щелочно-базальтовая серия; *2* — известково-щелочная серия; *3* — толеитовая серия. НГ — Новая Гвинея, ВК — Восточная Камчатка, ЮЗК — Юго-Западные Курилы, И — о-ва Изу



Толеитовая серия. Породы толеитовой серии возникли из магмы, насыщенной или даже несколько пересыщенной кремнеземом. Среди них преобладают базальты, отмечаются андезиты и реже дациты. Для них характерно направление дифференциации от оливинового базальта через базальты до ферробазальта, т. е. с увеличением содержания кремнезема происходит обогащение пород железом по отношению к магнию [326]. Так, например, от базальтов к дацитам толеитовой серии отношение $\frac{\sum FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{MgO}$ увеличивается от 1,46 до 3,96 [280]. Увеличение железистости от базальтов к кислым дифференциатам наблюдается и в породах Срединно-Атлантического хребта [6]. Отличительной чертой толеитовых серий являются также очень низкие концентрации в андезит-базальтовых разностях K_2O, обычно в пределах 0,1—0,5% при резком преобладании натрия над калием (Na_2O/K_2O = 5—15 и более). Только в кислых разностях, количество которых очень невелико, содержание K_2O может доходить до 1,5%. Породы толеитовой серии содержат всегда меньшие количества калия по сравнению с разностями той же кремнекислотности известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий (рис. 8).

Кроме этих петрохимических особенностей толеиты характеризуются крайне низкими содержаниями литофильных (или «некогерентных» по А. Рингвуду и Д. Грину) редких элементов (табл. 3). Содержания рубидия колеблются от 1 до 15 г/т, стронция от 90 до 220 г/т, значения K/Rb варьируют от 850 до 1200, а значение Rb/Sr обычно не превышает 0,03. Геохимические данные позволяют породы толеитовой серии разделить на две большие группы. Первая, представленная базальтами океанического дна, характеризуется содержаниями: Rb — несколько граммов на 1 т, Sr — 150 г/т; для нее примечательны низкие концентрации Ba и очень низкие значения Rb/Sr, не более 0,01. Вторая группа, относящаяся к толеитам островных дуг, отличается увеличением содержания Rb до 5—15 г/т, Sr — до 200 г/т, Ba — до 100—175 г/т; значения Rb/Sr обычно более 0,02. Очевидно, толеиты первой группы являются более примитивными, чем второй. С толеитами ассоциирует медноколчеданное оруденение. В современных условиях породы толеитовой серии встречаются в срединно-океанических хребтах и в островных дугах.

Известково-щелочная серия. К ней относится пестрая по составу серия пород, включающая дифференцированный ряд: базальты — андезиты — дациты — риолиты. Среди них резко преобладают андезиты и андезит-базальты. Крайне кислые разности риолитов встречаются редко. Важнейшими минералами пород известково-щелочной серии являются пироксен,

Таблица 2
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Окислы	Толеитовая серия					Известково-щелочная се				
	Океанический базальт [101]	Океанический базальт [2461]	Базальт островных дуг [280]	Базальт Красного моря [328]	Андезит островных дуг [280]	Базальт островных дуг [280]	Низкокремиевый андезит островных дуг [280]	Андезит островных дуг [280]	Дацит островных дуг [280]	Средний андезит [167]
SiO_2	49,15	49,3	51,57	48,9	57,4	50,56	54,54	59,64	66,80	59,5
TiO_2	2,09	1,49	0,80	1,2	1,25	1,05	1,13	0,76	0,23	0,70
Al_2O_3	15,09	17,0	15,91	15,6	15,6	16,29	16,26	17,38	18,24	17,2
Fe_2O_3	3,35	8,61	2,74	3,2	3,48	3,66	2,31	2,54	1,25	6,10
FeO	7,56		7,04	7,1	5,01	5,08	5,40	2,72	1,02	
MnO	0,17	0,17	0,17	0,3	—	0,17	0,12	0,09	0,06	0,15
MgO	7,75	7,19	6,73	7,7	3,38	8,96	6,97	3,95	1,50	3,42
CaO	10,61	11,7	11,74	12,6	6,14	9,50	7,50	5,92	3,17	7,03
Na_2O	2,23	2,73	2,41	2,3	4,20	2,89	3,64	4,50	4,97	3,68
K_2O	0,30	0,17	0,44	0,2	0,43	1,07	1,49	2,04	1,92	1,60
FeO/MgO	1,4	1,2	1,4	1,3	2,4	0,9	1,1	1,2	1,4	1,8
Na_2O/K_2O	7,3	16,1	5,5	10,5	9,7	2,8	2,4	2,2	2,6	2,3

Примечание. В скобках указан литературный источник.

Таблица 3
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВУЛКАНИТОВ

Элементы	Толеитовая серия				Известково-щелочная серия				
	Океанический базальт [2461]	Базальт островных дуг [2801]	Андезито-базальт вагео-синклинальных зон [1351]	Андезит островных дуг [2801]	Базальт островных дуг [2801]	Андезит островных дуг [2801]	Дацит островных дуг [2801]	Средний андезит [1671]	Континентальный базальт Каскадных гор [2211]
K	0,14	0,5	0,21	0,53	0,34	1,29	1,71	1,33	0,8
Rb	1,2	5,0	1,8	6,0	10	30	45	31	10
Ba	14	75,0	210,0	100,0	115	270	520	270	—
Sr	115	200,0	95,0	220,0	330	385	460	385	510
K/Rb	1170	1000	1167	890	340	430	380	430	800
Rb/Sr	0,010	0,02	0,02	0,03	0,03	0,09	0,10	0,08	0,02

Примечание. Содержание K в %, остальных элементов в г/т. В скобках указан литератур

рия		Щелочно-базальтовая серия			Щелочная серия			Бимодальная серия		
Базальтовый андезит Каскадных гор [1721]	Пироксеновый андезит Каскадных гор [172]	Океанический щелочной базальт [1011]	Шошониты островных дуг [280]	Латиты островных дуг [2801]	Мадунит [52]	Вайомингит [52]	Гавайит [167]	Щелочной базальт Восточно-Африканского рифта [328]	Натровый риолит Восточно-Африканского рифта [328]	Калиевый риолит Восточно-Африканского рифта [328]
55,83	63,16	45,83	53,74	59,27	55,43	43,56	49,4	47,1	71,6	73,5
0,83	0,54	3,06	1,05	0,56	2,64	2,31	3,16	2,3	0,3	0,2
18,01	18,22	14,99	15,84	15,90	9,63	1,85	16,8	15,2	11,1	11,5
2,63	1,36	3,90	3,25	2,22	2,12	5,57	4,26	5,7	3,1	3,0
4,07	3,33	8,43	4,85	3,19	1,48	0,85	7,52	7,2	2,2	1,0
0,08	сл.	0,14	0,11	0,10	0,08	0,15	—	0,2	0,2	0,1
5,12	2,30	7,65	6,36	5,45	6,11	11,03	4,78	5,9	0,1	0,4
7,40	5,24	10,02	7,90	5,90	2,69	11,89	7,92	10,0	0,9	0,8
3,64	4,06	2,91	2,38	2,67	0,94	0,74	4,50	3,1	5,5	3,5
1,22	1,16	1,18	2,57	2,68	8,00	7,19	1,63	1,3	4,0	4,7
1,3	2,0	1,6	1,2	1,0	0,6	0,5	2,4	2,1	25,0	9,3
3,0	3,5	2,5	0,9	1,0	8,4	9,7	2,8	2,4	1,4	0,7

		Щелочно-базальтовая серия				Щелочная серия		Бимодальная серия	
Континентальный андезит Каскадных гор [2241]	Континентальный дацит Скалистых гор [2211]	Океанический щелочной базальт [881]	Шошонит островных дуг [2801]	Латит островных дуг [2801]	Дацит островных дуг [2801]	Калиевые щелочные базальтоиды [881]	Нефелиниты Восточно-Африканского рифта [50, 511]	Щелочной базальт Восточно-Африканского рифта [50, 511]	Пантеллериты и комендиты Восточно-Африканского рифта [50, 511]
1,4	2,0	1,2	1,5	2,0	2,4	3,5	3,1	1,11	3,4
27	40	30	75	100	120	250	116	33	245
—	—	498	1000	850	900	—	1650	500	55
440	361	600	700	850	850	240	2150	700	41
318	500	400	200	200	200	140	268	336	138
0,06	0,08	0,05	0,11	0,12	0,14	1,78	0,07	0,05	6,0

ный источник.

амфибол и плагиоклаз. Примечательно появление большого количества пирокластов. Отличительной чертой пород этой серии является недосыщенность железом. Отношение $\frac{\sum FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{MgO}$ обычно находится в интервале 0,8—1,6, лишь иногда достигая 2,0. При этом не наблюдается существенного изменения этого отношения с изменением содержания кремнезема. Содержание калия значительно выше, чем в толеитах и колеблется от 1,0% в базальтах до 2,0—2,5% в более кислых разностях. Натрий преобладает над калием, но в значительно меньшей степени, чем в толеитах, отношение Na_2O/K_2O обычно равно 2—3. Для пород известково-щелочной серии характерны повышенные содержания Al_2O_3 (16—18%) и иногда они относятся к высокоглиноземистой серии. Геохимические данные [167, 280] свидетельствуют о повышенном содержании «некогерентных» редких элементов в породах известково-щелочной серии по сравнению с толеитами (см. табл. 3); содержания Rb составляют 10—45 г/т, Sr — 330—460 г/т, Ba — 115—520 г/т; величина K/Rb равна 340—430, Rb/Sr — 0,35—1,20. Породы известково-щелочной серии пользуются широким распространением, составляя главную массу вулканитов островных дуг, а также таких континентальных окраин, как Анды. П. Якеш и А. Уайт [280] установили различия между вулканитами островных дуг и Андийской континентальной окраины (табл. 4). Известково-щелочные породы Анд отличаются от пород островодужного типа более высокими содержаниями кремнезема, Ka, Rb, Sr и повышенной железистостью. С породами известково-щелочной серии связаны медно-порфировые, медно-молибденовые, колчеданно-полиметаллические и золоторудные месторождения.

Таблица 4

СРАВНЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВНЫХ ДУГ И АНДИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ (по П. Якешу и А. Уайту, 1972 г.)

Петро- и геохимическая характеристика	Континентальные окраины андийского типа	Островные дуги
Вариации SiO_2	56—75%	50—66%
$\sum FeO + 0{,}9\,Fe_2O_3/MgO$	Выше 2,0	Ниже 2,0
K_2O/Na_2O	0,60÷1,10	Меньше 0,8
Содержания редких элементов при одинаковых SiO_2 и K_2O	Сравнительно высокие концентрации Rb, Ba, Sr, Ti, V, Zr; низкие значения K/Rb, Ti/V	Более низкие концентрации Rb, Ba, Sr, Ti, V, Zr; более высокие значения K/Rb Ti/V
Вкрапленники	Биотит, роговая обманка, клинопироксен, ортопироксен; редко кварц, гранат, кордиерит	Клинопироксен, ортопироксен, роговая обманка, редко биотит; отсутствуют кварц, гранат, кордиерит

Щелочно-базальтовая (шошонитовая) серия. Породы этой серии близки к породам известково-щелочной серии по железистости, но отличаются более высокими содержаниями щелочей, достигающими в сумме 5% при примерно равном содержании Na_2O и K_2O. Они включают щелочно-оливиновые базальты (шошониты) и подщелоченные андезиты (трахиандезиты, латиты). Содержания редких некогерентных элементов в этих породах возрастают по сравнению с ранее рассмотренными сериями, составляя Rb 75—120 г/т, Sr 700—850 г/т, Ba 850—1000 г/т; значения K/Rb равно 200—400, Rb/Sr 0,11—0,14. Вулканиты этой серии распространены в тыловых частях островных дуг, на вулканических островах, местами на океаническом ложе и в рифтовых зонах на континентах; они известны также на активных континентальных окраинах, где представлены преимущественно латитами. Сколько-нибудь крупных рудных концентраций, связанных с этой серией, практически не известно.

Щелочная серия. Она объединяет породы от основных до кислых с преобладанием основных (базальтовых) разностей и описывается так же, как ассоциация существенно натровых и калиевых щелочных или щелочно-базальтовых пород [52]. Характерной чертой этих пород является появление разностей с нефелином и лейцитом, чем они отличаются от щелочно-базальтовой серии; обычны такие породы, как нефелиниты, гавайиты, фойяиты, муджеириты и т. п. Щелочные базальты этой серии практически не отличимы от аналогичных пород щелочно-базальтовой серии. В более щелочных породах отмечается резкое увеличение содержания щелочных элементов, которые в сумме составляют 6—7% и иногда более. Есть как натровые, так и калиевые разности пород. Другой существенной особенностью щелочных пород являются высокие концентрации титана. Отношение $\frac{\sum FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{MgO}$ равно 0,5—2,4. Содержания некогерентных редких элементов в породах щелочной серии наиболее высокие. Концентрации стронция и бария в некоторых породах достигают 1000 г/т и более. Соответственно увеличиваются и концентрации рубидия, а отношение K/Rb не превышает 250. Рассматриваемые породы распространены на океанических островах, но наиболее характерны для рифтовых структур. Они часто входят в состав вулкано-плутонических ассоциаций щелочных пород со свойственной им редкоземельно-редкометальной минерализацией.

Бимодальная (контрастная) серия. Отличительной чертой этой серии является ассоциация пород резко различного состава: с одной стороны, базальтов, а с другой — риолитов, почти без пород промежуточного, среднего состава. По петрохимическим особенностям и по содержанию ряда редких элементов (см. табл. 2 и 3) базальты близки к породам щелочно-базальтовой серии, а иногда практически не отличимы от них. При этом отмечаются разности как с преобладанием натрия над калием, так и наоборот. Кислые породы обладают иногда очень высокими содержаниями кремнезема (до 76%); натрия в них часто больше, чем калия. Все они отличаются повышенной щелочностью до появления пантеллеритов и комендитов. Базальты характеризуются высокими концентрациями Sr 600 ÷ 1400 г/т, иногда 2000 г/т — при содержаниях Rb 20—50 г/т. Кислые разности имеют высокие концентрации Rb (до 250 г/т), в то время как концентрации Ba и Sr аномально низки. Важной особенностью всех пород серии как основных, так и кислых является низкое отношение Sr^{87}/Sr^{86}, равное 0,7028—0,7064 [283]. Типичным примером пород этой серии являются позднекайнозойские вулканиты Запада США и Восточно-Африканского рифта. В металлогеническом отношении для них

Таблица 5

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРА

Геохимический тип и типоморфные интрузивные комплексы	Состав слагающих пород, характерная форма массивов и экзоконтактовые изменения	Определяющие петрохимические характеристики
Габбро-плагиогранитный. Майнский (Западный Саян)	Габбро, трондьемиты, плагиограниты. Согласные тела малых и средних размеров	Q в гранитах $> +30$ $n > 75$ $f' > m'$
Тоналит-гранодиоритовый. Таннуольский (Восточная Тува)	Тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и граниты. Батолитообразные интрузии. Диоритизация и амфиболитизация вмещающих пород	$n > 65$ $f' > m'$
Гранит-гранодиоритовый. Кыринский (Восточное Забайкалье)	Гранодиориты, граниты. Батолитообразные интрузии. Ороговикование, реже гранитизация вмещающих пород	$n < 65$ $f' > m'$
Диорит-монцонитовый. Акатуевский, амуджикано-сретенский (Восточное Забайкалье)	Габбро-диориты, диориты, монциониты, адамеллиты, гранодиориты, граниты. Малые трещинные тела. Ороговикование	$n < 65$ $m' > f'$
Стандартных гранитов. Кукульбейский (Восточное Забайкалье)	Граниты, редко гранодиориты. Малые интрузии, трещинные тела. Ороговикование, редко маломощные зоны гранитизации	$n < 65$ $f' > m'$
Литий-фтористых гранитов. Редкометальные граниты Монголии	Аляскиты, амазонитовые, альбит-лепидолитовые граниты. Малые трещинные тела. Ороговикование	$n < 65$ $f' > m'$
Агпаитовых гранитов и щелочных пород. Куналейский (Восточное Забайкалье)	Щелочные граниты, моношпатовые граниты, сиениты, граносиениты. Малые тела, пластовые залежи. Ороговикование, фенитизация	Коэффициент агпаитности > 1

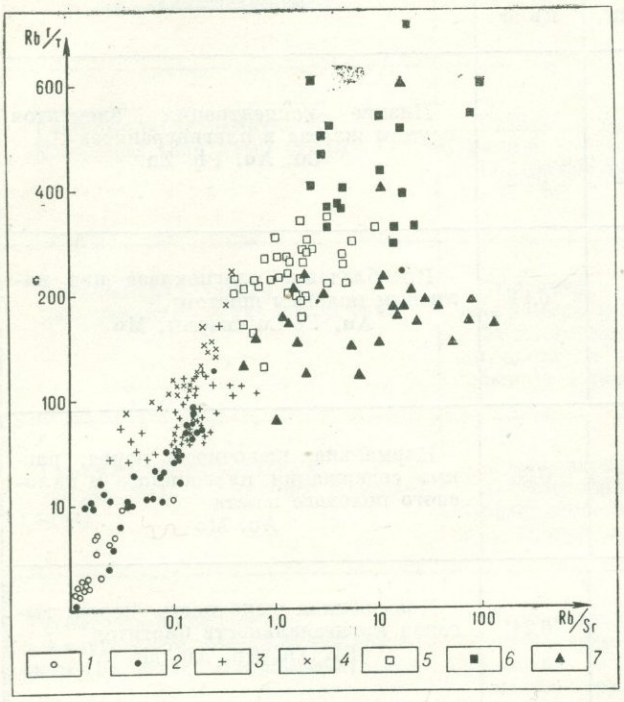
Примечание. Содержание K в %, остальных элементов в г/т.

НИТОИДОВ

Некоторые геохимические параметры						Другие признаки. Ассоциирующая с гранитами рудная минерализация
K	Li	Rb	Sr	K/Rb	Rb/Sr	
0,5	1,9	3,9	187	1282	0,02	Низкие концентрации элементов группы железа в плагиогранитах Cu, Au, Pb, Zn
1,9	22,0	68,0	495	282	0,14	Преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом Au, Fe-Cu скарны, Mo
3,1	33,0	104,0	395	298	0,26	Нормальная щелочность пород; равные содержания плагиоклаза и калиевого полевого шпата Au, Mo
3,6	420	146,0	590	252	0,24	Повышенная щелочность пород; высокая магнезиальность биотитов Pb, Zn, Sn, Au, Mo
4,1	41	286,0	161	143	1,78	Анхиэвтектический, гранитный состав пород Sn, W, Mo
3,8	191	484,0	6	79	80,6	Аномально высокие концентрации литофильных элементов Sn, W, Mo, Nb, Ta
3,9	33	180,0	8	217	22,5	Повышенная щелочность пород Zn, Nb, TR

Рис. 9. Корреляция между Rb и Rb/Sr в гранитоидах различных геохимических типов из Забайкалья, Монголии, Алтае-Саянской области и Невадийского батолита Запада США

1 — габбро-плагиогранитный; *2* — тоналит-гранодиоритовый; *3* — гранит-гранодиоритовый; *4* — диорит-монцонитовый; *5* — стандартных гранитов; *6* — литий-фтористых гранитов; *7* — агпаитовых гранитов



характерна редкометальная — оловянная и бериллиевая минерализации.

Гранитоидные комплексы. Разделение гранитоидов производится прежде всего по их геохимическим характеристикам с учетом состава как самих пород, так и слагающих их минералов. Критерии, по которым выделяются геохимические типы гранитов, изложены в работах Л. В. Таусона [165], М. И. Кузьмина [97], В. И. Коваленко и других [82]. Определенный геохимический тип гранитов включает серии пород, слагающие единые, часто многофазные, массивы, близкие по химическому составу и концентрациям редких элементов и обладающие, в случае многофазных массивов, свойственной только данному типу эволюцией петрогенных и редких элементов. Ведущими признаками для выделения геохимических типов являются: соотношение Na_2O и K_2O, концентрации Rb и Sr, величины отношения Rb/Sr, в ряде случаев содержания Li и F, магнезиальность как самих пород, так и слагающих их минералов и соотношение $\frac{\sum Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (агпаитность пород). На основании этих признаков выделяется семь геохимических типов гранитоидов (табл. 5, рис. 9): 1) габбро-плагиогранитный, 2) тоналит-гранодиоритовый, 3) гранит-гранодиоритовый, 4) диорит-монцонитовый, 5) стандартных гранитов, 6) литий-фтористых гранитов, 7) агпаитовых гранитов и щелочных пород*.

По соотношению натрия и калия гранитоиды четко разделяются на две большие группы: 1) натровую с преобладанием Na_2O над K_2O и 2) калиевую. К первой группе относятся габбро-плагиограниты и тоналит-гранодиориты, ко второй — остальные геохимические типы. Надежным критерием отнесения конкретных пород к той или иной группе является величина петрохимического параметра n. Для натровой группы $n > 65$, калиевой $n < 65$.

Габбро-плагиогранитный тип объединяет породы со значительным преобладанием натрия над калием ($n = 75$—90) и аномально низкими концентрациями литофильных элементов (Rb 3—4 г/т, Sr 170—190 г/т,

* Названия даны по преобладающим породам, свойственным каждому геохимическому типу.

Rb/Sr 0,022). Типичными представителями этого типа гранитов являются породы майнского комплекса Западного Саяна. Породы габбро-плагиогранитного типа слагают, как правило, массивы, согласные с простиранием вмещающих толщ, но контакты повсеместно интрузивные. Массивы часто имеют многофазное строение. Породы первой фазы представлены габбро и имеют небольшое распространение. Основную массу составляют плагиограниты и трондьемиты, переходящие иногда в гранодиориты. Содержания темноцветных минералов (амфибола и биотита) в них невелико. В наибольших количествах, достигающих иногда 60%, отмечается кварц, образующий идиоморфные зерна. Кислый плагиоклаз резко преобладает над калиевым полевым шпатом.

Плагиограниты имеют следующий химический состав (среднее из 14 анализов): SiO_2 74,42%, TiO_2 0,26%, Al_2O_3 12,35%, Fe_2O_3 1,32%, FeO 2,08%, MnO 0,05%, MgO 0,48%, CaO 3,02%, Na_2O 3,98%, K_2O 1,12%*. Обычно они относятся к породам нормального ряда (по классификации А. Н. Заварицкого) и пересыщены свободным кремнеземом ($Q = +35{,}8 \div +49{,}9$). В темноцветных минералах железо преобладает над магнием ($f = 64 \div 78$ против $m' = 10 \div 20$). Гранитоиды обладают небольшой щелочностью ($a - 6 \div 11$), при более высоких для гранитоидов значениях характеристики c (7,5 $\div$ 2,5). На диаграмме Заварицкого они занимают отчетливо обособленное поле по отношению ко всем другим геохимическим типам гранитов. По геохимическим параметрам плагиограниты резко отличаются от всех других гранитоидов (табл. 6). Плагиограниты обеднены по отношению к средним содержаниям в гранитах практически всеми редкими элементами; по их содержанию они более всего близки к толеитам срединно-океанических хребтов. Интересно отметить, что элементы группы железа содержатся в этих породах в очень незначительных количествах, что обусловлено лейкократовым составом пород. В металлогеническом отношении с габбро-плагиогранитами часто пространственно ассоциирует медноколчеданное и полиметаллическое оруденение.

Тоналит-гранодиоритовый тип характеризуется существенно натровым составом пород ($n > 65$) и низкими содержаниями ряда литофильных элементов (Rb 53—96 г/т, Sr 395—700 г/т, Rb/Sr 0,08—0,24). Типоморфными для этого типа могут считаться гранитоиды таннуольского комплекса Тувы. Для тоналит-гранодиоритов обычны крупные батолитообразные массивы, площадь выхода которых составляет сотни квадратных километров. Породы главной фазы представлены тоналитами, гранодиоритами, иногда переходящими в плагиограниты и граниты. В эндоконтактовых фациях отмечаются более основные разности пород — диориты и даже габбро. Отличительной особенностью массивов, сложенных тоналит-гранодиоритами, являются глубокие экзоконтактовые изменения вмещающих пород, вплоть до образования зон экзоконтактовых палингенно-метасоматических фаций, представленных амфиболовыми габбро, мелкозернистыми диоритоподобными породами [59, 128], т. е. внедрение этих пород скорее всего происходило путем магматического замещения вмещающих толщ. Породы данного типа имеют меланократовый состав. Содержание темноцветных минералов (амфибола и биотита) достигает 20—25%. Плагиоклаз (~50%) всегда преобладает над калиевым полевым шпатом (менее 15%). В составе темноцветных минералов железо преобладает над магнием ($f' = 51{,}2$ против $m' = 35{,}2$). Q в среднем равно +14,4. По количеству редких элементов эти граниты отличаются от

* Данные по химическому составу плагиогранитов (майнский комплекс) Э. И. Поволитова.

пород габбро-плагиогранитного типа более высокими концентрациями литофильных элементов, но содержания большинства из них все-таки значительно ниже кларковых (см. табл. 6). В первую очередь это относится к редким щелочам, бериллию. В то же время концентрация Ba и Sr, а также элементов группы железа на уровне или даже несколько выше кларковых. С тоналит-гранодиоритами в разных районах ассоциируют месторождения золота и полиметаллов. В некоторых случаях в зонах экзоконтакта отмечаются магнетитовые скарны с медью. Геохимические признаки связи оруденения с гранитоидами в настоящее время не установлены.

Гранит-гранодиоритовый тип имеет примерно равное соотношение Na_2O и K_2O ($n \sim 62{,}3$) и близкие к кларковым содержания литофильных редких элементов (Rb 60 ÷ 140 г/т, Sr 400—600 г/т, Rb/Sr 0,13 ÷ 0,47). Характерными представителями этого типа являются породы кыринского комплекса Забайкалья, удской серии Становика, Сусамырского батолита Тянь-Шаня, значительной части Невадийского батолита Запада США. Ими обычно сложены крупные интрузивные тела площадью до 1000 км² самой разнообразной формы. Контакты массивов с вмещающими породами, как правило, четкие, интрузивные. Экзоконтактовые ареалы имеют небольшую ширину и выражаются в ороговиковании, значительно реже в гранитизации и амфиболизации вмещающих толщ. В эндоконтактах обычны более основные разности пород вплоть до диоритов, реже габбро. Массивы, как правило, имеют простое строение с резким преобладанием гранодиоритов и биотит-амфиболовых гранитов главной интрузивной фазы и пластовыми телами и жилами жильных

Таблица 6

СОДЕРЖАНИЯ ЩЕЛОЧЕЙ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРА

Геохимический тип гранитов	K	Na	F	Li	Rb	Ba
Габбро-плагиогранитный	0,50	3,1	0,03	1,9	3,9	169
Тоналит-гранодиоритовый	1,9	2,7	0,07	22	68	836
Гранит-гранодиоритовый	3,1	3,2	0,07	33	104	1061
Диорит-монцонитовый	3,6	3,3	0,08	42	143	1230
Граниты стандартного типа	4,1	2,8	0,13	41	286	697
Граниты литий-фтористого типа	3,8	3,4	0,30	191	484	26
Тип агпаитовых гранитов и щелочных пород	3,9	3,2	0,06	33	180	54

Примечание. Содержание K, Na и F в %, остальных элементов, г/т.

гранитов. В некоторых случаях отмечаются породы более поздних фаз, представленные биотитовыми, меланократовыми гранитами и аляскитами.

В гранодиоритах содержания плагиоклаза (№ 20—35) и калиевого полевого шпата примерно равны. Количество темноцветных (биотита и амфибола) колеблются от 10 до 20%. По характеру парагенезисов минералов гранитоиды этого типа относятся к породам нормальной щелочности и отвечают I полю щелочности на диаграмме Д. С. Коржинского.

Биотиты представлены флогопит-аннитами переменного состава и характеризуются нормальной для гранитоидных пород железистостью.

Калиевые полевые шпаты относятся, как правило, к высоким или промежуточным ортоклазам (Δ_p 0,0—0,2). Для них характерны высокие концентрации Ba (0,6 ÷ 1%) и Sr (360—865 г/т), а концентрации Rb низки (182—260 г/т).

По химическому составу породы гранит-гранодиоритового типа относятся к разностям, пересыщенным кремнеземом ($Q = +15 \div +27$). В темноцветных минералах железо преобладает над магнием ($f' = 46{,}8$; $m' = 36{,}6$).

Содержания редких элементов близки к кларковым для гранитов, причем одних (Ba, Sr) несколько выше среднего для гранитов, других (Rb, Be) — ниже кларковых (см. табл. 6). При этом следует отметить, что содержания ряда элементов (Rb, Li, Be и т. п.) в гранитоидах из разных районов значительно варьируют.

Вопросы генетической связи полезных ископаемых с гранит-гранодиоритами требуют своей разработки. В большинстве случаев с ними пространственно ассоциирует золотое оруденение, реже молибденовое. При исследовании

НИТОИДАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ

Sr	Be	Sn	Mo	V	Cr	Co	Ni	Pb	Zn
187	0,6	2,7	—	22		3,6	6,0	4,3	70
495	1,6	4,2	—	114	31	14	21	14	63
395	2,5	3,0	1,9	63	25	4,1	5,6	22	40
590	3,8	4,0	1,8	33	62	6,5	26	27	45
161	5,1	5,0	1,5	20	19	3,8	6,6	31	35
6	8,1	9,0	1,4	—	—	—	—	40	67
8	5,1	7,5	1,6	—	—	—	—	23	72

распределения молибдена в гранитоидах Становика удалось установить тенденцию увеличения его содержания в породах поздних фаз, что является критерием возможной генетической связи молибдена с гранит-гранодиоритами.

Диорит-монцонитовый тип объединяет породы преимущественно средней основности, отличающиеся повышенной щелочностью (парагенезисами пироксена и амфибола с калиевым полевым шпатом) и высокой магнезиальностью темноцветных минералов ($m' > f'$). Характерными представителями этого типа являются диорит-монцонитовые массивы оловоносных районов Сихотэ-Алиня, интрузии акатуевского, шахтаминского и амуджиканосретенского комплексов Забайкалья. Диорит-монцониты слагают тела небольших размеров, сформированные на небольших глубинах (2—2,5 км) с маломощными зонами ороговикования вмещающих толщ. Совокупность пород этого геохимического типа довольно разнообразна: монцониты, сиенит-диориты, кварцевые сиениты, гранодиориты, адамеллиты и граниты. Большей частью массивы имеют простое строение и в них, кроме пород главной фазы, отмечаются только жильные породы. В более редких случаях отмечаются многофазные интрузии, образованные диорит-монцонитами первой фазы и гранодиоритами и гранитами более поздних фаз (например, Шахтаминский массив в Забайкалье).

Гранодиоритовые разности часто имеют порфировидное строение, обусловленное крупными выделениями калиевого полевого шпата. В основных разностях (диориты и монцониты) среди темноцветных минералов присутствуют пироксен, роговая обманка и биотит. Петрографические исследования показывают, что все породы диорит-монцонитового геохимического типа относятся к породам повышенной щелочности (II—III поле щелочности на диаграмме Д. С. Коржинского).

Биотиты этих гранитоидов относятся к магнезиальному ряду, для них характерно присутствие титана в тетраэдрической координации, что косвенно может свидетельствовать о повышенной щелочности пород [83].

Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом с низкой степенью триклинности. Геохимические и геологические данные однозначно свидетельствуют об образовании порфировидных выделений калиевых полевых шпатов на ранних этапах формирования пород. Следует подчеркнуть, что крупные вкрапленники в гранодиоритовых разностях по содержаниям редких элементов очень близки к калиевым полевым шпатам из диорита и монцонитов и содержат: Rb 200—260 г/т, Ba 3000—8000 г/т, Sr 600—800 г/т.

От ранее рассмотренных гранитоидов диорит-монцониты отличаются меньшими значениями характеристики $n = 50 \div 60$ и значительным преобладанием железа над магнием в темноцветных минералах ($m' = 46{,}2$; $f' = 38{,}2$).

Содержания редких элементов в гранитоидах диорит-монцонитового типа приведены в табл. 6. Только концентрации Rb и Be в этих гранитах ниже, чем кларковые; содержания остальных элементов на уровне или даже выше кларковых. По геохимическим данным все породы рассматриваемого типа от гранитов до монцонитов очень близки между собой. Они имеют одинаковые концентрации Rb 135—150 г/т, Be 3,4—4,0 г/т, Sr 450—700 г/т, Pb 25—30 г/т, Zn 40—55 г/т. С интрузиями диорит-монцонитов парагенетически связаны месторождения полиметаллов, золота, молибдена, а также минерализация олово-сульфидного типа. Детальные геохимические исследования [9, 166] показывают общность глубинного источника как самой диорит-монцонитовой магмы, так и рудного вещества.

Оставшиеся три геохимических типа гранитов (стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов и агпаитовых гранитов и щелочных пород) выделяются в качестве редкометальных, так как с ними связан разнообразный комплекс редкометальных месторождений [82, 97]. Они широко развиты в Монголо-Охотском поясе, Средней Азии, Казахстане, Западной Европе и других местах.

Граниты стандартного типа объединяют граниты анхиэвтектического состава, нормальной щелочности ($K_2O \approx Na_2O$) с кларковыми содержаниями большинства литофильных редких элементов, при несколько повышенной концентрации рубидия. Основная масса пород этого типа представлена лейкократовыми биотитовыми гранитами, реже отмечаются гранодиоритовые разности, являющиеся, как правило, эндоконтактовыми фациями. Массивы гранитов стандартного типа обычно имеют небольшие размеры и размещение их контролируется разрывными нарушениями. Экзоконтактовые изменения выражаются в незначительных зонах ороговикования. В массивах выделяются породы главной фазы, которые пересекаются пластовыми телами дополнительных интрузий и жилами пегматитов и жильных гранитов. Граниты главной фазы состоят из плагиоклаза (30—35%), калиевого полевого шпата (25—33%), кварца (25—35%) и биотита (до 5%). Среди пород поздних фаз часто появляются двуслюдяные разности (мусковита до 5%) с гранатом и турмалином. Среди акцессорных минералов установлены: сфен, апатит, циркон, флюорит, ортит, иногда монацит. Парагенетический анализ позволяет отнести эти граниты к породам I поля щелочности по Д. С. Коржинскому.

Биотит представлен разновидностью, близкой к сидерофиллиту. Калиевый полевой шпат имеет состав $Орт_{83-87}$, $Аб_{13-17}$, а по степени упорядоченности отвечает решетчатому микроклину. Он содержит высокие концентрации Rb 500—1000 г/т, а Ba и Sr составляют соответственно 600—2000 г/т и 130—230 г/т.

Петрохимически граниты стандартного типа располагаются в значительно более узком интервале параметров b (10—1) и c (3—0,5), чем выше рассмотренные гранитоиды. Такая выдержанность составов характерна для анхиэвтектических пород. Граниты пересыщены кремнеземом ($Q > +30$), при примерно равном соотношении калия и натрия ($n \approx 50$). В составе темноцветных минералов железо резко преобладает над магнием ($f' > m'$). Содержание большинства редких элементов близко к кларковым, концентрации рубидия всегда несколько повышены, а Ba и Sr понижены (см. табл. 6). В породах поздних фаз отмечается увеличение содержаний Rb и Be, концентрации Li, Ba и Sr закономерно уменьшаются.

С гранитами этого типа генетически связаны оловянные и вольфрамовые грейзеновые и кварцево-жильные месторождения. При этом в рудоносных массивах, как было показано для олова, повышаются содержания рудных элементов в породах поздних фаз и резко увеличиваются дисперсии концентраций элементов [98].

Граниты литий-фтористого типа отличаются высокими концентрациями литофильных редких элементов, особенно лития и фтора, и аномально низкими концентрациями бария и стронция. Наиолее распространенной петрографической разновидностью этого типа являются аляскиты. Они слагают самостоятельные массивы малых размеров (не более первых десятков квадратных километров), приуроченные к зонам разломов. Граниты литий-фтористого типа развиты в тех местах, где максимальное развитие получили одновозрастные с ними граниты стандартного типа. Замечательной особенностью литий-фтористых гранитов является появление в процессе их

дифференциации амазонитовых и лепидолитовых разностей пород. Детальные исследования этих гранитов были проведены В. И. Коваленко [82], который показал возможность их образования из остаточных гранитных расплавов в условиях повышенных потенциалов лития и фтора, т. е. их можно рассматривать как гранитоиды, образовавшиеся при глубокой дифференциации (эволюции) гранитов стандартного геохимического типа. Поэтому при региональных тектонических и металлогенических построениях эти два типа гранитов описываются совместно. Однако для детального металлогенического анализа выделение этих гранитов очень важно, так как практически все массивы этих гранитов являются потенциально рудоносными, с ними связано редкометальное оруденение [82]. Рассматриваемый тип гранитов легко диагностируется на основании геохимических данных (см. табл. 6). Для него характерны резко повышенные содержания F, Li, Rb, Sn и Be, количество которых еще более увеличивается в поздних амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитах. Содержания же Ba и Sr в них почти на порядок ниже средних для гранитов.

Тип агпаитовых гранитов и щелочных пород. В эту группу отнесены породы довольно разнообразного состава, но с признаками повышенной щелочности, т. е. с коэффициентом агпаитности, большим 1, и с присутствием щелочных темноцветных минералов. В нее включаются моношпатовые граниты, щелочные граниты, породы граносиенит-сиенитового состава и нефелиновые сиениты. Массивы щелочных и моношпатовых гранитов приурочены к разрывным нарушениям. Форма некоторых из них близка к пластинообразной или пластовой залежи. Вмещающие породы в экзоконтактах массивов щелочных гранитов изменены слабо. Отмечаются в некоторых случаях маломощные зоны фенитизации и слабое ороговикование.

Широким распространением среди пород этого типа пользуются моношпатовые аляскиты. Они характеризуются моношпатовым составом (калиевый полевой шпат — пертит 60—70%, кварц 30—40%). Структура пород обычно является гранофировой. В качестве второстепенных минералов присутствует биотит, а из акцессорных — флюорит, циркон, магнетит. Состав биотитов варьирует в широких пределах от сидерофиллитов до сильно магниевых биотитов.

Массивы щелочных гранитов представлены также моношпатовыми рибекитовыми и рибекит-эгириновыми гранитами. Наиболее распространенным минералом в этих породах является калиевый полевой шпат — пертит (60—65%) состава $Орт_{43-63}$, $Аб_{37-57}$. Содержания кварца составляют 30—35%. В качестве второстепенных минералов отмечаются щелочной амфибол (3—4%), эгирин (1,5—2%) и плагиоклаз № 5—12 (1—2%).

По составу амфиболов среди щелочных гранитов выделяются две группы: 1) гранитоиды с амфиболами рибекит-гастингситовой серии и 2) гранитоиды с малокальциевыми амфиболами рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии. Рибекит-гастингситовые разности гранитов бедны акцессорными минералами, среди которых отмечаются только ильменит, циркон и флюорит. Породы жильной серии представлены всевозможными порфировыми разностями. Для этих пород характерны постепенные переходы в граносиениты и кварцевые сиениты, иногда с биотитом, и в моношпатовые граниты. Для щелочных гранитов с амфиболом рибекит-арфведсонитовой серии содержание акцессорных минералов более значительно, особенно в породах поздних фаз. Здесь наблюдаются: ильменит, эльпидит, монацит, астрофиллит, торит, циркон, корунд, танталониобаты, сфен и ряд редкометальных минералов. Среди пород жильной серии

отмечаются обогащенные щелочными темноцветными и редкометальными минералами пегматиты, экериты и грорудиты.

По химическому составу щелочные граниты близки к средним составам щелочных гранитов и пэзанитов по Р. Дэли. Для них характерны высокие значения коэффициента агпаитности и соответственно пониженные значения характеристики *a*.

Средние содержания редких элементов в щелочных гранитах близки к кларкам для гранитов (см. табл. 6), а содержания Ba и Sr на порядок ниже кларковых. В гранитах с рибекит-гастингситовым амфиболом наблюдаются очень незначительные изменения содержаний редких элементов в породах поздних фаз [82]. В последовательных дифференциатах щелочных гранитов с рибекит-арфведсонитовым амфиболом наблюдается увеличение концентраций Rb, Li, Sn, F и Zn. Особенно высокими оказываются концентрации этих элементов в куполовидных массивах поздних фаз. В них содержания Li доходят до 480 г/т, Rb до 460 г/т, а содержания Zr достигают 5%, TR 0,5%, Nb 0,08%, Th 0,08%. Именно с этими разновидностями щелочных гранитов проявляется редкометальная (ниобий-цирконий-редкоземельная) минерализация.

При изучении магматизма складчатых поясов многие исследователи обращали внимание на связь эффузивного и интрузивного магматизма. В настоящее время установлено, что габбро-плагиогранитные интрузии комагматичны с вулканитами толеитовых серий, интрузии тоналит-гранодиоритов и гранит-гранодиоритов — с известково-щелочными сериями, диорит-монцонитовые — со щелочно-базальтовыми вулканитами, а редкометальные граниты — с кислыми членами бимодальных серий. Эта связь подтверждается постоянными пространственными ассоциациями одновозрастных интрузий и вулканитов, а в ряде районов — детальными геологическими исследованиями.

Офиолитовые комплексы. Они понимаются нами как ассоциация альпинотипных гипербазитов, габбро, подводных лав спилит-диабазового состава и глубоководных кремнистых осадков, т. е. в полном соответствии со ставшими уже классическими разрезами офиолитовых комплексов, изученными во многих складчатых поясах мира. В настоящее время выясняется, что офиолитовые комплексы не единообразны; среди них можно выделить, по крайней мере, две различные группы.

Офиолиты, принадлежащие первой группе, описаны в Тродосском массиве на о-ве Кипр, в Ньюфаундленде [220], в Омане [356], на о-ве Макуори [394] и хр. Хан-Тайшир в Монголии. Здесь разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Гипербазитовый слой, образованный главным образом дунитами и перидотитами (гарцбургитами), испытавшими полифазные деформации и метаморфизм, обычно почти нацело серпентинизированными . .	5000—7000 м
2. Горизонт, представленный полосчатыми разностями ультраосновных пород: тонким чередованием слойков гарцбургитов и клинопироксенитов	от 400—500 до 1000 м
3. Пироксенитовый слой, состоящий в основном из клинопироксенитов	50—200 м

4. Габбровый слой, сложенный меланократовыми пироксеновыми габбро, троктолитами, габбро-норитами, часто обладающими расслоенной текстурой; в виде неправильных секущих тел в них заключены лейкогаббро и тоналиты . . . . . 300—500 м
5. Пластинчатый (sheeted) комплекс параллельных даек существенно диабазового состава, почти на 100% заполняющих все пространство . . . 500—100 »
6. Толща подушечных лав спилитов и диабазов, отвечающих по составу низкокалиевым толеитам . . . . 1000—1500 »
7. Осадочная толща, включающая кремнистые сланцы, яшмы, глинистые сланцы, тонкие слойки граувакк турбидитного происхождения, известняки . . . . . от нескольких десятков до первых сотен метров

Офиолиты второй группы свойственны многим офиолитовым поясам Урала, Альпийскому поясу, Средней Азии, Южной Монголии и другим районам [72, 73, 80, 332]. Они отличаются от первой группы отсутствием пластинчатого комплекса параллельных даек и значительно большим развитием среди гипербазитов разностей с клинопироксеном. В разрезе сохраняется общая стратификация — внизу мощный гипербазитовый слой, посредине мощный габбровый слой и вверху спилит-диабазовые лавы.

По химическому составу среди гипербазитов можно выделить также две группы. По данным Л. В. Дмитриева [61], Ю. М. Шейнманна и Б. Г. Лутца [186], гипербазиты делятся на слабо дифференцированные и высоко дифференцированные разности. В слабо дифференцированных разностях по сравнению с сильно дифференцированными выше концентрации щелочей, кальция, алюминия и ниже магния и железа; в них также обнаруживаются более высокие содержания некогерентных редких элементов (Rb, Ba, Sr и т. п.) и ряда рудных элементов [9]. Так, в первой группе содержания K равны 0,1—0,2% против 0,03, во второй, соответственно Rb 5 г/т против 0,5—2 г/т, Sr 100—130 г/т против 10 г/т, Ba 50—70 г/т против 1 г/т [31, 109]. Ю. М. Шейнманн и Б. Г. Лутц [186] полагают, что гипербазиты первой группы (недифференцированные) свойственны океаническим хребтам, а второй — только складчатым зонам континентов, поскольку они объединяют, так называемые, альпинотипные гипербазиты (хотя уже на их диаграммах видно, что поля тех и других перекрываются). Однако В. Л. Барсуков, Л. В. Дмитриев [9] показали еще раньше, что альпинотипные лерцолиты и гарцбургиты ничем не отличаются от гипербазитов срединно-океанических хребтов.

На основании проведенного нами анализа установлено, что если брать конкретные массивы альпинотипных гипербазитов, то часть из них действительно попадает на диаграммах Ю. М. Шейнманна и Б. Г. Лутца в поле дифференцированных гипербазитов, а другая — в поле недифференцированных, свойственных только срединно-океаническим хребтам (рис. 10). Выясняется, что большинство составов пород вуриносского комплекса (Греция), гипербазитов Алтае-Саянской области, часть массивов Корякского нагорья и других районов отвечает сильно дифференцированным, альпинотипным, в понимании Ю. М. Шейнманна и Б. Г. Лутца, гипербазитам. В то же время составы

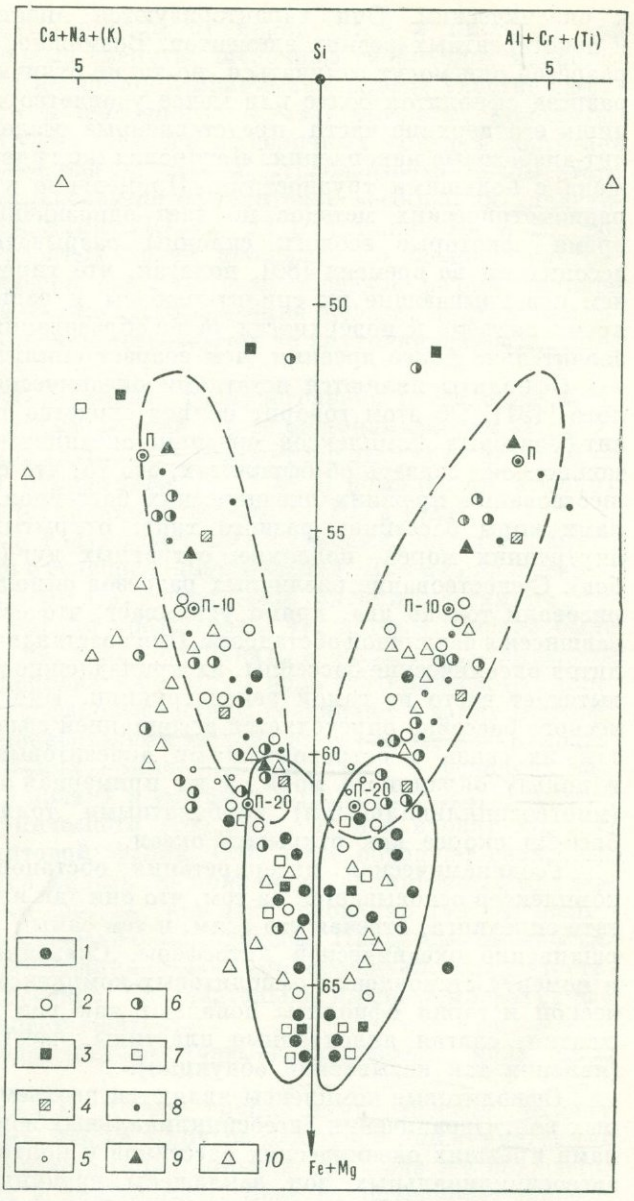


Рис. 10. Диаграмма Л. В. Дмитриева изменения составов гипербазитов из различных массивов

1 — Алтае-Саянская область (по Г. В. Пинусу и Ю. П. Колеснику, 1966 г.), *2* — Корякия (по Г. В. Пинусу и др., 1973 г.), *3* — Урал (по Г. Б. Руднику, 1968 г. и Г. А. Савельевой, 1973 г.), *4* — Тродосский массив Кипра (по Э. Мурсу и Ф. Вайну, 1971 г.), *5* — Вуриносский массив Греции (по Э. Мурсу, 1969 г.), *6* — Корнуэлл (по Д. Грину, 1964 г.), *7* — Афганистан (по М. А. Чальяну, 1974 г.), *8* — Хантайширский массив Монголии (по М. И. Кузьмину, 1975 г.), *9* — Дзоленский массив Монголии (по А. С. Павленко, 1974 г.), *10* — Сихотэ-Алинь (по С. С. Зимину, 1973 г.). П — пиролит, П-10 — пиролит за вычетом 10% выплавки базальта, П-20 — пиролит за вычетом 20% выплавки базальта. Сплошная линия — поле альпинотипных гипербазитов, пунктирная линия — поле океанических гипербазитов (по Ю. М. Шейнманну и Б. Г. Лутцу, 1974 г.)

гипербазитов Тродосского массива, некоторые массивы Урала, Армении, Корякского нагорья, Корнуэлла, Афганистана концентрируются в поле слабо дифференцированных шпинелевых разностей. На той же диаграмме (см. рис. 10) нанесены точки состава пиролита Г. Б. Рингвуда и состава пиролита при вычитании из него 10 и 20% океанического базальта по В. Л. Кутолину [101]. Пиролит располагается в верхней части диаграммы, а пиролит с «выплавкой». 20% базальта попадает уже в поле дифференцированных гипербазитов. Можно думать, что различие в составах гипербазитов двух групп обусловлено степенью извлечения из мантийного вещества базальтовой составляющей. Следовательно, среди альпинотипных гипербазитов есть полные аналоги гипербазитов срединно-океанических хребтов и есть другая группа, которая формировалась в каких-то других условиях. Такими условиями скорее всего могут быть, например, обстановки, в которых находятся офиолиты о-ва Макуори в юго-восточной части Индийского океана, приуроченного к границе скольжения друг относительно друга двух океанических плит: Индийской и Тихоокеанской.

Вулканические члены офиолитовых ассоциаций по химическому составу отвечают толеитовым сериям и, как правило, примитивным базальтам, близким

к океаническим. Они характеризуются низкими концентрациями щелочей и некогерентных редких элементов. Возможно, в разных типах офиолитовых разрезов они могут отличаться, но такие отличия пока не выявлены. Из всего разреза офиолитов более или менее удовлетворительной датировке поддаются лишь его верхние части, представленные осадочными породами, и реже спилит-диабазовые накопления. Датировка же гипербазитов, как известно, сопряжена с большими трудностями. Применение к альпинотипным гипербазитам радиометрических методов не дает однозначных результатов. В настоящее время некоторые геологи склонны разрывать формирование офиолитовой ассоциации во времени [80], полагая, что гипербазиты образовались раньше, чем перекрывающие их спилит-диабазы и радиоляриты. По нашему мнению, время подъема к поверхности (а не образования) гипербазитов не может быть значительно более древним, чем возраст спилит-диабазовой формации.

Офиолиты являются остатками океанической коры геологического прошлого [131]. Об этом говорит полное сходство разрезов офиолитов и гипербазит-базитовых комплексов срединно-океанических хребтов. Однако все, что можно пока сказать об офиолитах, это то, что они являются показателями существования прежних океанических бассейнов. Офиолиты могут быть остатками коры бассейнов разного типа: открытых океанов, окраинных морей, внутренних морей, подложья островных дуг (склонов глубоководных желобов). Существование различных разрезов офиолитов, из которых мы охарактеризовали только два, прямо указывает, что есть разные офиолиты, формировавшиеся в различной обстановке. При восстановлении по распространению офиолитов океанические бассейны, их принадлежность к одному из типов бассейнов вытекает часто из самой реконструкции. Иногда трактовка природы океанического бассейна определяется ассоциацией офиолитов с другими комплексами; так, их связь с островодужными андезитовыми комплексами говорит скорее в пользу окраинного моря, а их примерная одновозрастность с шельфовыми (миогеосинклинальными) карбонатными толщами позволяет истолковывать бассейн скорее как открытый океан.

Геодинамическая интерпретация обстановки образования офиолитовых комплексов основывается на том, что они так или иначе формируются в результате спрединга, отвечая его осям, и тем самым указывают на растяжение и наращивание океанической литосферы. Сказанное относится, конечно, только к моменту становления офиолитовых комплексов. В ходе дальнейшей геологической истории офиолиты попадают как раз в зоны наиболее интенсивного сжатия, слагая аллохтонные пластины, частично надвинутые на континент (явления так называемой обдукции).

Офиолитовые комплексы являются неотъемлемой частью эвгеосинклинальных зон. Ограничения эвгеосинклинальных зон тем самым совпадают с окраинами прежних океанических бассейнов и континентальных областей, а внутри эвгеосинклинальных зон заключены границы прежних литосферных плит (и микроплит). Для офиолитов наиболее характерны платино-хромитовые и колчеданно-полиметаллические месторождения.

Щелочно-ультраосновные комплексы. В эту группу включены сложные вулкано-плутонические массивы, принадлежащие к щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной формациям [52]. Наиболее характерной их чертой является высокая щелочность, выражающаяся как в присутствии в составе пород фельдшпатоидов (нефелина, канкринита), ассоциирующих со щелочными темноцветными минералами (эгирин, рибекит и др.), так и в появлении контактовых метасоматитов типа фенитов. Состав этих комплексов очень пестрый

и включает пироксен-нефелиновые породы (от перидотитов и пироксенитов до йолитов и уртитов), нефелиновые сиениты, щелочные габброиды, карбонатиты. Кроме того, в составе этих ассоциаций принимают иногда участие эффузивные породы ультраосновного и щелочного состава: пикриты, фонолиты, меймечиты, нефелиниты и др. Сумма щелочей в щелочных породах достигает 8—11% при преобладании натрия над калием. Ультрабазитовые члены этого комплекса в отличие от базит-гипербазитов офиолитовой ассоциации характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 (2—4%), а также Ba и Sr, содержания которых достигают десятых долей процента. Со щелочно-ультраосновными комплексами генетически связаны разнообразное редкометальное оруденение (Nb, Ta, Zr, TR), а также месторождения железа, апатита и флогопита. Наиболее часто эти комплексы встречаются во внутриконтинентальных рифтовых зонах.

Метаморфические комплексы. Наиболее распространено разделение метаморфических комплексов складчатых поясов по термодинамическим (P и T) условиям их формирования на две группы: 1) комплексов высоких давлений — низких температур (с высоким отношением P/T) и 2) комплексов высоких температур — низких давлений (с низким отношением P/T) [325].

Первая из них представлена глаукофановыми сланцами, чередующимися с породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Для их образования необходимы давления порядка $10 \cdot 10^8$ Па, достигаемые (литостатически) на глубинах около 40 км. Поскольку трудно представить, что породы сначала были погружены и метаморфизованы на таких глубинах, а затем вновь выведены на поверхность, то приходится допускать большую роль тектонического давления. Считается поэтому, что глаукофановые сланцы возникают в зонах Беньофа (зонах субдукции) и являются показателями выхода этих зон на поверхность.

Вторая группа метаморфических комплексов возникает в условиях высоких (400—600° С) температур и низких и умеренных ($3 \div 6 \cdot 10^8$ Па) давлений при больших значениях геотермического градиента. В нее входят породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Они часто образуют гнейсовые купола и местами расплавляются вплоть до появления палингенных анхиэвтектических выплавок гранитного состава; это дает основание для выделения в ряде случаев гранитно-метаморфических комплексов. Процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации обычно сопровождают складчатость, приводящую к общему смятию осадков. Следовательно, высокотемпературный метаморфизм протекает в обстановке сжатия.

Осадочные комплексы. Среди них выделяются флишевые, молассовые и карбонатные комплексы.

Флишевые комплексы. К этой группе нами отнесены, наряду с типично флишевыми формациями, также и другие близкие к ним терригенные комплексы — граувакковые, кремнисто-терригенные и др. Сюда же включены образования типа дикого флиша и олистостром. Всех их объединяет образование в условиях преобладающей турбидитной седиментации с подводными оползнями и обвалами. Это в основном осадки континентального подножия в открытом океане, на приостровных склонах глубоководных желобов, в окраинных морях, но в ряде случаев — образования глубоких эпиконтинентальных прогибов (например, флиш внешних прогибов). Эти комплексы отмечают собой резкую контрастность рельефа и нередко (олистостромы) начавшееся сжатие и покровообразование. Флишевые толщи достаточно разнообразны. Среди них можно выделить две разновидности. Флиш первой из них образован зрелыми турбидитами, с высоким содержанием обломков кварца, полевых

шпатов и метаморфических пород (т. е. обломочный материал имел континентальный источник). Такого рода флиш формируется на континентальном подножье у окраин атлантического типа. Он переходит по латерали в песчаные и известняковые мелководные толщи или в дельтовые осадки. Флиш второй разновидности состоит из незрелых турбидитов (обычно с диким флишем), в составе обломочного материала которых почти нет кварца, но в обилии представлены вулканические породы. Это граувакковый флиш, свойственный обстановке островных дуг [355]. Он отлагается либо на осадках океанического ложа и офиолитах, либо на более древних комплексах островодужного типа. В этом флише часто заключены рифовые известняки.

Молассовые комплексы. К молассам, как это общепринято, относятся преимущественно грубообломочные континентальные накопления. Нами принята палеогеографическая трактовка моласс в виде коррелятивно связанных с подъемом и разрушением горных сооружений, как на континентах, так и в системах островных дуг.

Карбонатные комплексы. Практически в любых складчатых областях широко распространены толщи мелководных, богатых фауной известняков, местами возникших за счет прежних рифов. Они часто находятся в сложных соотношениях с другими комплексами, в том числе формировавшимися в глубоководных условиях, но в большинстве случаев слагают обширные пространства внешних амагматичных, или миогеосинклинальных зон складчатых областей. Проведенные многими геологами сравнения миогеосинклинальных карбонатных толщ с молодыми (мезо-кайнозойскими) осадками восточного, приатлантического побережья Северной Америки позволяют уверенно интерпретировать их как показатели пассивных континентальных окраин атлантического типа. По распространению рифовых известняков удается реставрировать древние барьерные рифы. Наконец, некоторые карбонатные комплексы могут быть осадками, формировавшимися на склонах океанических островов, срединно-океанических хребтов и других океанических поднятий.

ВЫЯВЛЕНИЕ ЛАТЕРАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Металлогенический анализ, или выявление закономерностей размещения эндогенных полезных ископаемых в пространстве и их проявления во времени, всегда основываются на установлении генетических связей рудных месторождений с теми или иными геологическими образованиями и прежде всего с магматическими комплексами. Поскольку такие связи в большинстве случаев действительно устанавливаются, задача сводится в первую очередь к поискам закономерностей в размещении рудоносных магматических (и иных) комплексов. Для металлогенического анализа западной части Тихоокеанского кольца разработаны два метода.

Один из них, сложившийся после работ Ю. А. Билибина [19] и получивший широкое распространение, основан на выделении в тектоническом развитии геосинклиналей нескольких стадий, с каждой из которых связаны определенные магматические комплексы, характеризующиеся типичными для них проявлениями эндогенного оруденения. Анализ пространственного размещения месторождений сводится в этом случае к оконтуриванию структурно-формационных зон, отвечающих различным стадиям эволюции геосинклиналей

и металлогенических циклов. Этот метод целиком основан на классической теории геосинклиналей. Он выявляет закономерности проявления металлогении во времени, по вертикали. На одной и той же территории происходит смена, так сказать, фемического режима с характерным для него базит-гипербазитовым магматизмом и халькофильной минерализацией (медно-никелевой, колчеданной и др.) сиалическим, сопровождающимся гранитоидным магматизмом и литофильной (оловянно-вольфрамовой, медно-молибденовой и др.) минерализацией. Если гранитоиды появляются в пределах данного района неоднократно, то повторно возникают и оловянно-вольфрамовые месторождения. В этом случае их появление относится к тектоно-магматической активизации, никак не связанной с предшествующим развитием. Эта активизация зачастую считается автономной, т. е. вообще не зависящей от событий, происходящих одновременно на смежных территориях. Само познание металлогении должно сводиться в этом случае к оконтуриванию участков, подвергшихся тектоно-магматической активизации, и определению в их пределах рудоконтролирующих структур.

Второй метод основан на разделении Тихоокеанского пояса на две зоны: внутреннюю с преимущественно халькофильной минерализацией и внешнюю, характеризующуюся литофильным, прежде всего редкометальным оруденением. С. С. Смирнов, обосновавший это разделение, писал, что «основная причина наблюдаемой закономерности скорее обусловлена не различием в возрасте минерализации, а разным положением в мобильной зоне» [158, стр. 60]. Следовательно, при таком подходе металлогенический анализ должен опираться на поиски закономерностей пространственного распределения одновозрастных магматических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, т. е. на выявлении латеральной металлогенической зональности. Мы будем придерживаться второго метода. На большинство выполненных нами палеотектонических реконструкций нанесены также эндогенные месторождения полезных ископаемых. Они дают, во-первых, дополнительную геохимическую характеристику эндогенных процессов, а во-вторых, рассмотрение их пространственного распределения позволяет выявить латеральную металлогеническую зональность каждой эпохи. К числу рассматриваемых нами рудных элементов относятся олово, вольфрам, молибден, золото, свинец, цинк, медь, ртуть и сурьма, а также хром и никель.

Подобный подход к металлогеническому анализу следует из концепции новой глобальной тектоники, показавшей, что должна существовать закономерная смена магматизма не только во времени, но и в пространстве. Различным геодинамическим обстановкам свойствен различный магматизм и, следовательно, различная металлогения. Уже появились работы [81, 257, 368, 377], в которых показана приуроченность эндогенной металлогении к границам молодых (кайнозойских) литосферных плит. Обнаруживая подобные границы плит в ископаемом виде, можно ожидать закономерное по отношению к ним размещение магматических проявлений и эндогенных полезных ископаемых. В последние годы была показана большая рудоконтролирующая роль зон Беньофа и связанная с этими зонами латеральная металлогеническая зональность [156, 377, 414]. Задача металлогенического анализа с новых позиций состоит, во-первых, в том, чтобы выявить особенности металлогении каждого типа границ литосферных плит, или каждого из типов геодинамических обстановок с попыткой установить связи между ними в глобальном масштабе, и, во-вторых, в том, чтобы определить зональность внутри обстановок, свойственных какому-нибудь одному типу границ плит.

Палеотектонический анализ

При современном уровне знаний более или менее удовлетворительные палеотектонические реконструкции могут быть выполнены для фанерозойского времени, начиная с конца докембрия. Описание геодинамических обстановок конца докембрия и палеозоя базируется в данной работе преимущественно на материалах Центрально-Азиатского пояса. Мезозойские и кайнозойские обстановки (за исключением систем островных дуг, охарактеризованных в первом разделе работы) разбираются на примере Тихоокеанского подвижного пояса. Отдельно рассматриваются современные обстановки Средиземноморья. Региональные палеотектонические реконструкции, касающиеся преимущественно названных выше регионов, дополняются глобальными реконструкциями по каждому интервалу времени.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Палеозойские реконструкции в общем весьма немногочисленны. Их условно можно разделить на две группы.

К первой из них относятся реконструкции для всего земного шара, основанные главным образом на изучении палеомагнетизма горных пород. Эти реконструкции, часто очень противоречивые и взаимоисключающие, производились многими исследователями [91, 182, 229, 310, 379]. Из них наиболее интересны и наиболее детальны реконструкции А. Смита и других [379]. К этой группе тяготеют также реконструкции палеогеографии палеозоя У. Маккероу и А. Зиглера [315], на которых в крайне обобщенном виде показаны гипотетические палеозойские океаны. Все эти реконструкции, основанные на палеомагнитных данных, дают, по-видимому, удовлетворительную картину для перми и карбона, но что касается более ранних интервалов, особенно раннепалеозойских, то большинство этих построений выглядит, на наш взгляд, довольно фантастическими.

Ко второй группе относятся реконструкции, которые опираются преимущественно на изучение геологии и особенно на распространение офиолитовых и связанных с ними комплексов. Такие реконструкции выполнены лишь для отдельных крупных регионов. Наиболее известны реконструкции раннепалеозойского прото-Атлантического океана, начатые Дж. Т. Вильсоном [405] и продолженные рядом других исследователей [231, 259, 370]. В последнее время были предприняты попытки восстановить прежнее расположение континентов и океанических бассейнов для палеозоя Центральной Азии [57, 70, 120, 414]. Эти реконструкции объединяет то, что в них океанические бассейны реставрируются по распространению офиолитовых комплексов и что в них производится актуалистическая интерпретация былых геологических обстановок с выявлением разных типов границ прежних литосферных плит. В наших реконструкциях мы основываемся преимущественно на геологических

данных, но, естественно, учитываем и результаты палеомагнитных исследований.

Рассмотрим палеозойскую историю трех несколько условно выделяемых интервалов: ранний палеозой (совместно с поздним докембрием), средний палеозой и поздний палеозой. Этим интервалам примерно отвечают проявления главных складкообразовательных движений, время формирования континентальных вулкано-плутонических комплексов и, пожалуй, самое существенное, время образования самостоятельных офиолитовых ассоциаций и, следовательно, океанических бассейнов.

РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса

Центрально-Азиатский складчатый пояс включает палеозойские складчатые сооружения, располагающиеся между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами на юге. В качестве составных частей в него входят Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Джунгария, Алтае-Саянская область, Монголия и Забайкалье.

Реконструкция раннепалеозойских океанических бассейнов. Ранний палеозой и поздний докембрий отвечают периоду формирования каледонских складчатых комплексов. На рис. 11 показаны выходы докаледонского основания и важнейшие каледонские комплексы.

К докаледонскому основанию отнесены метаморфические толщи, сформированные до позднего рифея, т. е. до 1100—1000 млн. лет, известные на южном обрамлении Сибирской платформы (протеро-Саян, Хамар-Дабан, Сангилен), на юге Хангайского нагорья в Монголии и на Кокчетавском и Улутавском массивах Казахстана. Среди каледонских комплексов (поздний рифей — ранний палеозой) на рис. 11 отдельно обособлены выходы офиолитовой ассоциации. Более поздние, среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны оставлены в виде белой полосы; в них каледонские комплексы отсутствуют.

Остановимся на характеристике офиолитовых комплексов.

В Енисейском кряже зеленокаменные породы с гипербазитами выходят по западному краю кряжа (Вороговский прогиб), их возраст является допозднерифейским — 1000 млн. лет [138].

В Кузнецком Алатау и сопредельных частях Батеневского кряжа давно уже известны гипербазитовые пояса, которые до самого последнего времени считались раннекембрийскими. И. П. Ивонин (1971 г.) показал, что эти гипербазиты совместно с амфиболитами и метадиабазами Томского и Терсинского выступов принадлежат к единой офиолитовой ассоциации допозднерифейского возраста (900—1050 млн. лет). Они перекрыты карбонатными толщами конца докембрия и начала кембрия (енисейская и усинская свиты). В Горной Шории, наряду с такими же древними зеленокаменными породами (лежащими, видимо, ниже баратальской свиты) есть, вероятно, и более молодые — вендско-раннекембрийские спилит-диабазовые толщи (кондомская свита), включающие тела гипербазитов.

На Салаире офиолиты выходят только в его осевой части, где представлены сильно метаморфизованной спилит-диабазовой толщей, включающей гипербазиты [176]. Возраст этих образований неясен; известно, что выше них лежат

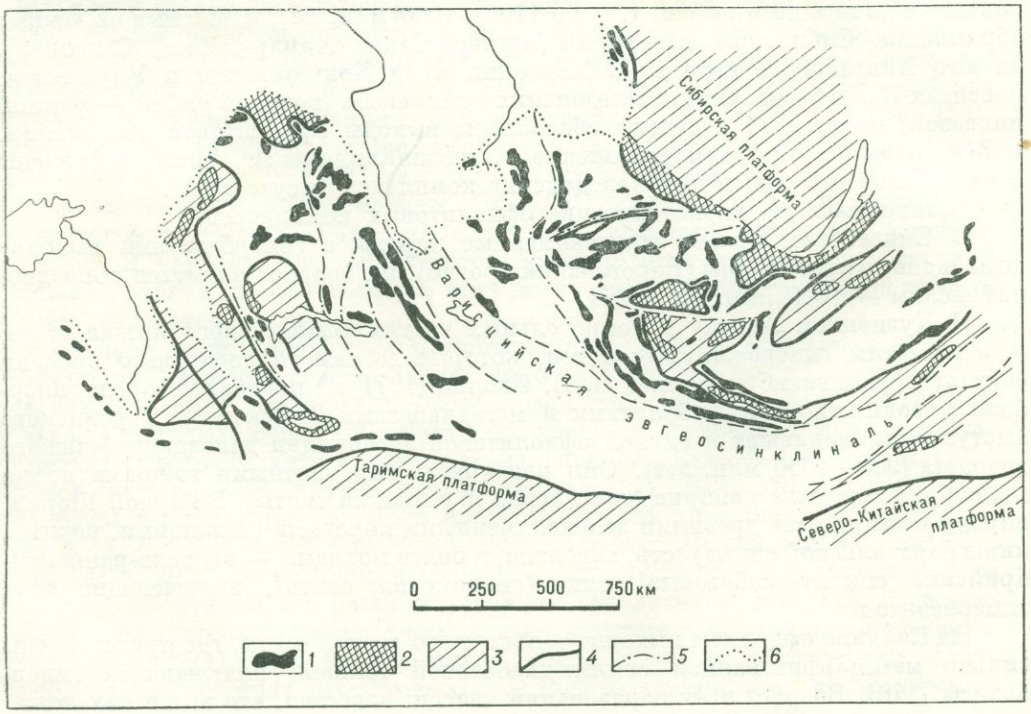
известняки верхов нижнего кембрия. Некоторые исследователи (В. Г. Свиридов, 1969 г.) считают, что зеленокаменные породы могут быть стратиграфическим аналогом гавриловских известняков нижнего кембрия Северо-Восточного Салаира. На южном продолжении Салаира в ядре Талицкого антиклинория из-под зелено-фиолетовой формации выходят зеленокаменные основные эффузивы и кремнистые сланцы [42], которые могут, видимо, иметь ранне-среднекембрийский возраст.

В юго-западной части Восточного Саяна спилит-диабазовые толщи встречаются в составе низов нижнего кембрия (ниже балахтисонских известняков), но не исключено присутствие здесь и более древних толщ, подстилающих овсянковскую свиту (поздний рифей — венд). На юге Восточного Саяна (Боксон-Сархойский район) и в смежных районах Северной Монголии (Прихубсугулье) широко развиты зеленосланцевые толщи окинской свиты, включающие гипербазитовые массивы, часто весьма крупные (ильчирский комплекс). Возраст этих толщ скорее всего среднерифейский (до 1000—900 млн. лет), так как на них несогласно залегают позднерифейские отложения Сархойского и Хубсугульского прогибов.

В Западном Саяне к офиолитовой ассоциации может быть причислена спилит-диабазовая нижнемонокская свита нижней половины нижнего кембрия, выходящая на северном склоне хребта. Во внутренней его части офиолитовые пояса, образованные зеленокаменно-сланцевой чингинской серией и много-

Рис. 11. Схема распространения рифейско-раннепалеозойских офиолитовых комплексов в Центрально-Азиатском поясе

1 — офиолиты (остатки океанической коры); *2* — выходы допозднерифейских комплексов (области с континентальной корой); *3* — допозднерифейские комплексы под чехлом более молодых отложений; *4* — граница допозднерифейских континентальных блоков; *5* — разломы; *6* — граница мезо-кайнозойского платформенного чехла



численными телами габбро и гипербазитов, протягиваются вдоль Кандатского, Борусского и Куртушибинского разломов. Их возраст является, по-видимому, раннекембрийским. В осевых частях Западного Саяна из-под молодых песчано-сланцевых серий кое-где также появляются зеленокаменные образования (амыльская свита); они, вероятно, охватывают уже средний кембрий. Аналогичные толщи присутствуют и в Горном Алтае. Отдельные выходы офиолитов, видимо, того же возраста известны в Монгольском Алтае. Спилит-кератофировые толщи Западного Саяна, судя по анализам, приводимым В. В. Велинским [30], принадлежат толеитовой серии, обладая низкими содержаниями K_2O (0,20—0,44%), резким преобладанием Na над K ($Na_2O/K_2O = 10—20$) и увеличением отношения $\frac{FeO+0{,}9Fe_2O_3}{MgO}$ от основных пород к кислым. Они обладают также низкими концентрациями Rb (3,6 г/т) и Sr (149 г/т) [134].

В Туве, по данным Г. А. Кудрявцева [46], спилит-диабазовые толщи с гипербазитами приурочены к субширотной полосе Центрально-Тувинского прогиба. Они принадлежат в основном к нижней половине нижнего кембрия. На восточной окраине Тувы появляются и более древние зеленокаменные толщи (харальская свита), возможно, средне-позднерифейские. Гипербазиты Тувы и Западного Саяна представлены в основном дунитами и гарцбургитами, попадающими по диаграмме рис. 10 в поле сильно дифференцированных разностей.

В Северной Монголии спилит-диабазовые толщи с гипербазитами и габбро наиболее полно представлены в Озерной зоне в хребтах Хан-Тайшир, Хан-Хухэй, Ихэ-Богдо, причем в хр. Хан-Тайшир установлен (Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, 1974 г.) один из полных разрезов офиолитов. Он включает следующие слои (снизу вверх):

1. Дуниты и гарцбургиты	4000—5000 м
2. Расслоенные гарцбургиты, дуниты и клинопироксениты	500 »
3. Пироксениты	100 »
4. Габбро от меланократовых до лейкократовых	300—500 »
5. Пластинчатый комплекс параллельных диабазовых даек	1000 »
6. Подушечные лавы	1500 »
7. Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы; в верхах содержат археоциатовые известняки, определяющие раннекембрийский возраст офиолитов	300 м

По химическому составу гипербазиты относятся к сильно дифференцированной группе (см. рис. 10). Диабазы дайкового комплекса и подушечные лавы отличаются низким содержанием K_2O (около 0,5%) и Rb (5 г/т); они принадлежат к толеитовой серии.

Офиолитовые образования известны на южном склоне Хангайского нагорья в Баянхонгорском офиолитовом поясе. Здесь их возраст является позднерифейским, однако севернее, уже в осевых частях Хангайского нагорья, он, очевидно, становится раннекембрийским. В восточных районах Монголии вдоль р. Керулен протягивается Керуленский офиолитовый пояс с гипербазитами. В отношении его возраста нет точных данных, но раннекембрийские археоциатовые известняки залегают, вероятно, выше него. На крайнем северо-востоке Монголии, в бассейне рек Онон и Ульдзы, зеленокаменные толщи

с редкими гипербазитами (возможно, аналогичными ононской свите Восточного Забайкалья) слагают местами протяженные полосы. Установлено, что они являются более древними, чем позднерифейские известняки, развитые здесь же (р. Онон).

Центральный Казахстан также насыщен позднерифейско-раннепалеозойскими офиолитовыми комплексами.

На обрамлении Кокчетавского массива, по данным О. В. Минервина и других [116], спилито-диабазовые и яшмовые толщи (низы братолюбовской серии) относятся к верхам позднего рифея и венду.

В Ементау низы ементауской серии (тиесская свита) сложены метаморфизованными зеленокаменными лавами спилит-диабазового состава и яшмами, залегающими ниже кембрийских отложений акдымской свиты; их абсолютный возраст 1270 ± 300 млн. лет, т. е. скорее всего допозднерифейский [3].

В Чингизе в последние годы получены данные о разновозрастности офиолитов; их возраст меняется от венда до ленского яруса [5].

В Тектурмасе в известной уртынджальской серии, образованной яшмово-диабазовым комплексом, включающим гипербазиты, в яшмах обнаружены ранне-среднеордовикские радиолярии [141]. Вместе с тем нельзя исключить, что в других местах уртынджальский комплекс может иметь и более древний кембрийский возраст (об этом говорят, в частности, находки О. В. Минервиным кембрийской фауны). Офиолитовый пояс Тектурмаса обладает повышенной плотностью, представляя собой остаточный блок океанической коры [18].

В Северном Прибалхашье офиолитовая ассоциация с гипербазитами выходит в ядре Балхашского антиклинория из-под верхнеордовикских и силурийских пород. По данным Н. А. Пупышова и других [141], спилито-яшмовый комплекс принадлежит здесь, как и в Тектурмасе, раннему и среднему, и может быть даже позднему ордовику. В. Я. Кошкин [87] полагает, что этот комплекс, охватывая весь кембрий, в ордовик все же не переходит.

Геохимические данные Р. М. Антонюка [3] по спилит-диабазовым толщам, входящим в состав офиолитовой ассоциации Тектурмаса и Северного Прибалхашья, говорят об их большой близости к океаническим толеитам: они имеют низкие содержания K_2O (0,30%), Rb (4,5—16,1 г/т) и Sr (117—151 г/т). Все породы — от спилитов до кератофиров — имеют низкие значения Sr^{87}/Sr^{86} (0,7049—0,7053).

К Джалаир-Найманской зоне приурочен типичный офиолитовый пояс с гипербазитами. К сожалению, до сих пор нет ясного представления о его возрасте: спилит-диабазовая ащисуйская свита одними исследователями считается докембрийской, другими, как думается, более правильно, раннекембрийской; она залегает ниже слоев со средне-позднекембрийской фауной.

В восточной части Северного Тянь-Шаня (хребты Киргизский, Таласский и Заилийский Алатау) офиолиты присутствуют в так называемом киргизском типе разреза, в низах сандалашской свиты среднего кембрия — среднего ордовика. Г. И. Макарычев считает их рифейскими. В западных районах (хр. Каратау) карбонатно-терригенные толщи верхнего докембрия — кембрия каратауского разреза залегают на меланократовых метаморфических толщах с гипербазитами с возрастом 900—700 млн. лет [110].

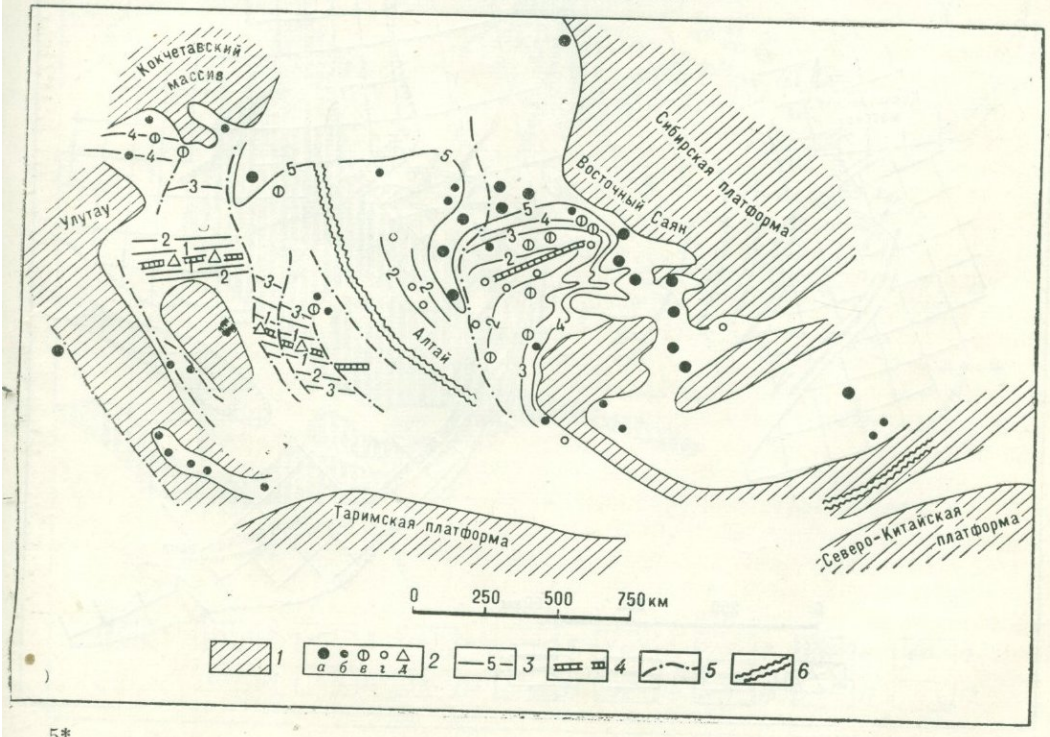
Офиолитовые образования, представленные, правда, только спилит-диабазовыми накоплениями, появляются на востоке Северного Памира в низах нижнепалеозойской тузгуны-тереской серии. Возможно, к раннему палеозою принадлежат зеленокаменные породы висхарфской серии Дарваза и Гиндукуша, но не исключен и их более молодой возраст.

По выходам пород офиолитовой ассоциации легко реконструируется древнее — рифейско-раннепалеозойское — океаническое пространство, или палео-Азиатский океан, располагавшийся прямо в центре современного Азиатского материка (рис. 12). Поскольку среднепалеозойские эвгеосинклинальные зоны, оставленные на рис. 11 белой полосой, являются новообразованными (см. ниже), мы вправе соединить их края, занятые более древними складчатыми сооружениями.

Если проанализировать возраст офиолитовой ассоциации, т. е. океанического ложа, можно придти к выводу, что палео-Азиатский океан разнороден. В его северной и восточной частях обосабливаются районы с допозднерифейским возрастом ложа — на уровне около 1000 млн. лет, тогда как в центральной части находится площадь с позднерифейско-раннепалеозойским возрастом ложа. Внутри этой площади возраст офиолитовой ассоциации также не остается постоянным. Кровля офиолитовых комплексов приходится в одних местах на середину раннего кембрия, в других — на средний кембрий, в третьих — на конец кембрия и середину ордовика. Ориентируясь на закономерную смену древних возрастов более молодыми, удается оконтурить поля развития разновозрастных офиолитов с их последовательным омоложением по мере приближения к центру реконструируемого океанического бассейна. В данном случае

Рис. 12. Реконструкция рифейско-раннепалеозойского палео-Азиатского океана

1 — континенты и другие континентальные блоки; *2* — выходы офиолитов (океанического ложа) и их возраст (*а* — древнее позднего рифея, *б* — конец венца и начало рифея, *в* — середина раннего кембрия, *г* — средний кембрий, *д* — поздний кембрий — ранний ордовик); *3* — изохроны спрединга (цифры: 1 — поздний кембрий — ранний ордовик, 2 — поздний кембрий, 3 — средний кембрий, 4 — ранний кембрий, 5 — поздний рифей); *4* — предполагаемые оси спрединга; *5* — трансформные разломы; *6* — линия совмещения каледонских блоков вдоль краев среднепалеозойских эвгеосинклиналей

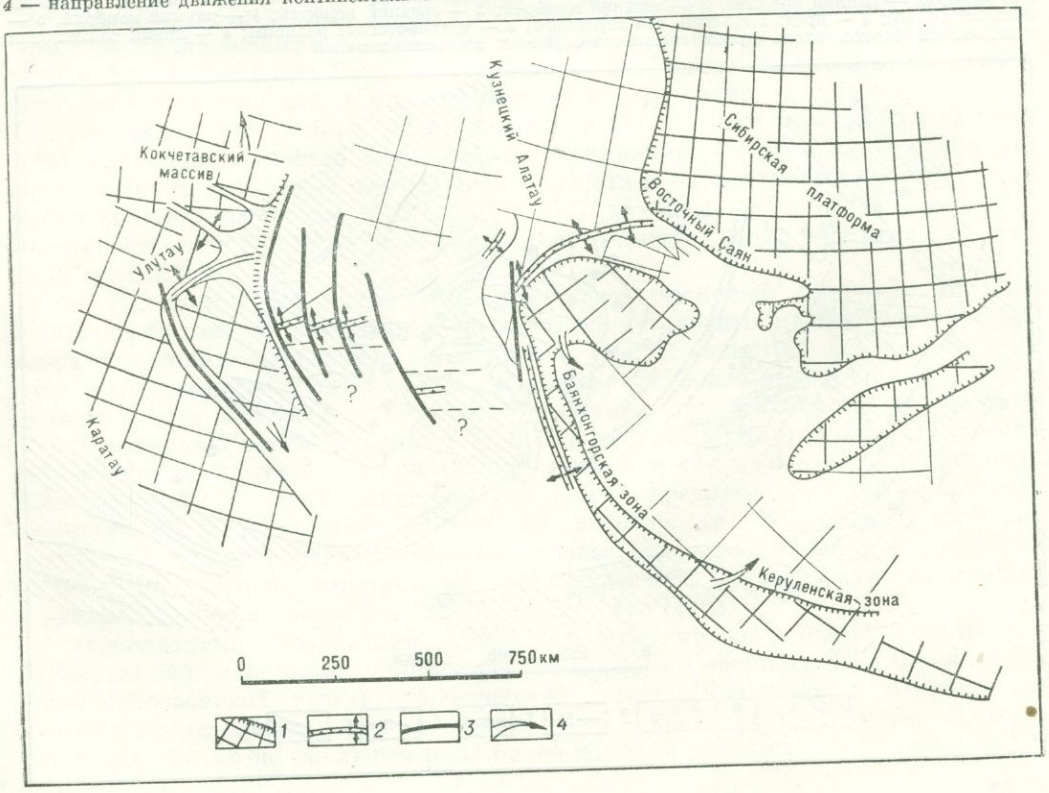


напрашивается аналогия с современными океанами, в которых по мере приближения к осевым частям океанических хребтов с активным спредингом ложе омолаживается. Поэтому мы интерпретируем картину распределения разновозрастных офиолитов в палео-Азиатском океане как «окаменелый», «ископаемый» спрединг. Полосы развития наиболее молодых офиолитов отвечают прежним осям спрединга. Такие оси в Казахстане ориентированы в восток-северо-восточном направлении, они относятся к Тектурмасу и Северному Прибалхашью; в Алтае-Саянской области обнаруживаются оси как того же простирания (Западный Саян), так и северо-западного (Алтай). Крупные зоны поперечных северо-западных разломов, пересекающих и смещающих оси спрединга, таких как Джалаир-Найманский и Центрально-Казахстанский, представляется вполне возможным интерпретировать в качестве трансформных разломов, столь типичных для современных океанических хребтов. Размер этого позднерифейско-раннепалеозойского бассейна примерно 1000 × 3000 км (без учета последующих деформаций); эта величина отвечает большому окраинному океаническому бассейну (как Японское море) или малому океану (Атлантика в ее узкой части).

Можно восстановить еще более древнее, допозднерифейское океаническое пространство, воссоединив блоки, раздвинутые при образовании позднерифейско-раннепалеозойского палео-океана (рис. 13). Части смежных плит при-

Рис. 13. Реконструкция допозднерифейского океанического бассейна

1 — континентальные блоки; *2* — предполагаемые оси спрединга; *3* — трансформные разломы; *4* — направление движения континентальных блоков в позднем рифее — раннем палеозое



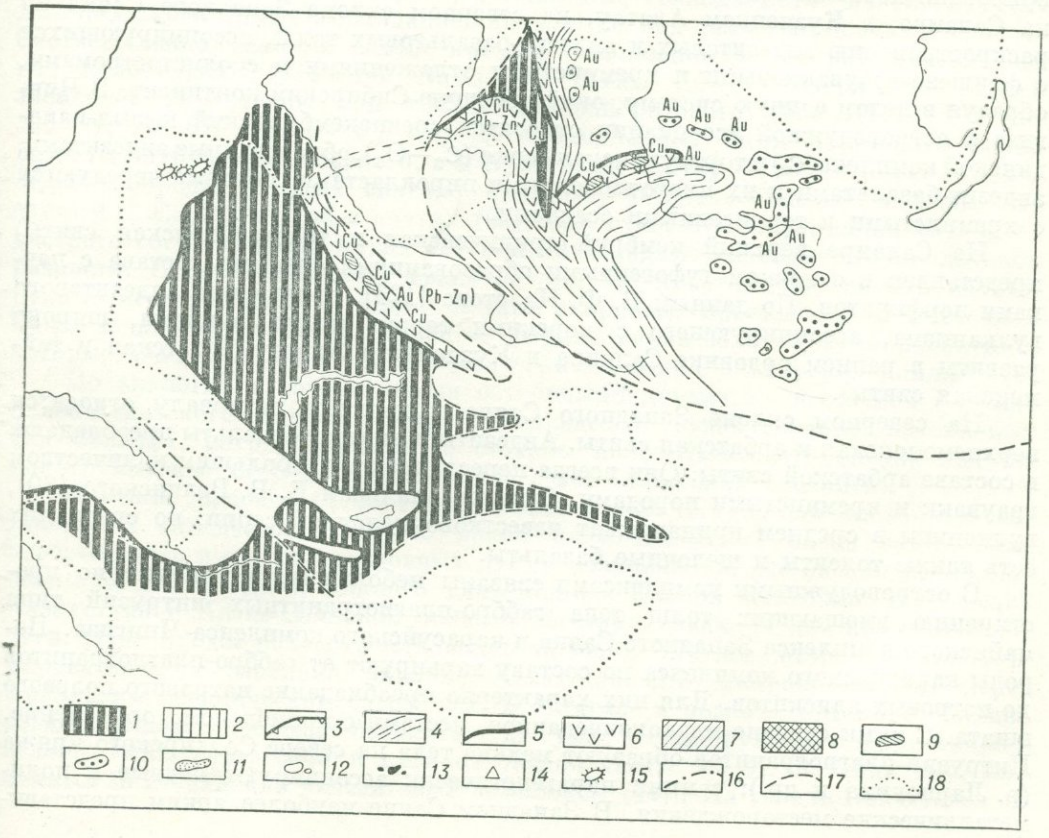
двинуты вдоль трансформных разломов к осям спрединга (как это принято концепцией тектоники плит). Следует отметить, что остатки ложа этого более древнего океанического бассейна представлены уже метаморфическими породами, метаморфизм и деформации которых относятся к интервалу 800—900 млн. лет. В то же время никаких следов их превращения в кору континентального типа нет. Следовательно, метаморфизм и деформации протекали в океанических условиях. По времени они совпадают с проявлениями раннебайкальской складчатости в Южной Сибири и с раскрытием более позднего (R_3—PZ_1) океанического бассейна. Явления метаморфизма и деформации в современных океанах отмечаются А. В. Пейве.

В течение раннего палеозоя происходила эволюция палео-Азиатского океана с превращением его в континентальную область.

Поздний кембрий — ранний ордовик (520—480 млн. лет) — рис. 14. Эта эпоха примерно отвечает времени салаирской складчатости. В осевых частях

Рис. 14. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для позднего кембрия — раннего ордовика

Условные обозначения к рис. 14, 15, 22, 23, 27, 28: *1* — бассейны с корой океанического типа; *2* — бассейны с корой переходного типа; *3* — контур морских «тыловых» прогибов; *4* — глубокие терригенные прогибы на месте окраинных морей; *5* — ограничения океанических бассейнов; *6—8* — проявления вулканизма (*6* — островодужного известково-щелочного, *7* — известково-щелочного активных окраин континента, *8* — щелочного и бимодального); *9* — габбро-плагиограниты; *10* — тоналит-гранодиориты; *11* — гранит-гранодиориты; *12* — диорит-монцониты; *13* — стандартные и литий-фтористые граниты; *14* — агпаитовые граниты и щелочные породы; *15* — щелочно-ультраосновные комплексы; *16* — разломы; *17* — граница более поздних эвгеосинклинальных зон; *18* — граница платформенного чехла



палео-Азиатского океана — в Тектурмасе, в Северном Прибалхашье продолжала формироваться океаническая литосфера.

В пределах континентальных блоков западного обрамления палео-Азиатского океана магматизм этого времени практически не известен, кроме немногочисленных массивов ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород на Кокчетавском массиве. Это массивы красномайского комплекса ультраосновных и щелочных пород, имеющих возраст 540 млн. лет [44] и сложенных пироксенитами, сиенитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами. К этому же времени относится златогорский комплекс расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий, несущих сульфидную медно-никелевую минерализацию.

Южный край палео-Азиатского океана маркируется преимущественно карбонатными толщами Каратау, которые представляют собой, вероятно, отложения прежней континентальной окраины атлантического типа. В Южном Тянь-Шане и на Памире в кембрии были развиты в основном маломощные карбонатные и обломочные толщи, которые, по данным Г. С. Поршнякова [137], характеризуют условия, близкие к платформенным. Вполне вероятно, что отложения южно-тяньшаньского и памирского разрезов накапливались в эпиконтинентальном море в более внутренних частях раннепалеозойского континента, который, возможно, причленялся к древней Гондване.

На восточном краю палео-океана для данного возраста может быть реставрировано несколько вулканических дуг. Они восстанавливаются в Чингизе, на Салаире, в Кузнецком Алатау, на северном склоне Западного Саяна по распространению андезитовых и андезит-базальтовых толщ, ассоциирующихся с флишево-граувакковыми и кремнистыми отложениями и с олистостромами, образуя в целом единую систему, окаймляющую Сибирский континент. В Чингизе к островодужной ассоциации относятся среднекембрийский кызыл-каиндинской комплекс ($Є_2$) и торткудукская серия ($Є_3—O_1$), образованные андезитами, андезит-базальтами и их многочисленными пирокластами, которые чередуются с кремнистыми и терригенными осадками.

На Салаире верхний кембрий (ариничевская и толсточихенская свиты) представлен в основном туфогенными образованиями среднего состава с пачками порфиритов. По данным Б. Ф. Налетова [123], проявления андезитового вулканизма, ассоциирующего с морскими терригенными толщами, широко развиты в раннем ордовике Салаира и Кузнецкого Алатау (китатская и тайменская свиты).

На северном склоне Западного Саяна к данному интервалу относятся верхнемонокская и арбатская свиты. Андезиты и андезит-базальты преобладают в составе арбатской свиты. Они всегда переслаиваются с большим количеством граувакк и кремнистыми породами. Судя по анализам В. В. Велинского [30], вулканиты в среднем принадлежат известково-щелочной серии, но среди них есть также толеиты и щелочные базальты.

С островодужными комплексами связаны небольшие, вытянутые по простиранию вмещающих толщ тела габбро-плагиогранитных интрузий типа майнского комплекса Западного Саяна и карасуйского комплекса Чингиза. Породы карасуйского комплекса по составу варьируют от габбро-плагиогранитов до натровых аляскитов. Для них характерно преобладание натрового полевого шпата. С ними связано медноколчеданное, местами с молибденом, оруденение. Интрузии плагиогранитов образуют мелкие тела на севере Салаирского кряжа (р. Ларионих и др.); с ними парагенетически ассоциируют медные и полиметаллические месторождения. В Западном Саяне наиболее ярким представи-

телем этих интрузий являются массивы майнского комплекса. Они имеют узкую, лентообразную форму, согласную с простиранием вмещающих пород. Наиболее широко здесь развиты натровые аляскиты и роговообманковые плагиограниты. По данным Э. И. Пополитова и других [134], эти породы характеризуются резким преобладанием натрия над калием (Na_2O/K_2O = = 6,2—6,6), аномально низкими содержаниями Rb (3,7—3,9 г/т), Be (0,46—0,58 г/т), Ba (86—169 г/т) и Sr (171—187 г/т), а значения K/Rb достигают 919—1282. Формирование майнского комплекса было длительным. Галька его пород встречается в верхнемонокской свите, но последняя и сама рвется майнскими интрузиями. Металлогения комплекса характеризуется, главным образом, медноколчеданной и полиметаллической минерализацией (Майнское месторождение Западного Саяна).

За вулканическими дугами ближе к Сибирскому континенту распространены песчано-сланцевые толщи Горного Алтая (горноалтайская свита) и Западного Саяна (ишкинская, аласугская и другие свиты). Они накапливались в своей значительной части непосредственно на ложе с корой океанического типа (маркируемом, например, выходами офиолитов Куртушибинского хребта) и отвечают, вероятно, выполнению окраинного моря.

Далее к Сибирскому континенту уже на континентальной окраине, испытавшей только что салаирскую складчатость, формировались тоналит-гранодиоритовые интрузии. В Восточной Туве это интрузии таннуольского комплекса, которые образуют крупные, батолитообразные (до сотен квадратных километров) массивы. Наиболее распространены тоналиты, гранодиориты, плагиограниты. Для них характерно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Соответственно, даже в самых кислых разновидностях натрий преобладает над калием [135], значения Na_2O/K_2O равны 1,5—3, содержания редких элементов характерны для тоналит-гранодиоритового типа (Rb 63 г/т, Sr 390 г/т, Ba 670 г/т, Be 0,8 г/т). В юго-восточной части Восточного Саяна развиты интрузии ольховского, а в Кузнецком Алатау — улантуимского комплексов, породы которых слагают крупные, батолитообразные массивы. По данным С. С. Долгушина и других [63], они относятся к формации батолитов пестрого состава, среди пород которой преобладают гранодиорит-тоналитовые разности. С рассматриевыми гранитоидами парагенетически связаны золоторудные месторождения и железо-медные скарновые проявления. В Восточном Саяне к данному времени относится формирование золотых рудопроявлений, которые, очевидно, также парагенетически связаны с ольховским комплексом.

По аналогии с современными островными дугами на восточной окраине палео-Азиатского океана можно предполагать существование ископаемых зон Беньофа, погружавшихся со стороны палео-Азиатского океана под реконструируемые островные дуги и далее под Сибирский континент.

Поздний ордовик (470—440 млн. лет) — рис. 15. Данная эпоха отвечает таконской складчатости. В это время палео-Азиатский океан замыкается, перерождаясь в систему островных дуг, и возникают новые океанические бассейны на месте Урала, Южного Тянь-Шаня и Южной Монголии. В пределах Казахстана и Алтае-Саянской области восстанавливаются две вулканические дуги. Одна продолжала существование на месте Чингиза, вторая начала формироваться на западной окраине Казахстанского микроконтинента перед Уральским океаническим бассейном. В Чингизе в позднем ордовике обильно развиты андезиты, андезит-базальты и их туфы, ассоциирующие с терригенными отложениями (картасская и караконгойская свиты, по И. Ф. Никитину, или намасский и баянский андезитовый комплексы [44]). На западе Кокчетавского

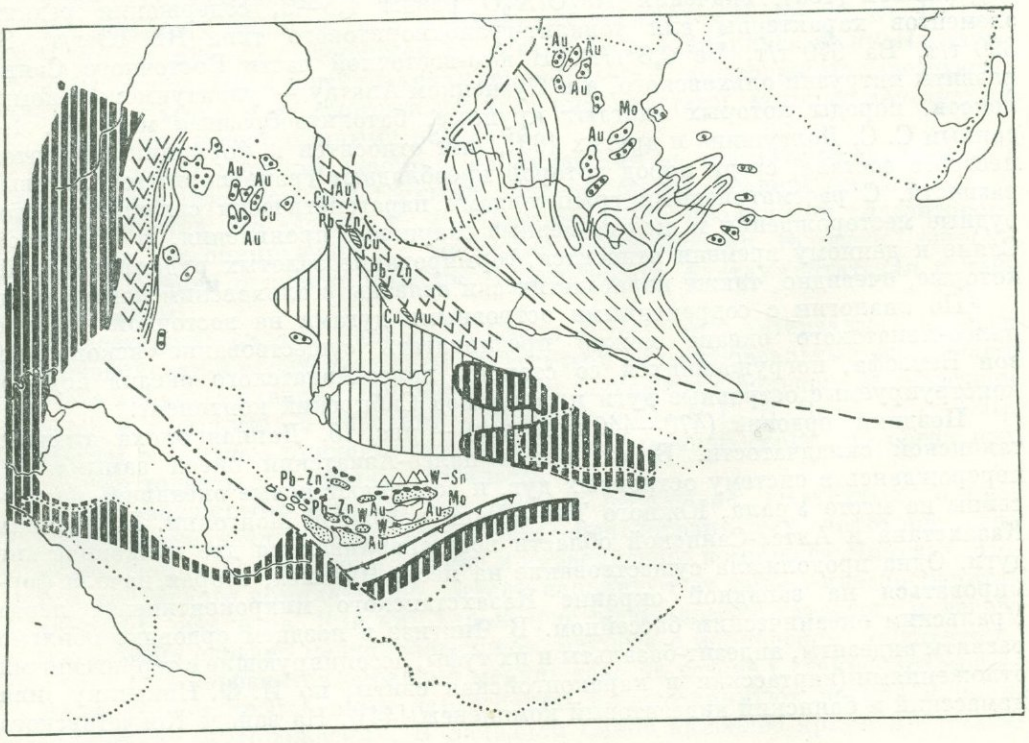
массива развита каргалинская свита, в которой преобладают андезит-базальтовые вулканиты, формировавшиеся как в наземных, так и в подводных условиях. Далее к западу они сменяются кремнистыми маломощными толщами некомпенсированного прогиба, который может соответствовать склону древнего желоба.

Песчано-сланцевые часто турбидитные толщи Алтая (бугрышихинская, кабинская и другие свиты) и Западного Саяна (шигнетская серия) фиксируют окраинное море того времени, снос в которое происходил со стороны Сибирского континента. Развитые в Туве мелководные осадки (систигхемская и шемушдагская свиты) формировались, очевидно, на шельфе, на краю континента.

С андезитами в Чингизе ассоциируют интрузии ащисуйского комплекса [44], представленные габбро, гранодиоритами и адамеллитами (475 млн. лет). К габбро-плагиогранитному геохимическому типу они отнесены условно.

На континентальных окраинах формировались тоналит-гранодиоритовые интрузии. В Казахстане, в ядре Кокчетавского массива они представлены батолитами зерендинского комплекса с абсолютным возрастом 450—485 млн. лет [44]. В Степнякском синклинории аналогом его является крыккудукский комплекс (455—480 млн. лет), а в Майтюбинском, Улутауском и Кирейском антиклинориях — позднеордовикский «гранодиорит-гранитовый» комплекс (450 млн. лет). Все они сложены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами и гранитами. Общей особенностью пород является преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и их суще-

Рис. 15. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для позднего ордовика. Условные обозначения см. рис. 14



ственно натровый характер ($n = 60—80$). Малые тела крыккудукского комплекса (степнякский тип) несут золотое оруденение. С батолитами ассоциируют также проявления меди, свинца, молибдена. С позднеордовикскими интрузиями южных антиклинориев связано золото-сульфидное оруденение.

В Кузнецком Алатау для этого времени характерен мартайгинский комплекс, подробно описанный А. Н. Дистановой [59]; его абсолютный возраст равен 445—460 млн. лет [79]. Породы комплекса, слагающие крупные многофазные массивы, представлены тоналитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. Для них всех характерно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и соответственно натрия над калием. С этими гранитоидами ассоциирует известный золоторудный район.

В Восточной Туве к этому же возрасту относится Ожинский массив, сложенный плагиогранитами и гранодиоритами; породы его не отличимы от гранитоидов таннуольского комплекса.

Каждая система островных дуг, реконструируемых на месте палео-Азиатского океана, очевидно, сопровождалась своей зоной Беньофа. В поперечном сечении с запада на восток можно наметить две зоны Беньофа (одна — под дугой на западе Центрального Казахстана, другая — под Чингизской дугой). Обе они были наклонены к востоку.

Иная картина рисуется для восточной части Тянь-Шаня. Здесь к северу от Кокшаальской зоны широко развиты гранитоиды с возрастом 440—460 млн. лет. Вблизи Кокшаальской зоны вытягиваются крупные батолиты гранит-гранодиоритового состава, такие как Сусамырский. Массивы имеют форму плоских моноклинально наклоненных тел с пологой кровлей и сложены, как правило, гранодиоритами, менее распространены граниты и адамеллиты. Геохимия этих гранитоидов детально изучена Л. В. Таусоном [164]. Они в целом характеризуются равными соотношениями K и Na, содержанием Rb от 120 до 200 г/т и значением K/Rb — 275 и безусловно принадлежат к гранит-гранодиоритовому типу. С этими гранитоидами ассоциируют проявления золота, в некоторых случаях отмечается золото-полиметаллическое оруденение. Несколько севернее по отношению к батолитам, в Киргизском хребте, Заилийском Алатау и Терской Алатау развиты диорит-монцонитовые интрузии, относимые к габбро-сиенитовой формации. Они имеют сравнительно малые размеры и формировались в гипабиссальных условиях. С ними пространственно ассоциирует полиметаллическое оруденение. Возраст интрузий определяется прорыванием ими кембрийско-нижнеордовикских отложений, а галька этих пород найдена в конгломератах верхнего ордовика. Еще севернее, главным образом в Заилийском Алатау, развиты небольшие массивы лейкократовых, аляскитовидных и двуслюдяных гранитов стандартного и литий-фтористого типов. Они характеризуются преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом; по данным Л. В. Таусона [164], концентрации рубидия в среднем составляют 250 г/т, а лития — 55 г/т. С этими гранитами связаны зоны грейзенизации, несущие редкометальное оруденение, главным образом вольфрамовое, реже оловянное. Наконец, на северных склонах Заилийского Алатау в позднем ордовике формировались массивы щелочных гранитов (Чатединский, Чимбулакский и др.). Слагающие их граниты, как правило, моношпатовые и содержат рибекит или пироксен. Возраст гранитов 424—448 млн. лет.

Одновозрастные с гранитоидами отложения верхнего ордовика и нижнего силура представлены в Северном Тянь-Шане молассой, но в Южном Тянь-Шане, в Кокшаальском хребте появляются морские песчано-сланцевые толщи. С этим временем В. И. Кнауф и В. Г. Королев (1972 г.) связывают образование

базальтоидов, а также формирование в зоне Атбаши-Иныльчекского разлома глаукофан-эклогитового пояса метаморфизма высоких давлений. Гранитоидная серия формировалась, очевидно, на окраине континента, созданного к этому времени каледонской складчатостью на месте Северного Тянь-Шаня. Общая полярность магматической зональности — повышение щелочности гранитоидных пород вглубь континента. В целом эта зональность существенно отличается от островодужной и очень близка к зональности андийского типа. Наличие магматической зональности связано, очевидно, с ископаемой зоной Беньофа, а закономерное возрастание щелочности в северном направлении позволяет предполагать, что зона Беньофа была наклонена от Кокшаальского хребта на север, под континент. Отсюда следует также, что остатки глубоководного желоба (или его аналога) и возможно океанического бассейна следует искать где-то на южных склонах Кокшаальского хребта. Очевидно, они скрыты под средне-верхнепалеозойскими толщами Кокшаальской зоны либо тектонически перекрыты Срединным Тянь-Шанем.

Глобальные реконструкции

Глобальные реконструкции основаны преимущественно на геологических данных, но увязаны с определениями положения полюсов по палеомагнитным измерениям*. Для реконструкции Гондваны нами принята в основном схема, предложенная П. Н. Кропоткиным [91], с тем лишь изменением, что к Гондване, к северной части Индии, причленен также Малайский блок.

Ранний кембрий (570—550 млн. лет) — рис. 16. Эта эпоха примерно отвечает позднебайкальской или кадомской складчатости. Гондвана была в это время крупнейшим мегаконтинентом. Древние (добайкальские) платформы Северного полушария вместе с нарастившими их областями байкальской складчатости соответствовали остальным континентальным блокам — Восточно-Европейскому, Сибирскому, Китайскому и Североамериканскому. Более мелкие континентальные массивы (микроконтиненты) восстанавливаются на месте Средней Европы, Центрального Казахстана (Кокчетав-Муюнкумский массив), Таримского и Индосинийского массивов.

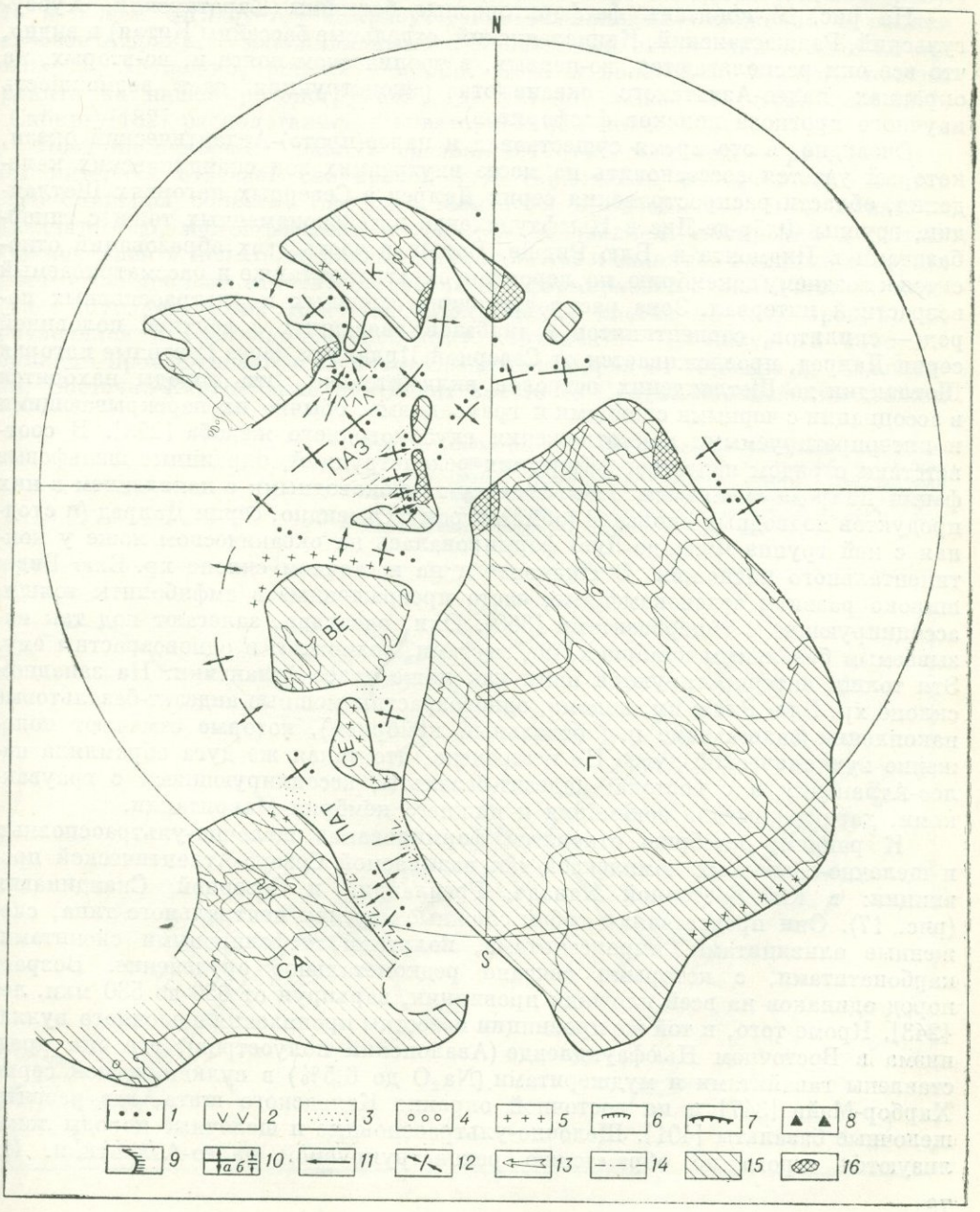
Восточно-Европейский континент вместе со Средне-Европейским блоком был, возможно, припаян в это время к Гондване. Это подтверждается данными, свидетельствующими о присутствии в Средиземноморском поясе байкальского и более древнего основания, а также о продолжении структур фундамента Африканской платформы в западные части Балтийского щита. Вместе с тем раннекембрийские офиолиты диабаз-филлитовой формации Восточной Югославии и Болгарии указывают на существование небольшого внутреннего океанического бассейна, располагавшегося к юго-западу от Восточно-Европейского континента и, возможно, продолжавшегося через Закавказье в Среднюю Азию.

Сибирский и Китайский континенты в это время были соединены узкой перемычкой, прослеживаемой по почти непрерывным выходам допозднерифейского (до 800 млн. лет) гранитно-метаморфического основания от южного края Сибирской платформы через Восточный Саян, Северную и Восточную Монголию в Верхнее Приамурье и Хингано-Буреинский и Ханкайский массивы. К востоку (в современных координатах) от перемычки эти два континентальных

* Исследования по глобальным реконструкциям проводились в 1973 г. Л. П. Зоненшайном и В. Е. Хаиным.

Рис. 16. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для раннего кембрия

Условные обозначения к рис. 16, 18, 19, 24–26, 29, 38–40: *1* — офиолиты; *2* — островные дуги; *3* — флиш и граувакки; *4* — молассы; *5* — проявления метаморфизма, складчатости, гранитообразования; *6* — проявления складчатости, покровообразования; *7* — зоны обдукции; *8* — вулкано-плутонические комплексы активных окраин континентов; *9* — граница континентов (литосферных плит); *10* — оси спрединга (*а* — главные, *б* — второстепенные); *11* — направление поддвига океанических плит; *12* — сжатие; *13* — направление надвига континентальных плит; *14* — трансформные разломы; *15* — континенты; *16* — фосфориты (Є) и бокситы (C_1). Континенты: ВЕ — Восточно-Европейский, Г — Гондвана, К — Китайский, КЗ — Казахстанский, С — Сибирский, СА — Североамериканский, СЕ — Среднеевропейский; океаны: ПАЗ — палео-Азиатский, ПАТ — палео-Атлантический, ПТ — палео-Тетис



блока разделялись океаническим бассейном, восстанавливаемым по распространению офиолитов Тукурингра-Джагдинской зоны.

В центре современной Азии существовало обширное океаническое пространство — палео-Азиатский океан. Он располагался между Восточно-Европейским континентом и Гондваной, с одной стороны, и объединенными Сибирским и Китайским континентами с другой. Этот океан возник путем спрединга океанического дна, аналогичного спредингу современных океанических хребтов.

На рис. 16 показаны фосфоритоносные бассейны (Каратауский, Хубсугульский, Раджастанский, Квинслендский, отдельные бассейны Китая) и видно, что все они располагаются, во-первых, в тропическом поясе и, во-вторых, на окраинах палео-Азиатского океана (эта реконструкция дает возможность научного прогноза поисков фосфоритов).

Очевидно, в это время существовал и палео(прото)-Атлантический океан, который удается восстановить на месте внутренних зон скандинавских каледонид, области распространения серии Далред в Северных нагорьях Шотландии, группы Флёр-де-Лис в Ньюфаундленде и зеленокаменных толщ с гипербазитами в Пидмонте и Блю Ридже. Большая часть этих образований относится к позднему докембрию, но, вероятно, охватывает также и рассматриваемый возрастной интервал. Зона распространения основных и ультраосновных пород — спилитов, серпентинитов и диабазов, связанных с верхней половиной серии Далред, прослеживается от Северной Ирландии через Северные нагорья Шотландии до Шетландских островов включительно. Эти породы находятся в ассоциации с черными сланцами и граувакками, обычно их перекрывающими и интерпретируемыми как отложения глубоководного желоба [253]. В соответствии с рядом палеогеографических реконструкций, окраинные шельфовые фации Далреда сменяются к юго-востоку глубоководными с появлением в них продуктов подводных оползней (олистостром). Очевидно, серия Далред (и сходная с ней группа Флёр-де-Лис) формировалась на океаническом ложе у континентального подножия. В Пидмонте и на восточном склоне хр. Блю Ридж широко развиты зеленокаменные, часто превращенные в амфиболиты толщи, ассоциирующие с гипербазитами [360]. Они, очевидно, залегают под так называемым базальным кембрием, но, местами, возможно, и одновозрастны ему. Эти толщи интерпретируются нами как ложе палео-Атлантики. На западном склоне хр. Блю Ридж им, видимо, одновозрастны мощные андезит-базальтовые накопления (залегающие под базальным кембрием), которые отмечают положение вулканической дуги. Не исключено, что такая же дуга обрамляла палео-Атлантику и с востока: андезит-базальты, ассоциирующиеся с граувакками, характерны для эокембрия и нижнего кембрия Мавритании.

К раннему кембрию относится формирование щелочно-ультраосновных и щелочно-базитовых комплексов так называемой Северо-Атлантической провинции: в Юго-Восточной Канаде, Гренландии и Северной Скандинавии (рис. 17). Они представляют собой сложные массивы центрального типа, сложенные оливинитами, пироксенитами, йолитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами, с которыми связано редкометальное оруденение. Возраст пород одинаков на всей площади провинции, варьируя от 650 до 580 млн. лет [243]. Кроме того, в той же провинции известны проявления щелочного вулканизма в Восточном Ньюфаундленде (Авалонский полуостров), где они представлены гавайитами и муджеритами (Na_2O до 6,5%) в вулканической серии Харбор-Мэйн [347] и на восточной окраине Канадского щита, где развиты щелочные базальты [401]. Щелочно-ультраосновные и щелочные породы локализуются строго по обрамлению реконструируемой палео-Атлантики. Их

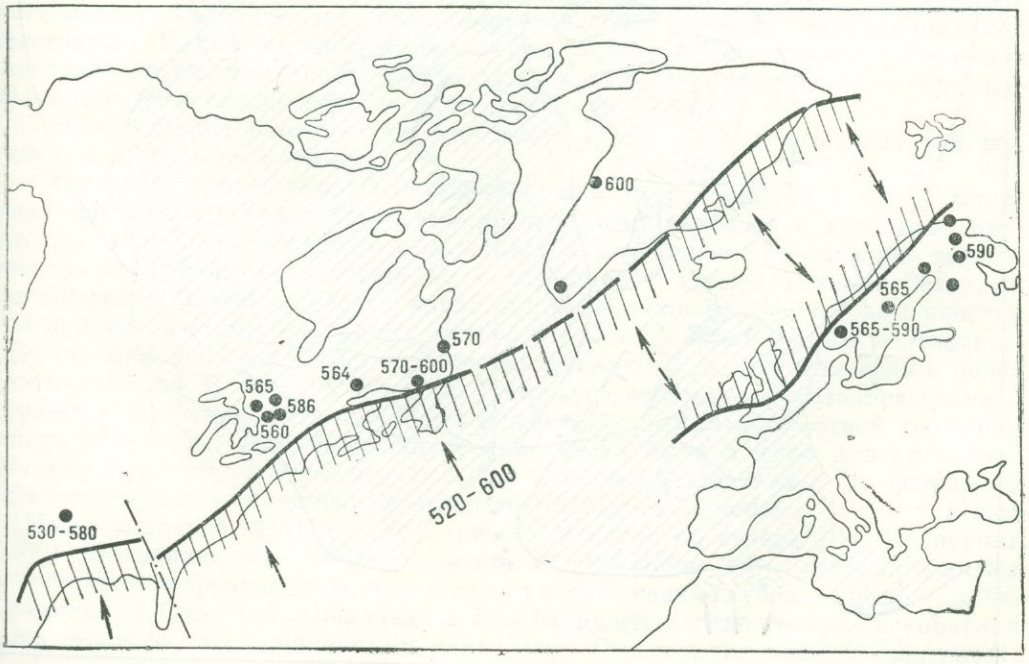
появление фиксирует первоначальный рифтинг, приведший к раскрытию океанического бассейна.

Палео-Атлантический и палео-Азиатский океаны, вероятно, соединялись друг с другом в районе современного Баренцева моря.

В отношении географических координат континентов того времени остается много неясного. Палеомагнитные данные для Гондваны указывают на то, что Южный полюс находился где-то в районе Северо-Западной Африки [229]. Это в общем согласуется с присутствием ледниковых отложений в раннем палеозое Африки, с максимальными проявлениями оледенения в позднем ордовике и, возможно, раннем кембрии. Данное положение Южного полюса принято на нашей реконструкции, где учтено также, что Австралия [278] и Сибирь [182] располагались в экваториальном поясе.

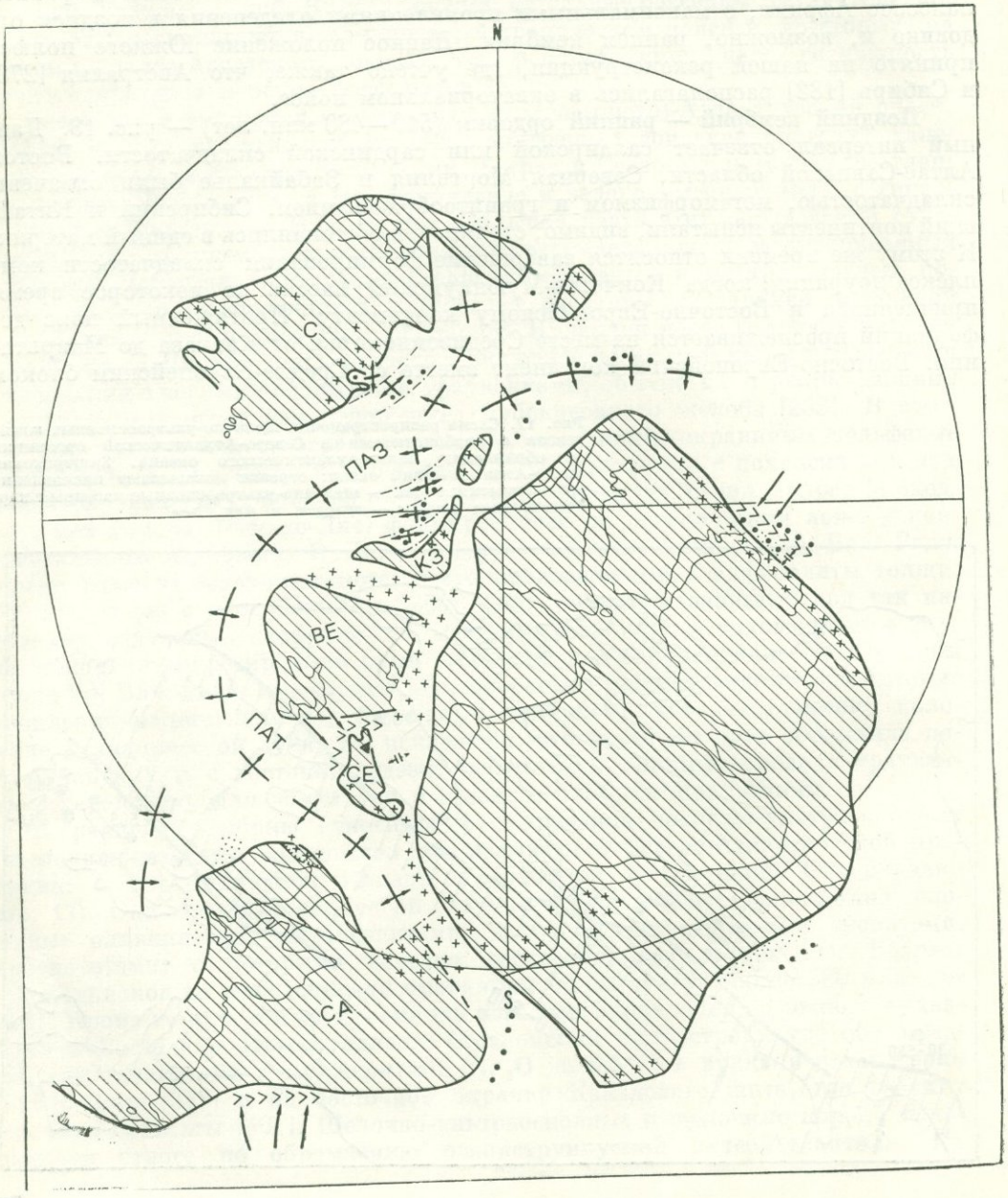
Поздний кембрий — ранний ордовик (510—480 млн. лет) — рис. 18. Данный интервал отвечает салаирской или сардинской складчатости. Восток Алтае-Саянской области, Северная Монголия и Забайкалье были охвачены складчатостью, метаморфизмом и гранитообразованием. Сибирский и Китайский континенты испытали, видимо, столкновение и спаялись в единый материк. К этому же времени относится завершение формирования складчатости комплекса доуралид, когда Кокчетав-Муюнкумский массив на некоторое время причленился к Восточно-Европейскому континенту. Протяженный пояс деформаций прослеживается на месте Средиземноморья от Кавказа до Мавритании. Восточно-Европейский континент вместе со Средне-Европейским блоком

Рис. 17. Схема распространения щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами в Северо-Атлантической провинции по обрамлению палео-Атлантического океана. Заштрихован палео-Атлантический океан; стрелки показывают направление его раскрытия; точки — щелочно-ультраосновные массивы с карбонатитами; цифры — возраст в млн. лет



был полностью соединен с Гондваной. Вероятно, складчатость и метаморфизм, охватили также внутренние зоны Южных Аппалачей (Пидмонт), обусловив сокращение палео-Атлантики в южной части. Гондвана тем самым оказалась соединенной также и с Северной Америкой. В результате возник обширный материк, включавший все континенты, кроме Сибирского и Китайского.

Рис. 18. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для позднего кембрия — раннего ордовика. Условные обозначения см. рис. 16



Палео-Азиатский океан продолжал оставаться главным океаническим пространством (внутри «континентального» полушария, охватываемого реконструкцией). В нем продолжала действовать все та же система осей спрединга. Но, видимо, он не разрастался, а скорее сокращался и начинал уже отмирать, заполняясь в это время мощными терригенными осадками.

Новый мощный импульс спрединга может быть реконструирован для северных частей палео-Атлантики. К рассматриваемому интервалу относятся офиолиты группы Стёрен в Норвегии, офиолиты Баллантрейского комплекса и комплекса Хайленд-Бордер в Шотландии с их аналогами в ирландских каледонидах, хорошо изученные офиолиты Ньюфаундленда. Они образуют в настоящее время очень неширокий, но протяженный пояс, опираясь на который Дж. Дьюи [231] реставрировал прото-Атлантический океан. Раскрытие этого океана местами сопровождалось интенсивными деформациями и метаморфизмом осадков окраины более древнего океана, существовавшего на месте развития пород серии Далред [234, 253]. Окраина океана рассматриваемого интервала фиксируется турбидитными осадками и олистостромами Таконских клиппов [359]. Многие участки палео-Атлантики представляли собой скорее бассейны типа окраинных морей.

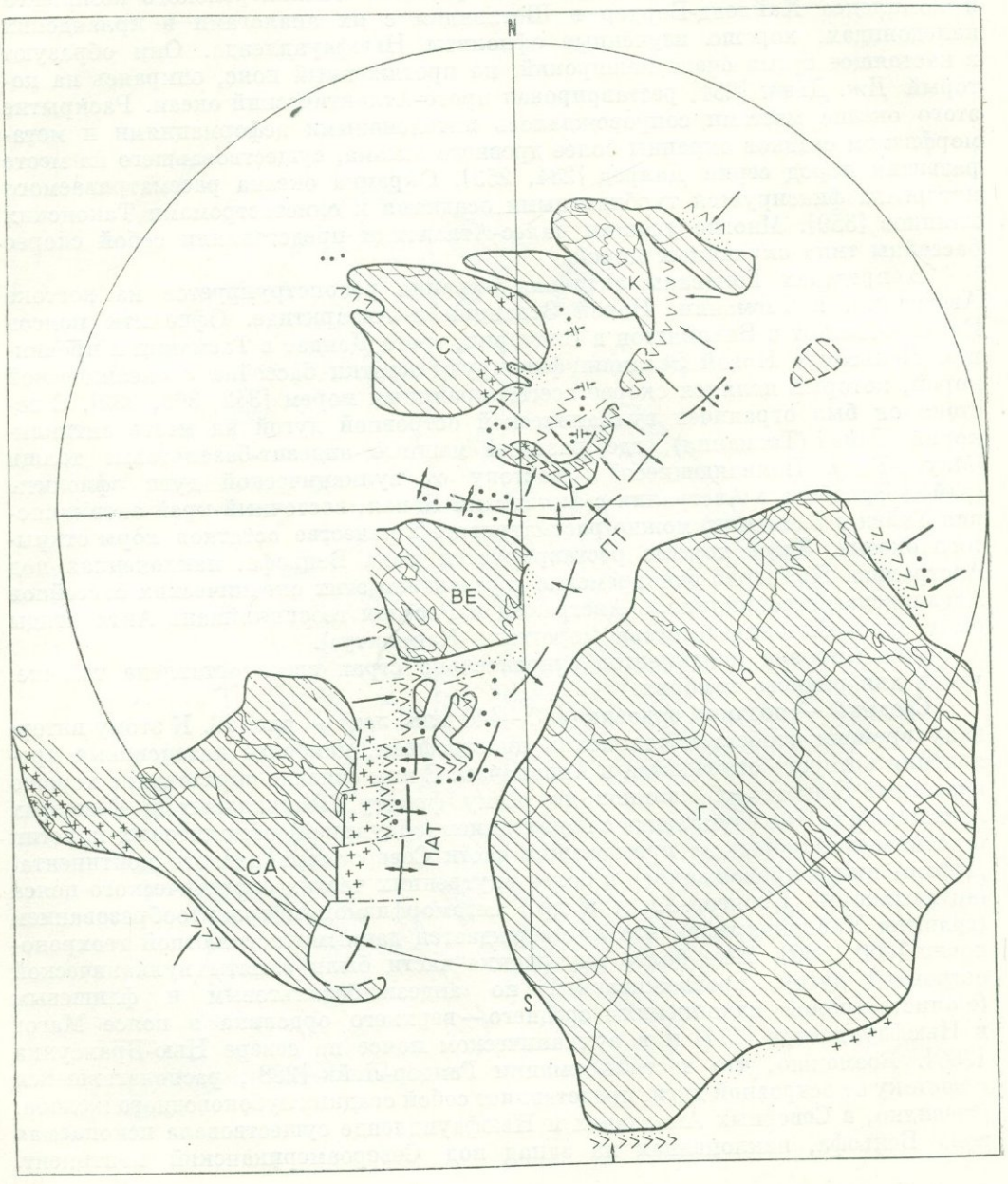
В пределах Гондваны активная окраина реконструируется на востоке Австралии, в Тасмании, Новой Зеландии и Антарктиде. Офиолиты поясов Вильям-Хиткот и Веллингтон в Виктории, трога Дандас в Тасмании и провинции Нельсон в Новой Зеландии фиксируют остатки бассейна с океанической корой, который являлся скорее всего окраинным морем [342, 369, 382]. С востока он был ограничен вулканической островной дугой на месте антиклинория Тайен (Тасмания), где развиты мощные андезит-базальтовые толщи (Маунт-Рид). Появляющиеся к востоку от вулканической дуги офиолиты (район Брисбена в Австралии с филлитами Банья, восточный край антиклинория Тайен в Тасмании) можно рассматривать в качестве остатков коры открытого океана. Здесь хорошо реставрируется зона Беньофа, наклоненная под Австралию. Примерно одновременно с развитием этих океанических бассейнов Аделаидская геосинклиналь Австралии и Росская геосинклиналь Антарктиды были охвачены складчатостью («орогения Канманту»).

Ориентировка континентов относительно стран света оставлена той же, что и для раннего кембрия.

Средний — поздний ордовик (460—440 млн. лет) — рис. 19. К этому интервалу времени относится таконский диастрофизм, наиболее интенсивные проявления которого отмечаются в Аппалачах. С ним связано образование хорошо известных Таконских клиппов по всему фронту Центральных и Северных Аппалачей и Ньюфаундленда с надвиганием (обдукцией) офиолитовых пластин (океанической коры) на прилежащие части Североамериканского континента. Деформации сопровождались в более внутренних частях орогенического пояса (антиклинорий Бронсон-Хилл и др.) метаморфизмом и гранитообразованием (граниты Хайлендкрафт), что подтверждается данными абсолютной геохронологии [260, 360]. Еще более внутренние части были заняты вулканической островной дугой, прослеживаемой по андезит-базальтовым и флишевым (с олистостромой) накоплениям среднего — верхнего ордовика в поясе Магог в Ньюфаундленде [274] и в вулканическом поясе на севере Нью-Брансуика [360]. Возможно, что часть формации Гандер-Лейк [288], располагавшейся к востоку от островной дуги, представляет собой осадки глубоководного желоба. Очевидно, в Северных Аппалачах и Ньюфаундленде существовала ископаемая зона Беньофа, наклоненная на запад под Североамериканский континент.

В более северном секторе палео-Атлантики, относящемся к каледонидам Северо-Западной Европы, в среднем — позднем ордовике хорошо реконструируются вулканические дуги (бороудельские вулканиты Озерного района Северной Англии, группа Ховин Норвегии), закладывавшиеся непосредственно на океаническом ложе вблизи окраины континента. Сопровождающие вулка-

Рис. 19. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для среднего — позднего ордовика. Условные обозначения см. рис. 16



ниты флишеподобные обломочные толщи интерпретируются как выполнение окраинного моря. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии и, как установлено в Англии [251], закономерно обогащаются калием в сторону Мидлендского континента, указывая тем самым на наклон зоны Беньофа в этом направлении.

Таким образом, палео-Атлантика в конце ордовика начинает постепенно замыкаться, перерождаясь в систему островных дуг и окраинных морей. Вместе с тем можно предположить, что в это время происходило дополнительное раскрытие южных частей палео-Атлантики в районе Мексиканского залива. На это косвенно указывает развитие мощных кремнисто-терригенных осадков в поясе Уачита, отмечающих положение континентального склона [287].

Не менее сложное развитие переживает в среднем — позднем ордовике и палео-Азиатский океан, где в это время создаются протяженные вулканические островные дуги. Палео-Азиатский океан постепенно закрывается. Одновременно с этим в Евразии на месте будущих герцинских зон возникают новые океанические бассейны — палео-Тетис и Уральский. Палео-Тетис прослеживается по офиолитам в основании разрезов палеозоя зоны Эйзенкаппель в Карнийских Альпах [294, 374], кое-где в основании Паннонской низменности [399] и в других частях Балканского полуострова [12]. На Большом Кавказе серпентинитовый пояс установлен на северном склоне, в Передовом хребте. Его погребенное восточное продолжение прослеживается по магнитным аномалиям в Восточном Предкавказье и далее в полосе Предкопетдагского прогиба в Туркмении. Несколько изолированно от палео-Тетиса располагались Южно-Монгольский и Джунгарский океанические бассейны. С палео-Тетисом почти под прямым углом сочленялся Уральский океанический бассейн, возникший в результате рифтообразования и проявлений спрединга [73]. Большинство вулканических островных дуг по обрамлению палео-Азиатского океана обращено своей фронтальной частью в сторону вновь формирующихся океанических бассейнов — палео-Тетиса и Уральского. Очевидно, можно наметить ископаемые зоны Беньофа, погружавшиеся от этих бассейнов под закрывающийся палео-Азиатский океан.

На востоке Австралии в среднем — позднем ордовике продолжали существовать условия островных дуг и окраинного моря. Вулканическая дуга сместилась в это время к востоку (поднятие Молонг-Канберра), а окраинное море заполнялось обломочными осадками (геосинклиналь Лахлан с прогибами Мельбурн и Уогга).

Положение Южного полюса для данного интервала принято на северо-западе Африки, где к этому времени относится максимальное развитие ледниковых отложений.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса

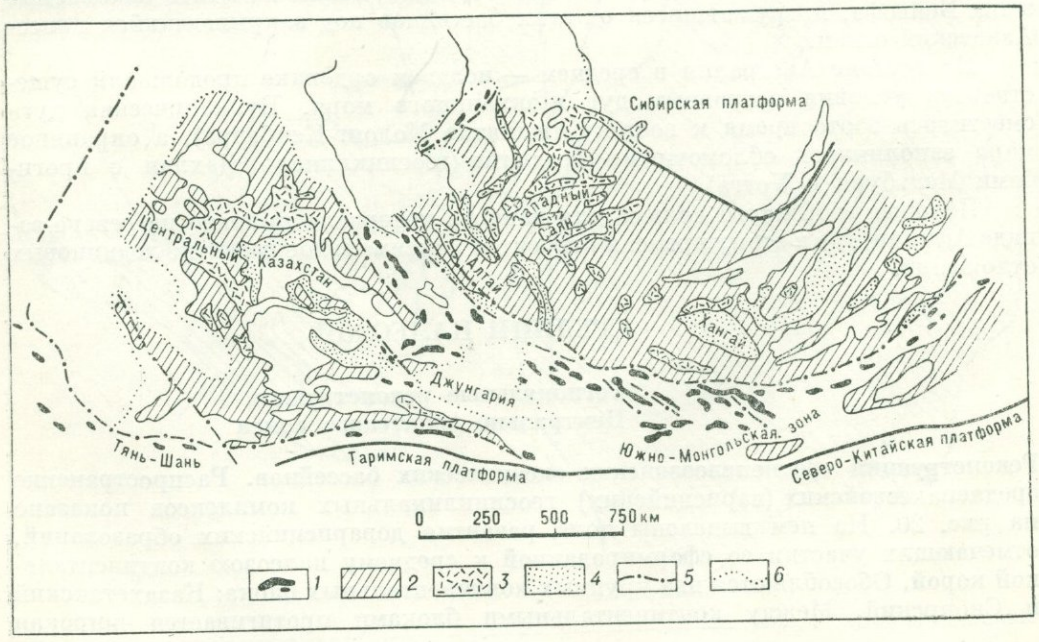
Реконструкция среднепалеозойских океанических бассейнов. Распространение среднепалеозойских (варисцийских) геосинклинальных комплексов показано на рис. 20. На нем выделены поля развития доварисцийских образований, отмечающих участки со сформированной к среднему палеозою континентальной корой. Обособляются два крупных континентальных блока: Казахстанский и Сибирский. Между континентальными блоками протягивается широкая

полоса, включающая Иртыш-Зайсанскую зону, Северо-Западный Китай и Южно-Монгольскую зону, где выступы доварисцийского основания отсутствуют. Эта полоса совпадает с развитием среднепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов. Внутри нее — черные поля на рис. 20 отмечают выходы на поверхность пород офиолитовой ассоциации; то, что оставлено белым, соответствует более молодым отложениям, в основном перекрывающим офиолиты андезит-граувакковым сериям. Уже на рис. 20 отчетливо выделяются континентальные блоки и полоса распространения офиолитовой ассоциации, которая фиксирует остатки океанической коры геологического прошлого.

Наибольшим распространением породы среднепалеозойской офиолитовой ассоциации пользуются в средней части Южно-Монгольской зоны, в системах хребтов Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня [57, 71, 72, 173]. Они выходят в узких вздернутых клиньях, разделеных обширными опущенными участками. На крайнем севере Южно-Монгольской зоны выходят зеленокаменные спилит-диабазовые толщи, развитые на южном склоне хр. Ихэ-Богдо. Они перекрываются граувакково-сланцевыми отложениями с линзами известняков, содержащих лландоверийско-венлокскую фауну. Несколько южнее (к югу от пос. Баян-Гоби) офиолиты, обнажающиеся здесь на широких площадях, представлены местами только спилит-диабазовыми накоплениями, местами же — кремнистыми сланцами. Характерно присутствие многочисленных тел гипербазитов и габбро. С видимым согласием эти образования перекрыты известняками и черносланцевыми отложениями с богатой фауной раннего девона и эйфеля. Офиолитовая ассоциация скорее всего относится к верхнему

Рис. 20. Схема распространения среднепалеозойских геосинклинальных комплексов Центрально-Азиатского пояса

1 — офиолиты (остатки океанической коры); *2* — досреднепалеозойские комплексы (области с континентальной корой); *3* — континентальные вулкано-плутонические комплексы; *4* — терригенные комплексы преимущественно турбидитного происхождения; *5* — разломы; *6* — граница мезо-кайнозойского платформенного чехла



силуру. В осевых частях Южно-Монгольской зоны, в хребтах Гурван-Сайхан, Дзолен, Эдэргени-Нуру и Барунхурайской котловине к рассматриваемому комплексу относятся все те же зеленокаменные спилит-диабазовые и кремнистые толщи, включающие гипербазиты и габбро. Они согласно перекрыты мощными толщами туфогенно-граувакковых пород, содержащих, особенно в верхах, большое количество вулканитов андезитового состава; в них обнаружены органические остатки девона. Согласно детальным исследованиям в хр. Дзолен, офиолитовая ассоциация залегает там в виде тектонического меланжа в подошве аллохтонных офиолитовых пластин, ассоциирующих с девонской олистостромой. Разрез офиолитов представлен внизу дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, принадлежащими к слабо дифференцированной серии (см. рис. 10), в верхних горизонтах габбро и диабазами, сменяющимися спилитами и кремнистыми осадками (яшмами). Южнее, в том же хр. Дзолен офиолиты обнажаются из-под пород островодужной ассоциации, содержащей в низах фауну позднего ордовика — раннего силура. На южной окраине Южно-Монгольской зоны, в хребтах Гобийского Тянь-Шаня к офиолитовому комплексу относятся, вероятно, тумуртинская и эхингольская свиты, состоящие из зеленокаменных эффузивов и кремнистых сланцев (с силурийскими тентакулидами).

О продолжении Южно-Монгольской зоны на запад в пределы Джунгарии и Гашуньской Гоби имеется очень мало сведений. По данным В. М. Синицина, спилиты и зеленокаменные породы отмечаются по обрамлению Джунгарской котловины в составе ордовик-силурийских серий Чолтага (на юго-восток от котловины) и в отложениях силура хребтов Барлык, Майли и Джаир (на северо-восточном обрамлении). К последним, очевидно, близки выходы офиолитов (гипербазитов) вдоль Алакольского разлома на востоке Джунгарского Алатау. Ху Бинь и другие исследователи [183] указывают на присутствие в северной зоне Тянь-Шаня среднепалеозойских гипербазитов. Офиолиты, возможно, развиты в узкой южной зоне Восточного Тянь-Шаня, зажатой между его кристаллической осевой зоной и Таримской платформой. На территории Советского Союза к ней относится Кокшаальская зона, в которой, по данным В. И. Кнауфа, В. Г. Королева и других, в основании мощного средне-верхнепалеозойского разреза залегают гипербазиты. На территории Китая, по данным В. М. Синицина, спилиты и кремнистые сланцы входят в состав силурийско-нижнедевонских серий хр. Халыктау.

В Иртыш-Зайсанской зоне среднепалеозойская офиолитовая ассоциация сосредоточена в основном в Чарском антиклинории [49]; однако очень трудно определить интервал времени ее формирования. Отдельные члены офиолитовой ассоциации присутствуют и в верхнем силуре, и в девоне, и в нижнем карбоне — в аркалыкской свите визейского яруса. К Чарскому антиклинорию, как известно, приурочен пояс ультраосновных массивов, прослеженный в настоящее время на северо-запад под чехлом Западно-Сибирской низменности (Горностаевский пояс). По даным И. А. Ротараша и Е. А. Гредюшко [146], гипербазиты в разных частях перекрываются отложениями от среднего девона до карбона. Они выходят на поверхность в сильно нарушенном, тектонизированном виде, образуя зоны серпентинитового меланжа. Время образования меланжа относится скорее всего к позднему карбону. В целом Чарский антиклинорий образован сложной тектонической смесью, включающей отдельные чешуи самых разных частей разреза, совмещенных друг с другом вторично при деформации [146]. Кроме Чарского антиклинория габбро-гипербазитовые тела (с диабазами) вытягиваются цепочкой по юго-западному краю Иртышской

зоны смятия [49]; они залегают среди средне-верхнедевонских отложений, но, скорее всего, являются более древними. На юге Иртыш-Зайсанской зоны, в Сауре и Восточном Тарбагатае, к офиолитовой ассоциации, возможно, должны быть отнесены диабазово-кремнистые толщи, залегающие ниже живетско-франской андезитовой серии, а также основные эффузивы гольды-артрыкской свиты среднего — верхнего девона гор Музтау [49].

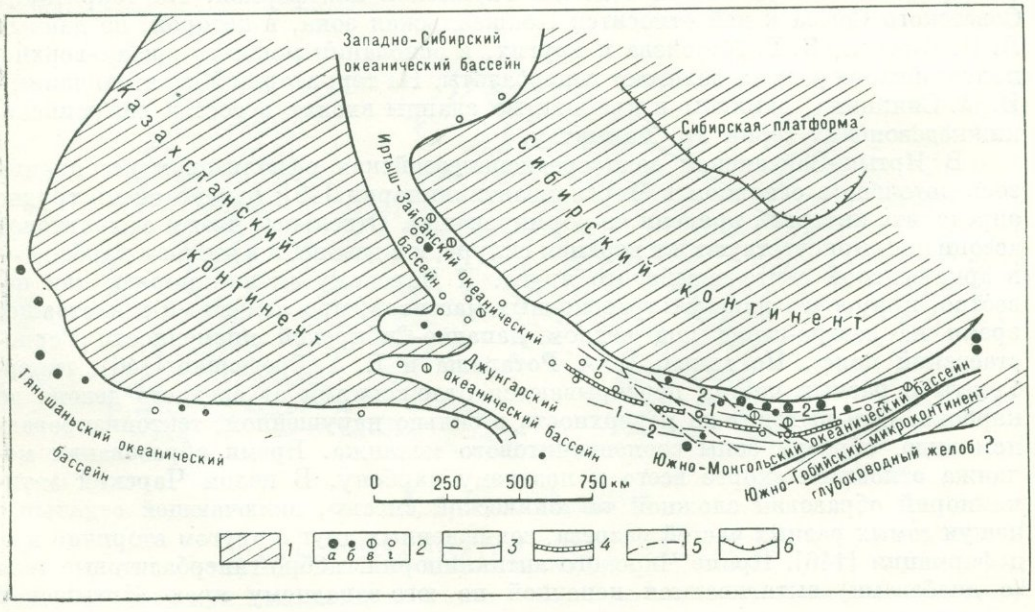
Наконец, самые северные выходы пород, которые можно отнести к офиолитовой ассоциации, известны во внутренних частях Томь-Колыванской зоны, где на небольших участках из-под песчано-сланцевой синской серии верхнего девона местами обнажаются зеленокаменноизмененные диабазы, относимые условно к среднему девону [42]. Несомненно, среднепалеозойские офиолитовые образования присутствуют в фундаменте Западно-Сибирской низменности в междуречье Иртыша и Оби в их среднем течении. Как сообщает П. К. Куликов [99], здесь скважинами вскрыты серпентиниты, зеленокаменные породы и яшмоиды, содержащие местами девонские радиолярии.

В Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоне хорошо видно, что изменение возраста офиолитов происходит не беспорядочно, а строго закономерно, становясь моложе от краев к центру. Это явление можно интерпретировать как показатель раскрытия океанического бассейна путем спрединга [70]. Можно также восстановить изохроны древнего спрединга, отвечающие линиям одинакового возраста офиолитовой ассоциации (океанического ложа).

На рис. 21 показаны реконструированные среднепалеозойские океанические бассейны. Очерчены континентальные блоки — Сибирский и Казахстанский, а оставшееся между ними пространство с офиолитовой ассоциацией интерпретировано в качестве океанических бассейнов: Южно-Монгольского,

Рис. 21. Реконструкция среднепалеозойских океанических бассейнов Центрально-Азиатского пояса

1 — континенты; *2* — выходы офиолитов (океанического ложа) и их возраст (*а* — середина силура, *б* — поздний силур — ранний девон, *в* — ранний девон, *г* — середина девона); *3* — изохроны спрединга (цифры: 1 — ранний девон, 2 — середина силура); *4* — предполагаемые оси спрединга; *5* — трансформные разломы; *6* — граница Сибирской платформы



Джунгарского, Иртыш-Зайсанского и Западно-Сибирского. В пределах Южно-Монгольского бассейна нанесены (конечно, примерно) изохроны спрединга. Эта реконструкция еще далека от совершенства и прежде всего потому, что в ней не учтены результаты последующей деформации, которая, несомненно, сильно (наверное, не менее чем на треть) сократила первичные размеры бассейнов. В особенности это относится к Иртыш-Зайсанскому бассейну, где можно предполагать значительные горизонтальные перемещения, приведшие к тектоническому совмещению разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Не ликвидированы также последствия более поздних сдвиговых движений, например, по Чингизскому сдвигу, имеющему правобоковую компоненту с амплитудой 100 км [153]. Если их учесть, то размеры Иртыш-Зайсанского бассейна могут оказаться значительно большими, а сам он, с учетом движения по Чингизскому сдвигу, сместясь на север, соединится с Западно-Сибирским бассейном.

На рис. 21 обращает на себя внимание полоса узких микроконтинентов, сложенных доварисцийскими комплексами: на востоке — Южно-Гобийского, на западе — микроконтинента, отвечающего осевой зоне Восточного Тянь-Шаня. Учитывая, что Южно-Монгольский океанический бассейн образовался путем спрединга, можно считать, что Южно-Гобийский микроконтинент был оторгнут от Сибирского континента в процессе зарождения Южно-Монгольского бассейна. Предполагается, что к югу от обоих микроконтинентов протягивались глубоководные желоба. Возможно, мощные кремнисто-терригенные толщи среднего палеозоя Кокшаальской зоны (как на территории СССР, так и в Китае) являются именно выполнением такого глубоководного желоба. Глубоководный желоб, как увидим ниже, может быть восстановлен и в Южной Монголии.

Встает вопрос: что же находилось южнее реконструируемых среднепалеозойских океанических бассейнов? Сейчас здесь располагаются Таримская и Северо-Китайская платформы. Возможны, очевидно, два варианта: либо эти платформы находились примерно в тех же местах и раньше, и в этом случае океанические бассейны были внутриконтинентальными, средиземными, типа, скажем, Тирренского моря; либо платформы были в результате дрифта перемещены сюда с юга значительно позже, в самом конце палеозоя, а в среднем палеозое глубоководные желоба сменялись в южном направлении открытым океаном — палео-Тетисом, существование которого предполагается А. Б. Дергуновым и другими [57]. При втором варианте среднепалеозойские океанические бассейны следует рассматривать аналогами современных окраинных морей, типа Японского. Следовательно, среднепалеозойские океанические бассейны, восстанавливаемые на месте эвгеосинклинальных зон, являются аналогами либо средиземных, либо окраинных морей.

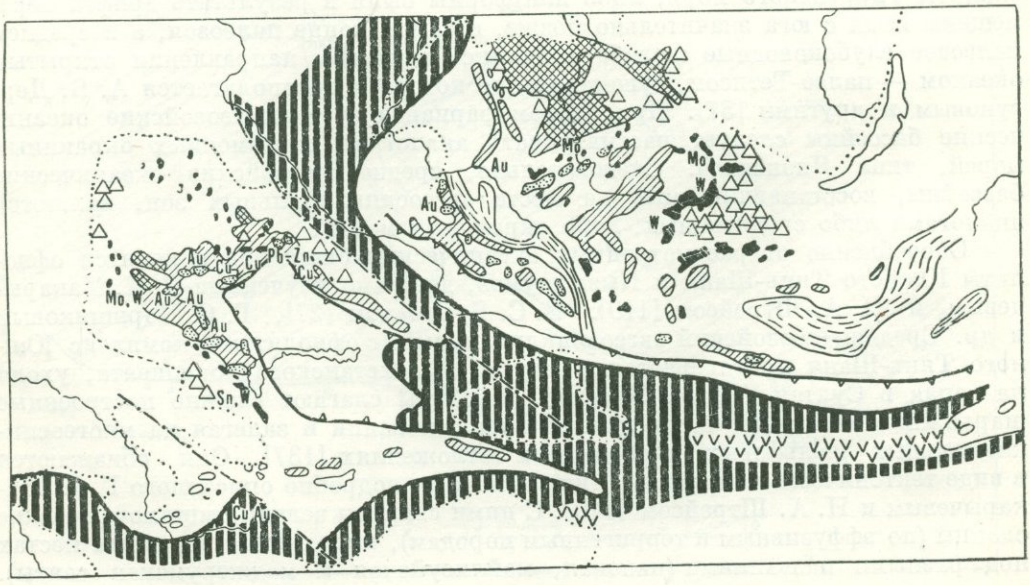
Обособленно от рассмотренных океанических бассейнов находятся офиолиты Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов, детально изученные Г. И. Макарычевым и Н. А. Штрейсом [110]. В. С. Буртманом [27], Г. С. Поршняковым и др. Среднепалеозойский эвгеосинклинальный (с офиолитами) комплекс Южного Тянь-Шаня протягивается к югу от Казахстанского континента, уходя на запад в Султан-Уиздаг. Повсюду офиолиты слагают сложно построенные шарьяжные пластины, часто выходя в их основании и залегая на миогеосинклинальных шельфовых карбонатных отложениях [137]. Они обнажаются в виде тектонического меланжа, типа канского, подробно описанного Г. И. Макарычевым и Н. А. Штрейсом [110]. С ними связаны зеленые метаморфические сланцы (по эффузивным и терригенным породам), выделяемые в разных местах под разными названиями (канская, майлисуйская и маджерумская свиты).

Возраст этих сланцев трактуется от рифейского [110] до каменноугольного. Абсолютный возраст [137], находящийся в интервале 280—390 млн. лет, не позволяет считать возраст метаморфизма более молодым, чем среднедевонский, и, думается, прав Г. С. Поршняков [137], который на основании согласного залегания канских сланцев ниже каиндинской свиты S_2—D_1 считает их силурийскими или ордовик-силурийскими. Офиолиты представлены гипербазитами, габбро, шаровыми лавами спилит-диабазового состава (яшская и аравanская свиты восточных районов, единица Ямчи Нуратинских гор). По возрасту они охватывают нижнюю половину девона, возможно, верхи силура (Г. И. Макарычев полагает, что все офиолиты являются позднедокембрийскими). В связи с тем, что офиолиты повсеместно находятся в аллохтонном залегании, очень трудно судить о первоначальных контурах маркируемого ими океанического бассейна. Ясно, что этот бассейн на севере обрамлялся Казахстанским континентом, а на юге — карбонатным шельфом, формировавшимся на окраине южного континента, возможно, примыкавшего к Гондване. На востоке, в районе Кокшаальской зоны Южно-Тяньшаньский океанический бассейн, вероятно, соединялся с системой реконструируемых океанических бассейнов Центральной Азии, составляя вместе с ними единую цепь бассейнов палео-Тетиса.

Ранний — средний девон (390—360 млн. лет) — рис. 22. Отложения девона среди среднепалеозойских образований пользуются наибольшим распространением. В девоне реконструируются следующие структурные элементы: 1) океанический бассейн; 2) микроконтинент, обрамляющий его с внешней стороны, и 3) обширная тыловая область, расположенная на континенте и примыкающая к океаническому бассейну с противоположной стороны.

В океанических бассейнах в осях спрединга продолжались проявления спилит-базальтового вулканизма. Вместе с тем за пределами этих осей на океа-

Рис. 22. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для раннего — среднего девона. Условные обозначения см. рис. 14



ническом ложе накапливались осадки иного типа. В северной части Южно-Монгольского бассейна в первой половине девона был сформирован крупный барьерный риф, протягивавшийся не менее чем на 1000 км, параллельно краю Сибирского континента. Им, вероятно, была фиксирована вершина погружающегося континентального склона. На южной окраине Южно-Монгольского бассейна уже в раннем девоне отмечаются проявления андезитового вулканизма. В районе хр. Дзолен, например, в девоне был развит типичный островодужный комплекс [72].

Микроконтиненты — Южно-Гобийский и Восточно-Тяньшаньский — представляли собой, очевидно, системы островов. На Южно-Гобийском микроконтиненте широко развита, по данным О. Д. Суетенко, порфиритовая толща девона, которая вмещает местами плагиогранитные интрузии. По их выходам, вероятно, можно реконструировать вулканическую дугу. Аналогичная обстановка, по-видимому, существовала и на Восточно-Тяньшаньском микроконтиненте.

Тыловые области обнимают значительные части обоих континентов — Сибирского и Казахстанского. Эти области также были охвачены интенсивным магматизмом; внутри них обнаруживается четкая зональность, подчиненная океаническим бассейнам [69, 121]. Могут быть выделены три зоны, протягивающиеся в виде полос:

З о н а 1. Непосредственно к океаническим бассейнам примыкает полоса, отличающаяся присутствием терригенных геосинклинальных прогибов, таких как Хангай-Хэнтэйский, Ануйско-Чуйский, Джунгаро-Балхашский. В этих прогибах, как это доказано И. Б. Филипповой [173] для Хангай-Хэнтэйского прогиба, накопление мощных толщ терригенных осадков происходило в условиях турбидитной седиментации за счет разрушения смежных поднятий. Характерным для той же полосы являются проявления вулканизма, происходившие преимущественно в субаэральной обстановке. Вулканиты широко развиты на поднятиях и на склонах к океаническому бассейну (например, известные вулканические толщи среднего девона Рудного Алтая). Вулканические породы повсюду принадлежат здесь к известково-щелочной серии, но среди них много кислых липарит-дацитовых разностей. В этой зоне ближе к краю континента развиты немногочисленные и плохо еще известные интрузии гранит-гранодиоритового типа. К ним условно отнесены: интрузии большепорожского комплекса Западного Саяна (они прорывают отложения верхнего силура, но абсолютный возраст некоторых массивов оказывается несколько более древним), породы диорит-гранодиоритовой формации Алтая. В Монгольском Алтае к этому типу также условно отнесена часть крупных батолитов алтайского комплекса.

З о н а 2. Далее к периферии может быть оконтурена полоса, которая в первой половине девона была почти целиком охвачена наземными вулканическими извержениями. К ней относятся девонские вулканиты Северной Монголии, Тувы и Западного Саяна на Сибирском континенте, краевой вулканический пояс А. А. Богданова на Казахстанском континенте. Вулканиты относятся к той же известково-щелочной серии [121], имея липарит-андезит-базальтовый состав. В Горном Алтае вулканиты нижнего и среднего девона выполняют Аксайскую мульду, Коргонский прогиб, Уйменско-Лебедской прогиб и имеют существенно андезит-липаритовый состав, местами с большим количеством игнимбритов. В Туве вулканиты выходят на поверхность по обрамлению Тувинского прогиба и представлены большей частью известково-щелочной серией от базальтов до липаритов, но иногда здесь присутствуют

продукты контрастной, бимодальной серии [46]. В Западном Саяне (Усинская и другие мелкие впадины) преобладают липариты. В Кузнецком Алатау в узких грабенах развиты кислые лавы известково-щелочного состава [121]. В этой зоне часто встречаются массивы гранитов стандартного типа. В Туве к их числу относятся крупные массивы бреньского комплекса, сложенные гранитами и гранит-порфирами. Реже отмечаются гранодиоритовые, адамеллитовые и граносиенитовые разности. Породы поздних фаз сложены лейкократовыми гранитами и аляскитами. Граниты рвут вулканиты D_{1-2} и перекрываются средне-верхнедевонской молассой. С породами комплекса связана вольфрам-молибденовая минерализация. В Западном Саяне к стандартным гранитам относятся граниты джойского комплекса. Они слагают небольшие (10—15 км в поперечнике) массивы и представлены главным образом порфировидными лейкократовыми гранитами. В связи с этими гранитами до последнего времени были известны только небольшие молибденовые проявления.

В краевом вулканическом поясе Центрального Казахстана породы имеют в основном известково-щелочной состав. В его внутренней части, в Северо-Западном Прибалхашье широко развиты кислые породы с обилием игнимбритов; центральная (осевая) часть характеризуется пестрым составом от андезитобазальтов до андезитов и липаритов и принадлежит к известково-щелочной серии. К этому поясу приурочены довольно крупные массивы (сотни квадратных километров) — Карамандинский, Теректинский, Жемантинский, Шебаркульский и другие, сложенные преимущественно крупнозернистыми гранитами и гранодиоритами. По химическому составу они близки к среднему составу гранитов и гранодиоритов по Р. Дэли. С ними связано вольфрамо-молибденовое оруденение. Абсолютный возраст этих гранитов, определенный калий-аргоновым методом, 380—400 млн. лет. По периферии вулканического пояса отмечаются массивы стандартных гранитов, таких как боровский комплекс на севере и джелтауский, каибский и другие на юге. Они сложены лейкократовыми, биотитовыми гранитами и аляскитами. С этими массивами отмечаются грейзеновые олово-вольфрамовые проявления.

З о н а 3. Для крайней третьей полосы свойствен уже щелочной и бимодальный магматизм. Щелочные вулканиты широко представлены в Минусинской и Рыбинской впадинах [121], где развиты серии преимущественно основных и средних пород с трахибазальтами, эссекситами, фонолитами и т. п. По краям впадин ниже щелочных эффузивов появляются толщи кислых и субщелочных кислых лав и туфов, образуя вместе с основными породами бимодальную серию. Кислые эффузивы характеризуются высоким содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием [187]. К этой же зоне тяготеет пояс щелочных интрузий, протягивающийся от Кузнецкого Алатау (Горячегорский и другие массивы нефелиновых сиенитов) в юго-западную часть Восточного Саяна, далее в Восточную Туву и Северную Монголию (сангиленский комплекс нефелиновых сиенитов, сиенитов, миаскитов, уртитов и других пород).

В Центральном Казахстане щелочные вулканиты известны на Ишимской луке, на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также в Чингиз-Тарбагатайском антиклинории [44]. На северо-западе, на дальней периферии магматического ареала, к этой зоне тяготеет область «распыленного» магматизма, в которой развиты небольшие массивы лейкократовых аляскитовых гранитов лосевского и балкашинского комплексов с возрастом 360—390 млн. лет [44]. К внешней полосе приурочены щелочные интрузии. Они представлены на западе ишимским комплексом (Кубасадырский и другие массивы), который включает в себя

сиениты, нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые породы и т. п. Абсолютный возраст этих пород 390 млн. лет [44]. На востоке, в Чингизе и Тарбагатае, протягиваются цепочки массивов щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, содалит-нефелиновых сиенитов, а также щелочных габброидов [44], отмечаются также щелочные липариты, комагматичные со щелочными рибекитовыми и эгириновыми гранитами [2]. На юге в Чуйском поднятии часто встречаются субвулканические массивы щелочных пород (Шенгельдинский, Курманшитинский и др.). Они сложены породами комендит-пантеллеритового ряда со щелочными темноцветными минералами (эгирином и арфведсонитом). По возрасту эти образования относят к эйфелю. Необходимо обратить внимание на тот факт, что центрально-казахстанский ареал срезается на востоке одновозрастной Иртыш-Зайсанской эвгеосинклинальной зоной (примерно вдоль Чингизского разлома). В отличие от Чарской зоны с ее офиолитами Жарминская зона еще принадлежит этому ареалу. Если Иртыш-Зайсанской зоне подчинен магматический ареал западной окраины Сибирского континента, то центрально-казахстанский ареал с ней совершенно не связан. Это позволяет предполагать, что современный контакт казахстанского ареала с Иртыш-Зайсанской зоной является вторичным, тектонически сближенным. Поэтому при палинспастических реконструкциях эти территории следует разобщать друг от друга.

Таким образом, по мере движения от океанических бассейнов вглубь континентов может быть намечена закономерная смена известково-щелочного магматизма бимодальным и щелочным. Эта зональность ближе всего отвечает андийскому типу, но отличается от него концентрическим расположением зон, особенно четко выраженным в Центральном Казахстане, где магматический ареал окаймляет Джунгаро-Балхашский прогиб. Отличием является также широкое развитие щелочных пород.

Учитывая полярность магматизма, можно реставрировать положение ископаемых зон Беньофа. В большинстве случаев зоны Беньофа были наклонены под континент. Только в районе Томь-Колыванской зоны или не было зоны Беньофа, или она была наклонена под Западно-Сибирский океанический бассейн. Такая интерпретация связана с тем, что перед этим бассейном в девоне не возникла структурно-магматическая зональность, подобная другим бассейнам. Девонские (и силурийские) отложения Салаирского кряжа и смежных частей Кузбасса представлены в основном мелководными карбонатными осадками [42], лишенными магматических пород. Их с большим основанием можно считать осадками континентальной окраины атлантического типа, отложившимися на континентальном основании.

В отношении эндогенной металлогении данного интервала сведения, как ни странно, очень скудные. С краевым вулканическим поясом Центрального Казахстана связаны золотые и медно-порфировые месторождения. На периферии ареала с гранитами Джелтауского массива связаны оловянно-вольфрамовые и молибденовые проявления. В Алтае-Саянской области с бреньскими гранитами Тувы ассоциируют вольфрамовые проявления. В целом же редкометальная оловянно-вольфрамовая зона выражена очень плохо, несмотря на широкое развитие гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов; это, видимо, объясняется недостаточной изученностью. Учитывая сказанное, можно ожидать проявления редкометального оруденения по крайней мере в двух районах: на северо-западе Центрального Казахстана, где развиты массивы лосевского, балкашинского и аналогичных им комплексов, и на востоке Алтае-Саянской области, вероятнее всего в Западном Саяне (в массивах джойского комплекса).

Рассмотрим условия, существовавшие к югу от Казахстанского континента. Южная окраина этого континента, примыкающая к Южно-Тяньшаньскому океаническому бассейну, в раннем — среднем девоне также была ареной континентального вулканизма, но в отличие от остальных областей Центрального Казахстана здесь вблизи края континента преобладают породы типичной известково-щелочной серии — андезиты, дацит-андезиты и липариты с большим количеством пирокластов. На периферии они сменяются подщелоченными разностями (латитами). С вулканитами ассоциируют интрузии габбро-диорит-плагиогранитов (Бельтау-Кураминская зона) и монцонит-диоритов и габбро-сиенитов (Чаткальский хребет) [45].

В пределах Южно-Тяньшаньского океанического бассейна рассматриваемому временно́му интервалу, помимо офиолитов, принадлежат также вулканические комплексы существенно андезитового состава. Имеются в виду теракдаванский и коксуйский типы разреза Г. С. Поршнякова [137]. Эти разрезы отвечают обстановке вулканических островных дуг, которые формировались одновременно с офиолитами. К сожалению, они находятся в аллохтонном залегании и поэтому пока нет возможности восстановить их первичное расположение.

Миогеосинклинальные разрезы Южного Тянь-Шаня также разнообразны [137]. Среди них отмечаются: 1) сокращенные маломощные существенно терригенные, отличающиеся обилием грубообломочных пород (чаувайский тип), формировавшихся, очевидно, в обстановке шельфа, 2) сложенные в основном рифовыми известняками (арчалтурский тип), отмечающими собой, возможно, обстановку барьерного рифа, и 3) мощные известняково-доломитовые, слагающие большую часть Алая и формировавшиеся на протяжении всего среднего палеозоя, — эти разрезы могут фиксировать обстановку погружающегося шельфа на континентальной окраине атлантического типа.

Следовательно, на терриории Южного Тянь-Шаня в раннем — среднем девоне существовали весьма разнообразные условия, свидетельствующие о расчлененности этого бассейна, о том, что внутри или на его окраинах развивались вулканические островные дуги и глубоководные желоба. Миогеосинклинальные отложения отмечают положение окраины континента, располагавшегося к югу от океанического бассейна. Все эти разрезы, отвечающие совершенно различным обстановкам, во время каменноугольной складчатости и покрово-образования тектонически оказались совмещенными и часто перемещенными на значительные расстояния. Восстановить первичное их расположение крайне трудно. Следуя трактовке Г. С. Поршнякова и В. С. Буртмана [27, 137], мы считаем, что океанический бассейн занимал всю северную часть Южного Тянь-Шаня, примыкая к каледонскому континенту Северного и Срединного Тянь-Шаня. Учитывая отсутствие среднепалеозойского магматизма в миогеосинклинальных разрезах и, напротив, развитие магматизма к северу от океанического бассейна, можно полагать, что вероятные островные вулканические дуги были обращены фронтальной стороной на юг, в сторону южного континента, а зона Беньофа погружалась на север под каледонский континент Северного и Срединного Тянь-Шаня. Если это справедливо, то океанический бассейн Южного Тянь-Шаня можно интерпретировать в качестве средиземного моря, типа Тирренского, обрамленного на юге вулканической островной дугой.

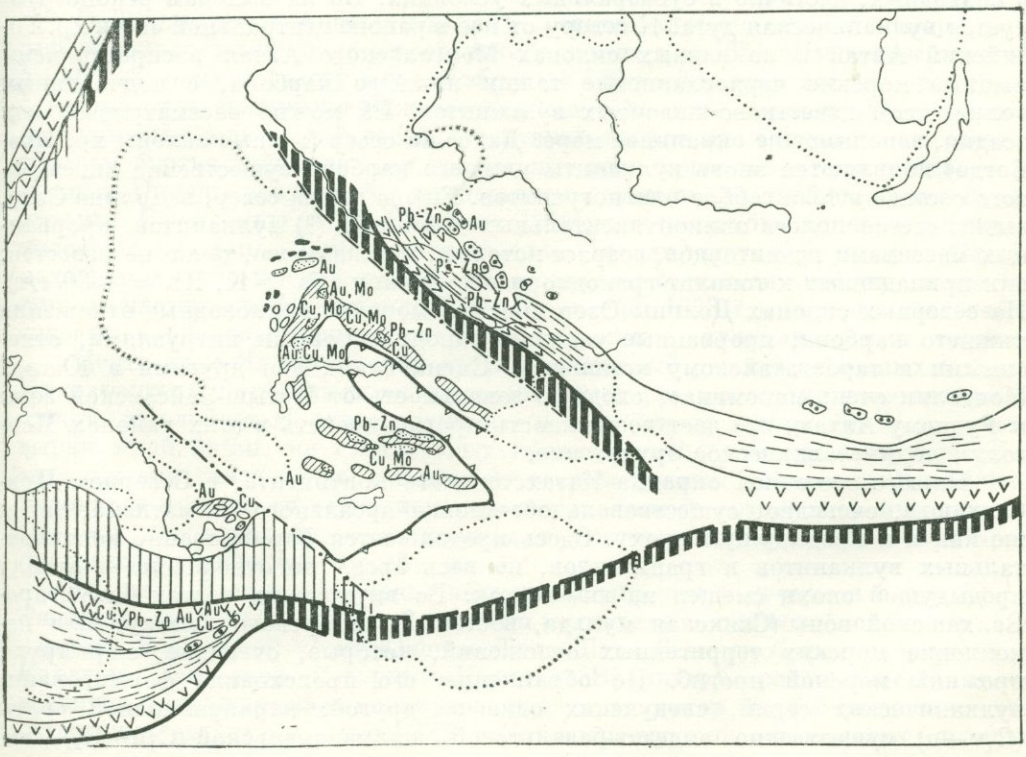
Ранний — средний карбон (345—315 млн. лет) — рис. 23. Эта эпоха отвечает главным фазам варисцийской складчатости, с одной стороны, и раскрытию новых океанических бассейнов на месте палео-Тетиса, с другой. Среднепалеозойские океанические бассейны перерождаются в системы островных дуг,

а затем подвергаются складчатости. Вулканические островные дуги хорошо выявляются, например, в Южной Монголии, на Восточном склоне Урала (валерьяновская свита), в Южном Тянь-Шане.

На месте силурийско-девонских океанических бассейнов продолжали существовать условия, близкие к океаническим.

На юго-западной (в современных координатах) окраине Сибирского континента, в районах, прилегающих к Иртыш-Зайсанской зоне, в раннем карбоне существовали условия, типичные для обстановки островных дуг. В Чарской зоне в разрезе всех свит нижнего карбона (кояндинская, коконьская, аркалыкская, кокпектинская свиты) широким развитием пользуются породы известково-щелочной серии — андезиты, андезит-базальты с большим количеством пирокластов, которые ассоциируют со сланцами, кремнистыми породами, граувакками [49]. Этот комплекс можно уверенно интерпретировать как островодужную ассоциацию, фиксирующую положение прежней вулканической дуги (возможно, и склон к глубоководному желобу). Расположенный восточнее в Калба-Нарынской зоне разрез нижнего карбона состоит почти полностью из одних песчано-глинистых отложений с подчиненным количеством горизонтов порфиритов и их туфов. Эти отложения скорее всего фиксируют прежнее окраинное море. В Южном и Рудном Алтае на окраине Сибирского континента развиты в основном терригенные мелководные отложения и обосабливаются две полосы вулканитов андезитового (известково-щелочного)

Рис. 23. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для раннего — среднего карбона. Условные обозначения см. рис. 14



состава, прослеживающиеся примерно до Иртышской и Северо-Восточной зон смятия. Вулканические проявления рассматриваемых районов наследуют широко проявленный в Рудном Алтае вулканизм второй половины девона. В Чарской зоне обнаружен глаукофановый метаморфизм высоких давлений [29]. В Иртышской зоне смятия широкое распространение имеет высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации. Тем самым вырисовывается парный пояс метаморфизма, который типичен [325] для обстановки островных дуг и глубоководных желобов. В Чарской зоне часто встречаются мелкие тела, согласные с простиранием вмещающих пород, имеющие существенно габбро-плагиогранитный состав [49]; с ними ассоциирует медное и полиметаллическое оруденение. На окраине Сибирского континента (Алтай) широко распространены интрузии змеиногорского комплекса с абсолютным возрастом в 330 млн. лет [49]. Эти интрузии имеют большие размеры и представлены тоналитами, плагиогранитами, гранодиоритами и адамеллитами. Для большинства разновидностей пород свойственно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, что характерно для тоналит-гранодиоритового типа. Полиметаллическое оруденение Алтая, локализующееся в основном среди полей развития девонских эффузивов, относится примерно к раннему — среднему карбону. На происхождение этих руд существуют различные точки зрения. Наиболее предпочтительной является та из них, которая предполагает связь этих месторождений с малыми интрузиями, являющимися либо сателлитами, змеиногорского комплекса, либо субвулканами.

У южной окраины Сибирского континента, в Южно-Монгольской зоне повсеместно развиты андезиты нижнего карбона, образовавшиеся частично в подводных, частично в субаэральных условиях. По их выходам реконструируется вулканическая дуга. К северу от нее в районе центральной части хр. Гобийский Алтай и на южных склонах Монгольского Алтая распространены мощные морские черносланцевые толщи нижнего карбона, с подчиненным количеством известково-щелочных вулканитов. Их можно рассматривать как осадки, заполнявшие окраинное море. Далее на север (южные склоны хр. Ихэ-Богдо) появляются вновь вулканиты нижнего карбона существенно андезитового состава и тела габбро-плагиогранитов. Еще далее на север, в Долине Озер, вытягивается полоса эпиконтинентальных девонских (?) вулканитов, прорванных массивами гранитоидов, возраст которых, к сожалению, точно не известен; они принадлежат к тоналит-гранодиоритовому типу ($Na > K$, $Rb = \sim 60$ г/т). На северных склонах Долины Озер имеются морские мелководные отложения нижнего карбона, прорванные тоналит-гранодиоритовыми интрузиями, относимыми к тарбагатайскому комплексу. Смена одних зон другими в Южной Монголии очень напоминает сходную зональность от Иртыш-Зайсанской зоны к Рудному Алтаю; это дает возможность прогнозировать в этих районах Монголии полиметаллическое оруденение.

На юго-восточной окраине Казахстанского континента, в Северном Прибалхашье, очевидно, существовала обстановка ареального магматизма, такая же как и в предыдущую эпоху. Здесь продолжается формирование континентальных вулканитов и гранитоидов, но весь ареал по отношению к ареалу предыдущей эпохи смещен на юго-восток. Во внутренних частях Джунгаро-Балхашской зоны (Саякская мульда, восток Джунгарского Алатау) шло накопление морских терригенных отложений, которые, очевидно, маркируют прежний морской прогиб. По обрамлению его происходило формирование вулканических серий, следующих одна за другой: каркаралинской свиты (C_1v—n) существенно андезит-базальтовой, калмакэмельской (C_1n—C_2), ан-

дезит-базальтовой с существенным развитием кислых разностей и керегетасской (C_2), представленной вулканитами главным образом кислого состава [35]. Все эти породы имеют известково-щелочной состав и близки, особенно первая свита, к островодужной ассоциации. В Джунгарском Алатау [35] вулканические образования C_1—C_2 развиты на юге и юго-западе хребта и представлены пестрой серией липаритовых и андезит-базальтовых лав с большим количеством туфов. С вулканитами пространственно совмещен целый ряд крупных гранитных массивов Северного Прибалхашья. К этому времени относится формирование топарского, балхашского и других комплексов (абсолютный возраст 300—348 млн. лет) районов Краевого вулканического пояса [44]. Основные фазы массивов этих комплексов представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами. Иногда в гранитоидах балхашского комплекса отмечаются существенно плагиоклазовые разности пород, в связи с чем гранитоиды этих районов занимают промежуточное положение между тоналит-гранодиоритовыми и гранит-гранодиоритовым геохимическими типами. С рассмотренными гранитоидами ассоциируют золото-молибденовые проявления. Породы поздних фаз этих комплексов, а также более мелкие массивы сложены лейкократовыми гранитами, близкими к стандартному геохимическому типу. Эти породы несут часто кварц-мусковитовые и кварц-топазовые грейзены. В Баканасской впадине в это время формируются гранитоиды канжайляуского, чубарайгырского и других комплексов (абсолютный возраст 300—328 млн. лет). Эти комплексы представлены диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами, адамеллитами и гранодиоритами и могут быть отнесены к диорит-монцонитовому геохимическому типу. С ними ассоциирует медно-полиметаллическое оруденение.

В Джунгарском Алатау к началу среднего карбона относится формирование массивов центрально-джунгарского комплекса [35]. Имеющиеся данные по абсолютному возрасту дают разброс от 370 до 300 млн. лет, но гранитоиды заведомо рвут отложения нижнего карбона. Массивы имеют крупные размеры и вытянуты вдоль осевой части Джунгарского Алатау. Они сложены главным образом биотит-амфиболовыми гранитами, реже гранодиоритами и плагиогранитами. Породы поздних фаз представлены существенно лейкократовыми гранитами. По мнению А. Е. Шлыгина [191], к этой эпохе относится главная масса свинцово-цинковых месторождений (Текели, Сууктюбе и др.). Следует подчеркнуть, что именно к этой эпохе, возможно, относится образование вторичных кварцитов Казахстана (Е. Ф. Бурштейн, 1973 г.), которые генетически связаны с одновозрастными гранитоидами или с вулканическими сериями.

Центрально-Казахстанский ареал имеет целый ряд существенных отличий. По характеру магматизма он занимает некоторое промежуточное положение между зональностью островодужного и андийского типов. Здесь нет четко выраженной каймы ни стандартных гранитов, ни щелочных интрузий. Каркаралинская свита очень напоминает островодужный комплекс. Эти отличия находятся в связи со строением такого ряда зон, в которых на продолжении 100 млн. лет сохраняется активность с постепенным смещением в сторону прежних океанических бассейнов.

На южной окраине Казахстанского континента и северной части Южно-Тяньшаньского океанического бассейна магматизм вновь возобновился в конце намюра. В северной части Южного Тянь-Шаня (Южная Фергана, ферганский Каратау, Мальгузар, Северный Нуратау, Букантау) прослеживается полоса развития ранне-среднекаменноугольных вулканитов (тубабергенская, чимкурганская и другие свиты) [45]. По возрасту они охватывают интервал

намюрского и башкирского ярусов (абсолютный возраст вулканитов в хр. Мальгузар — 306—323 млн. лет). Излияния происходили в подводных условиях, среди лав встречаются спилиты, диабазы, часто шаровые лавы, туфы, туфобрекчии, горизонты с вулканическими бомбами. Очень примечательно появление ультраосновных лав — пикритовых порфиритов. Среди эффузивов присутствуют прослои сланцев, кремнистых пород, линзы известняков. В ряде мест на эффузивы налегает олистострома [143]. Этот комплекс фиксирует собой вулканическую дугу, заложенную на океаническом основании Южно-Тяньшаньского бассейна.

К северу от этой дуги, уже на окраине Казахстанского континента (Срединный Тянь-Шань) с намюра до московского яруса отмечается интенсивный магматизм [45]. Состав продуктов вулканизма существенно андезитовый, иногда с повышенной щелочностью. Так, в Кураминском хребте в вулканогенной уя-минбулакской свите преобладают пироксеновые андезитовые порфириты и их туфы, ассоциирующие с обломочными и туфогенными осадками. В более верхних горизонтах появляются игнимбриты (абсолютный возраст 290—300 млн. лет). Севернее, на периферии магматического ареала, в хр. Каржантау среди вулканических пород акчинской свиты преобладают субщелочные лавы — трахиандезиты, трахилипариты и их туфы (абсолютный возраст около 300 млн. лет). Из интрузивных пород в Срединном Тянь-Шане обнаружены более ранние силлы габбро-монцонит-сиенитов с возрастом 322 млн. лет и более поздние диорит-монцониты и крупные массивы среднекаменноугольных гранодиоритов.

Одновременно с формированием островных дуг или сразу вслед за этим значительная часть территории среднепалеозойских океанических бассейнов Центрально-Азиатского пояса закрывается в результате сближения и столкновения островных дуг с сибирской и казахстанской континентальными окраинами и с Гобийским и Тяньшаньским микроконтинентами. Так, к этому времени относится формирование покровно-складчатой структуры Южно-Монгольской зоны (например, хр. Дзолен), где вулканические островные дуги накладываются на варисцийское складчатое основание, а реконструируемые по развитию черносланцевых толщ окраинные бассейны наследуют без перерыва девонские прогибы. К тому же интервалу относится складчатость Джунгарского Алатау и начало движения тектонических покровов в Южном Тянь-Шане. Характерна большая дифференцированность обстановок — участки сжатия и проявления складчатости соприкасаются с районами, продолжающими прежнее океаническое развитие.

К раннему — среднему карбону относится другое важное событие — образование новых океанических бассейнов на месте палео-Тетиса. Они могут быть реконструированы по спилит-диабазовым толщам с гипербазитами, слагающим Солонкерскую эвгеосинклинальную зону на крайнем юге МНР и во Внутренней Монголии [23], прослеживающимися отсюда в Бей-Шань и далее на запад в Северный Памир и Гиссар.

Более детально поздний палеозой изучен в Гиссаре [136]. Здесь вулканические проявления сконцентрированы в узкой магматогенной (по Э. А. Портнягину) зоне, занятой в основном позднепалеозойским батолитом, и в обрамляющих его разломах — Северо-Гиссарском и Южно-Гиссарском. Местами на поверхность выходит более древнее основание, сложенное меланократовыми метаморфическими породами неясного возраста (Э. А. Портнягин считает их ранне- или среднепалеозойскими). Согласно крайне интересным наблюдениям Э. А. Портнягина, этот фундамент буквально пронизан серией параллельных даек основного состава, напоминающих известные дайковые (sheeted) комплексы

офиолитовых серий. Отсюда можно сделать вывод, что более древнее метаморфическое основание подверглось растяжению, дав возможность выходу мантийного вещества и образованию какого-то пространства с вновь созданной океанической литосферой. Остатки этой литосферы наблюдаются в виде цепочки гипербазитовых и габбровых тел вдоль Южно-Гиссарского шва. Вышележащие вулканические толщи состоят в южной части магматогенной зоны из двух серий. Нижняя из них образована спилитами, диабазами, подушечными лавами, базальтовыми порфиритами с резко пониженным содержанием калия. Вулканиты принадлежат к толеитовой серии. Верхний возрастной предел спилитов определяется налеганием на них нижнего намюра. Верхняя серия является существенно андезитовой с преобладанием пород андезит-базальтового состава; среди лав отмечается большое количество туфов, есть прослои песчаников и карбонатных пород. Возраст этой серии определяется как башкирско-раннемосковский. В зоне Южно-Гиссарского краевого шва и на Байсунском массиве нижний карбон, начиная с верхнего турне, покоится с несогласием на древнем основании и представлен вулканитами существенно кислого состава с повышенной (до 7%) щелочностью. С вулканитами ассоциируют рифовые известняки. Э. А. Портнягин и другие [136] справедливо считают, что вулканогенный комплекс Гиссара принадлежит к островодужной ассоциации.

Продолжение океанического бассейна, реконструируемого на месте Гиссара, находилось, вероятно, на востоке на Северном Памире, где развиты зеленокаменные эффузивы нижнего карбона [33]. Возможные аналоги этих вулканитов заключены, вероятно, в Дарваз-Сарыкольском метаморфическом комплексе. По магнитометрическим данным [33] полоса развития вулканогенных пород протягивается в Таджикскую депрессию (Кургантюбинскую зону), следуя вдоль долины Амударьи.

В Центральном Памире к рассматриваемому интервалу времени относится сарезская свита, залегающая в основании киммерийского геосинклинального комплекса. М. С. Дюфур [65] подчеркивает, что подошва свиты нигде не вскрыта и на чем она залегает, не известно. Ее возраст отвечает раннему и среднему карбону, по составу она является песчано-сланцевой. М. С. Дюфур относит ее к аспидной формации.

При интерпретации ранне-среднекаменноугольных обстановок Средней Азии и Памира возникают значительные трудности, вызванные крупными тектоническими шарьяжами в Южном Тянь-Шане и Памире. Бесспорным представляется существование океанических бассейнов, которые могут быть реставрированы по полосам развития спилит-диабазового вулканизма и относительно глубоководных толщ в северной части Южного Тянь-Шаня, в Гиссаре и Северном Памире. Более того, те данные, которые приводились о дайковом комплексе по Гиссару, говорят о новообразовании океанического бассейна по крайней мере в Гиссаре где-то в начале карбона (или конце девона). Но мы ничего не можем сказать ни о размерах, ни о природе этих бассейнов, ни о том, были ли это два разобщенных бассейна, каждый из которых может быть прослежен по полосам спилит-диабазового вулканизма Гиссара и Северного Памира, или это был один бассейн, а современное разобщенное положение его остатков связано с последующими тектоническими перекрытиями. При обоих вариантах есть одна бесспорная особенность — широкое развитие в раннем — начале среднего карбона островодужной ассоциации.

В случае существования единого бассейна зоны Гиссара и Северного Памира можно интерпретировать в качестве вулканической островной дуги, фронт которой был обращен к югу (учитывая полное отсутствие там

одновозрастного магматизма), тыловая область с окраинным морем располагалась на месте Южного Тянь-Шаня. Остатки прежнего глубоководного желоба, возможно, фиксируются песчано-сланцевой сарезской свитой в Центральном Памире.

В случае разобщенных бассейнов можно предполагать существование трех самостоятельных вулканических дуг, допуская при этом, что фронтальные части Гиссарской и Северо-Памирской дуг скорее всего были обращены в противоположные стороны — соответственно на север и юг, а зоны Беньофа, отвечающие этим дугам, были наклонены навстречу друг другу, падая под Байсунский микроконтинент. Для Гиссарской дуги такой вывод можно сделать, учитывая амагматичность прилегающих с севера пород Южного Тянь-Шаня и появления там в среднем — позднем карбоне флишеподобных толщ с олистостромами, которые могут отвечать выполнению глубоководного желоба.

Глобальные реконструкции

Поздний силур — ранний девон (410—380 млн. лет) — рис. 24. Этот интервал отвечает главной фазе каледонской складчатости. Наиболее интенсивные деформации были свойственны бывшей северной части палео-Атлантики, которая во время каледонского тектогенеза полностью замыкается, а Североамериканский и Восточно-Европейский континенты спаиваются между собой вплоть до мезозоя. Как предполагал Дж. Дьюи [231], тектогенез здесь был обусловлен столкновением двух континентов. Действительно, в скандинавских каледонидах в так называемом «каледонизированном» фундаменте Юго-Западной Норвегии и Лофотенских островов, имеющем гренвильский и более древний возраст [267], можно видеть осколки Североамериканского континента. Каледонский геосинклинальный комплекс выжат тисками докембрийских глыб, залегая на них в виде обширных аллохтонных покровов. Очевидно, так объясняются интенсивный высокотемпературный метаморфизм и гранитизация, типичные для скандинавских каледонид.

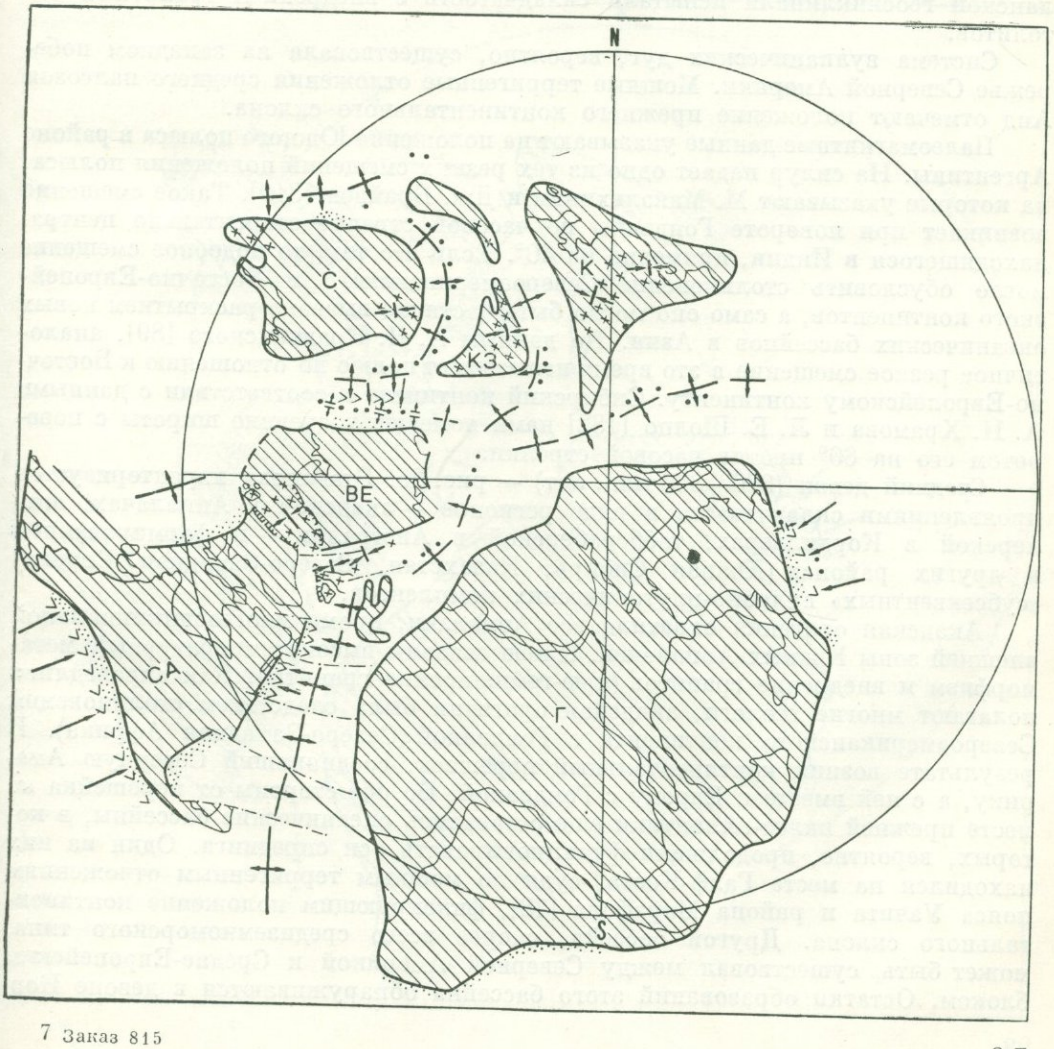
Вместе с тем в британских каледонидах мы не находим подобия структур скандинавских каледонид. В какой-то мере метаморфизм и гранитообразование свойственны северной зоне (Северо-Шотландским нагорьям и Северной Ирландии), прилежащей к платформе Эриа, но на остальной площади Британских островов деформации в общем умеренные, далее же на юго-запад — на Ньюфаундленде и Северных Аппалачах — они практически отсутствуют. В этих районах реконструируются обстановки континентальной окраины. Широко развитые в Северных Аппалачах силурийские и раннедевонские вулканиты андезит-базальтового состава (окраина бассейна Матапедия, пояс Чэлер-Бэй и др.) фиксируют собой вулканические дуги [315, 360]. Вулканиты по латерали сменяются пестрыми по составу обломочными отложениями, в том числе турбидитами, выполнявшими, очевидно, межгрядовые понижения и, может быть, более обширные бассейны типа окраинных морей. Бассейн Мегума в Новой Шотландии, возможно, отмечает склон к глубоководному желобу. Все это позволяет предполагать существование океанического бассейна на месте южной части палео-Атлантики. Вероятными остатками коры этого бассейна служат офиолиты Лизарда и Старта в Корнуэлле.

Палео-Атлантика в это время протягивалась в районы Средней и Южной Европы, где существование глубокого морского бассейна бесспорно, но его природа пока неясна. Можно предполагать, что здесь происходило раскалы-

вание и раздвигание в небольших масштабах Средне-Европейского континентального блока. Зоны рифтообразования могли возникнуть, в частности, на юге Рено-Герцинской зоны, на отдельных участках Саксо-Тюрингской и Моравo-Силезской зон и в Южно-Португальской зоне [205]. Через герцинскую Европу палео-Атлантика соединялась с палео-Тетисом и далее с другими океаническими бассейнами, формировавшимися в это время в Азии.

На месте Азии существовало очень сложное сочетание обстановок. С одной стороны, происходило разрастание океанических бассейнов: палео-Тетиса, Уральского, Западно-Сибирского, Южно-Монгольского. С другой стороны, одновременно с расширением бассейнов прилежащие к ним части прежнего палео-Азиатского океана подверглись складчатости и либо причленились к древним континентам, как Алтае-Саянская область к Сибирскому конти-

Рис. 24. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для позднего силура — раннего девона. Условные обозначения см. рис. 16



ненту, либо увеличили площади микроконтинентов, образовав, например, такую относительно крупную континентальную глыбу, как Казахстанская. На месте Восточного склона Урала существовала, видимо, вулканическая дуга, отделявшая Западно-Сибирский бассейн от Уральского. Складчатость и местами сильный метаморфизм этого времени отмечаются также в Циляньшане, Циньлине и Катазии [127]. Они были обусловлены столкновением континентальных глыб Северного Китая и Индосинийского массива.

Аналогичная пестрота обстановок может быть реставрирована для востока Австралии [25, 342, 369]. Здесь на месте геосинклинали Новой Англии начал формироваться в это время новый океанический бассейн (маркируемый офиолитами Большого серпентинитового пояса). Он окаймлялся со стороны континента барьерным рифом и вулканической островной дугой (андезиты поднятия Кондоболин). Располагавшийся в тылу этой дуги Мельбурнский прогиб являлся, видимо, аналогом окраинного моря и заполнялся обломочными осадками флишевого типа. Вместе с тем более западные участки прежней Лахланской геосинклинали испытали складчатость с внедрением гранитных батолитов.

Система вулканических дуг, вероятно, существовала на западном побережье Северной Америки. Мощные терригенные отложения среднего палеозоя Анд отмечают положение прежнего континентального склона.

Палеомагнитные данные указывают на положение Южного полюса в районе Аргентины. На силур падает одно из тех резких смещений положения полюса, на которые указывают М. Макэльхинни и Дж. Брайден [310]. Такое смещение возникает при повороте Гондваны по часовой стрелке относительно центра, находящегося в Индии, примерно на 40°. Если это так, то подобное смещение могло обусловить столкновение Североамериканского и Восточно-Европейского континентов, а само оно могло быть частично вызвано раскрытием новых океанических бассейнов в Азии. По данным А. Я. Кравчинского [89], аналогичное резкое смещение в это время испытывает полюс по отношению к Восточно-Европейскому континенту. Сибирский континент в соответствии с данными А. Н. Храмова и Л. Е. Шолпо [182] нами помещен в средние широты с поворотом его на 60° против часовой стрелки.

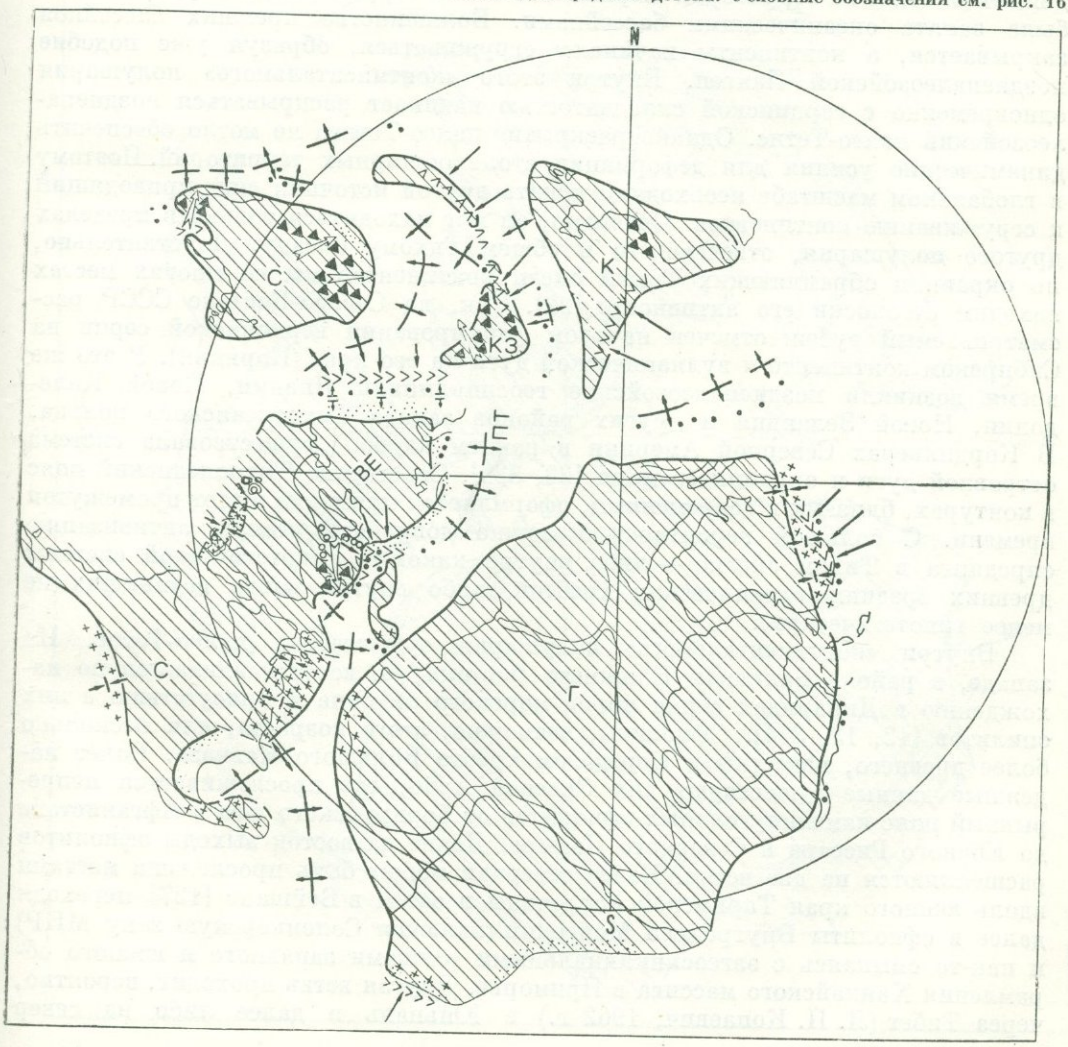
Средний девон (370—360 млн. лет) — рис. 25. Эта эпоха характеризуется проявлениями складчатости в ряде регионов — акадской в Аппалачах, антлерской в Кордильерах, таббераберской в Австралии — и формированием в других районах (Южная Сибирь, Казахстан, Северо-Западная Европа) «субсеквентных» вулкано-плутонических комплексов.

Акадская орогения охватила все Аппалачи, кроме миогеосинклинальной внешней зоны Южных Аппалачей. С нею связаны высокотемпературный метаморфизм и внедрение гранитов (нью-гемпширские граниты). Как справедливо полагают многие геологи, акадская орогения была следствием столкновения Североамериканского континента с Гондваной (Северо-Западная Африка). В результате возник континентальный перешеек, соединивший Северную Америку, а с ней вместе и Европу с Гондваной. По обе стороны от перешейка на месте прежней палео-Атлантики еще оставались океанические бассейны, в которых, вероятно, продолжали функционировать оси спрединга. Один из них находился на месте Галф-Коста, судя по мощным терригенным отложениям пояса Уачита и района Марафона [78], фиксирующим положение континентального склона. Другой бассейн, скорее всего средиземноморского типа, может быть, существовал между Северной Америкой и Средне-Европейским блоком. Остатки образований этого бассейна обнаруживаются в девоне Кор-

нуэлла. Здесь мощные терригенные толщи (типа сланцев Киллас) отмечают положение прежнего континентального подножья, среди них появляются олистостромы и присутствуют базальты с океаническими геохимическими параметрами [252]. Гипербазиты и габбро Лизарда, имеющие возраст 360—390 млн. лет [241], отвечают, вероятно, внутренним частям океанического бассейна. В сравнительной близости от его северных границ на Британских островах развиты континентальные вулкано-плутонические ассоциации, которые сменяются внутрь Европейского континента молассами. Благодаря этому удается фиксировать здесь надвигание континента на океанический бассейн вдоль зоны Беньофа и начинающееся закрытие бассейна.

Расположение континентов и океанических бассейнов в Азии во многом остается таким же, что и в предшествующий интервал. Однако обстановки

Рис. 25. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для среднего девона. Условные обозначения см. рис. 16



существенно меняются. На континентах — Сибирском и Казахстанском — на границе с океаническими бассейнами формируются вулкано-плутонические комплексы, а внутри бассейнов возникают вулканические дуги.

В Австралии параллельно с развитием океанического бассейна на месте геосинклинали Новой Англии формировалась вулканическая дуга, а за ней к западу располагалась область табберабберской складчатости.

В данный интервал времени, как и в предыдущий, хорошо видна тесная динамическая зависимость разнотипных событий, происходящих даже внутри изолированных регионов. Ориентировка Южного полюса оставлена той же, что и для границы силура и девона.

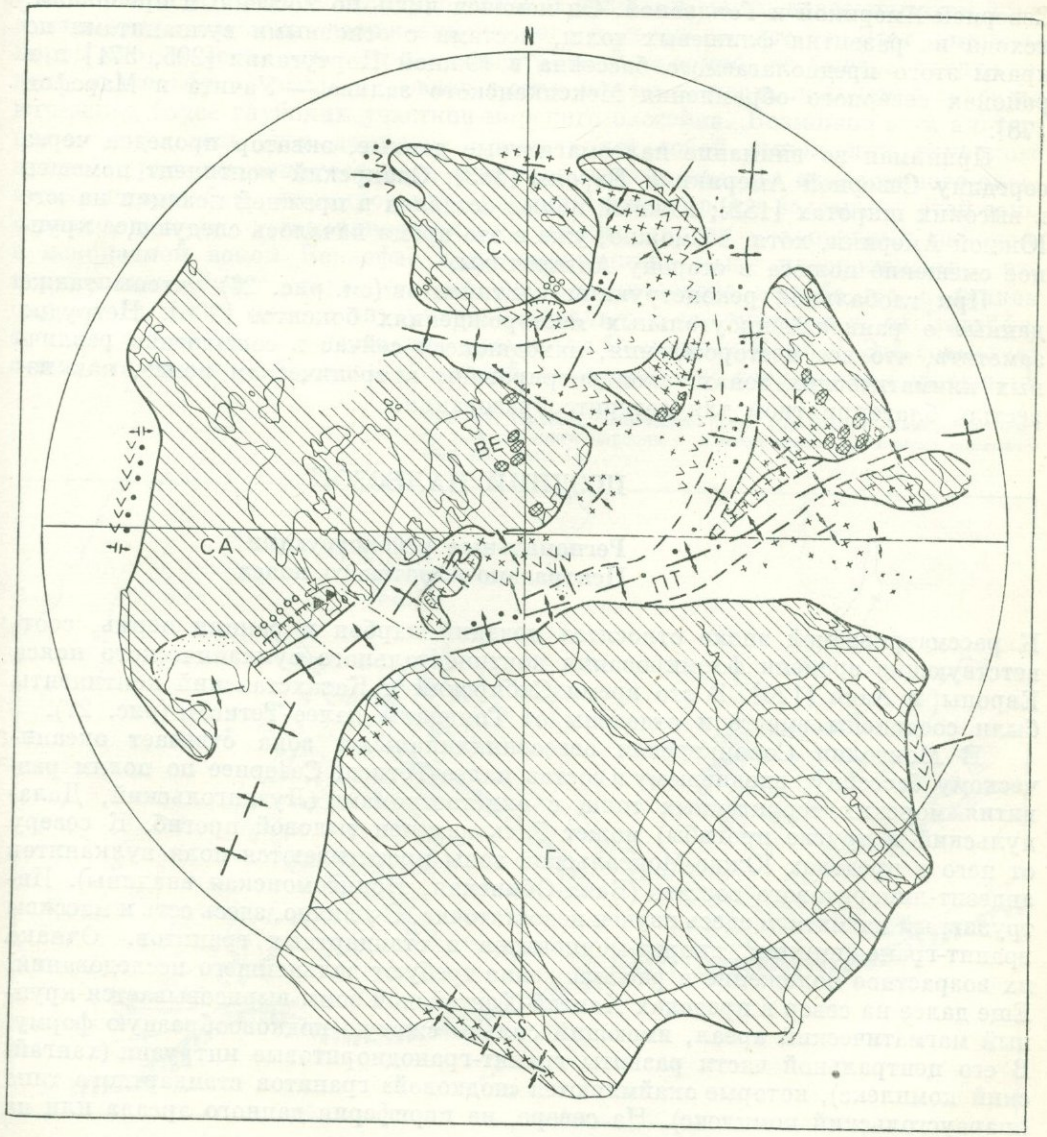
Ранний карбон (345—325 млн. лет) — рис. 26. Эта эпоха отвечает главной фазе герцинской складчатости. Из всех других палеозойских эпох складчатости никакая другая не проявилась столь широко на площади почти всех геосинклинальных поясов. Особенно интенсивными складкообразовательные движения были на территории Евразии, т. е. той территории, которая до этого была занята океаническими бассейнами. Большинство прежних бассейнов закрывается, а континенты начинают сгруживаться, образуя уже подобие позднепалеозойской Пангеи. Внутри этого «континентального» полушария одновременно с герцинской складчатостью начинает раскрываться позднепалеозойский палео-Тетис. Однако раскрытие палео-Тетиса не могло обеспечить динамические усилия для деформации столь обширных территорий. Поэтому в глобальном масштабе необходимо искать другой источник сил, приводящий к сгруживанию континентов. Очевидно, он мог находиться только в пределах другого полушария, отвечающего в общем Тихому океану. Действительно, по окраинам обрамляющих Тихий океан континентов мы во многих местах находим отголоски его активности [22]. Так, на Северо-Востоке СССР рассматриваемый рубеж отмечен началом формирования верхоянской серии на Сибирском континенте и вулканической дуги на его крае (Корякия). В это же время возникли позднепалеозойские геосинклинали Японии, Новой Каледонии, Новой Зеландии и других районов запада Тихоокеанского кольца. В Кордильерах Северной Америки в раннем карбоне существовала система островной дуги и окраинного моря [22, 329]. Собственно Тихоокеанский пояс в контурах, близких к современным, оформляется примерно в этот промежуток времени. С большой вероятностью можно допускать резкую активизацию спрединга в Тихом океане — либо внутри какой-то гипотетической системы древних срединно-океанических хребтов, либо внутри вновь возникших (не менее гипотетических).

Внутри «континентального» полушария существовал палео-Тетис. На западе, в районе Балкан и Ближнего Востока, он восстанавливается по нахождению в Динаридах серии пород морского карбона и присутствию в них спилитов [12, 13, 374]. Офиолиты, возможно, этого возраста, или несколько более древнего, известны в Передовом хребте Большого Кавказа. Более надежные данные существуют для Средней Азии, где прослеживается непрерывный пояс каменноугольных офиолитов от Герирудского шва в Афганистане до Южного Гиссара и Северного Памира. Далее на восток выходы офиолитов расщепляются на две ветви. Более северная может быть прослежена местами вдоль южного края Таримской котловины и затем в Бейшане [127], переходя далее в офиолиты Внутренней Монголии (включая Солонкерскую зону МНР) и как-то смыкаясь с эвгеосинклинальными толщами западного и южного обрамления Ханкайского массива в Приморье. Другая ветвь проходит, вероятно, через Тибет (Л. П. Копаевич, 1962 г.) в Юньнань и далее либо на север

Вьетнама, либо поворачивает на юг, следуя через Таи-Малайскую систему [277]. Возможно, изолированные остаточные океанические бассейны продолжали существовать в Иртыш-Зайсанской зоне и под Западно-Сибирской низменностью.

Вновь возникший позднепалеозойский палео-Тетис следовал примерно вдоль среднепалеозойских бассейнов, но был смещен от них к югу. Это хорошо видно в Средней Азии и Монголии. Следовательно, образование позднепалеозойского палео-Тетиса нужно связывать с рифтингом, раскалыванием континентов, хотя и параллельно старым швам и близко от них, но по новым линиям.

Рис. 26. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для раннего карбона. Условные обозначения см. рис. 16



Палео-Тетис, очевидно, на всем своем протяжении обрамлялся системами вулканических островных дуг. Вулканическая дуга существовала также на Восточном склоне Урала (валерьяновская свита); она была обращена своей фронтальной частью в сторону остаточного Западно-Сибирского бассейна. По островным дугам намечается положение прежних зон Беньофа, наклоненных от палео-Тетиса на запад (в координатах того времени). В тылу островных дуг повсеместно развивались складчатость и метаморфизм, сопровождаемые образованием тектонических покровов. Этот латеральный ряд: раскрытие океанического бассейна — островная дуга — складчатость и метаморфизм — очень четко выявляется в рассматриваемом интервале.

На рис. 26 показан также проблематичный океанический бассейн между Северной Америкой и Гондваной. Он намечен лишь по косвенным признакам, исходя из развития флишевых толщ, местами с основными вулканитами по краям этого предполагаемого бассейна в Южной Португалии [205, 371] и в районах северного обрамления Мексиканского залива — Уачита и Марафон [78].

Принимая во внимание палеомагнитные данные, экватор проведен через середину Северной Америки и Европы [363]; Сибирский континент помещен в высоких широтах [182]; Южный полюс оставлен в прежней позиции на юге Южной Америки, хотя, возможно, уже в это время началось следующее крупное смещение полюса в сторону Антарктиды.

При глобальной реконструкции континентов (см. рис. 26) учтены также данные о раннекаменноугольных месторождениях бокситов [206]. Нетрудно заметить, что все месторождения, находящиеся сейчас в совершенно различных климатических зонах, сконцентрированы в тропическом поясе, как известно, благоприятном для латеритообразования.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса

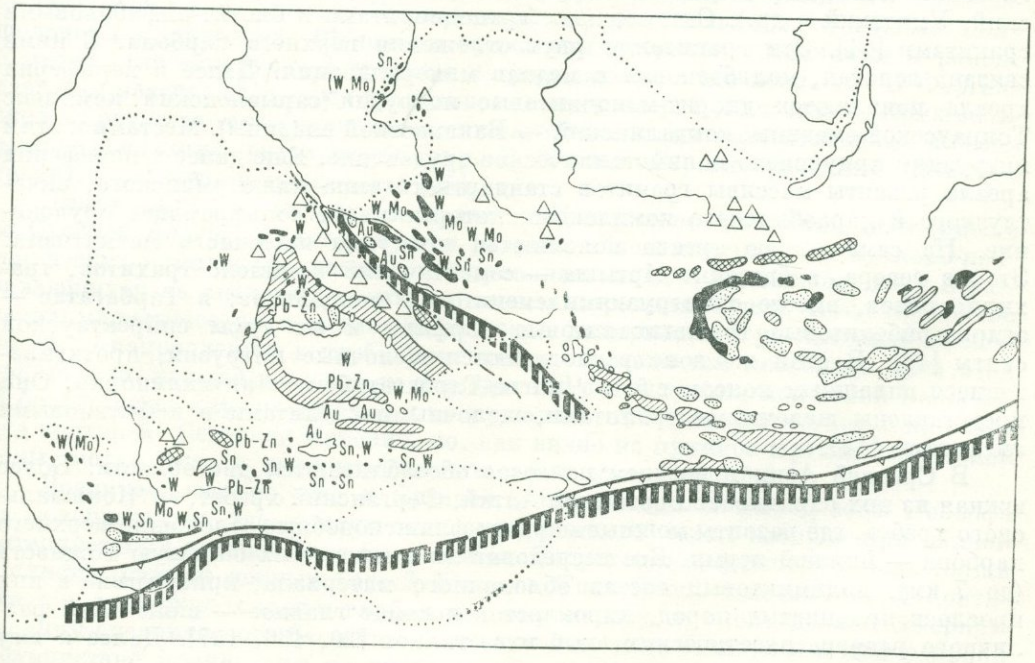
К рассматриваемой эпохе относятся поздний карбон и ранняя пермь, соответствующие времени формирования континентального вулканического пояса Европы и Азии [120]. В это время Сибирский и Казахстанский континенты были соединены вместе и отделены от Гондваны палео-Тетисом (рис. 27).

В Монголии Солонкерская эвгеосинклинальная зона отвечает океаническому бассейну, входившему в состав палео-Тетиса. Севернее по полям развития морских терригенных толщ с олистостромами (Лугингольский, Даланульский и другие прогибы) может быть намечен тыловой прогиб. К северу от него в пределах Южно-Монгольской зоны протягиваются поля вулканитов андезит-липаритового состава (Баян-Обинская, Ноянсомонская впадины). Интрузивный магматизм здесь изучен недостаточно. Очевидно, здесь есть и массивы гранит-гранодиоритов, диорит-монцонитов и стандартных гранитов. Однако их возрастное положение и расположение требуют дальнейшего исследования. Еще далее на север в пределах Хангай-Хэнтэйской зоны вырисовывается крупный магматический ареал, имеющий сильно сжатую подковообразную форму. В его центральной части развиты гранит-гранодиоритовые интрузии (хангайский комплекс), которые окаймляются «подковой» гранитов стандартного типа (шараусгольский комплекс). На севере, на периферии данного ареала или на

периферии всей площади позднепалеозойского магматизма, как считает А. А. Моссаковский [121], развиты щелочные вулканиты Селенгинского пояса и щелочные интрузии Южного Прихубсугулья.

Самостоятельной «осью», от которой магматизм распространялся в глубь Сибирского континента, являлась Иртыш-Зайсанская зона. К сожалению, ничего не известно об одновозрастных, позднепалеозойских эвгеосинклинальных образованиях в Иртыш-Зайсанской зоне. Следует обратить внимание, что основная часть ее занята необычайно мощным (до 10 км) комплексом терригенных, местами угленосных отложений кендэрлыкской и других свит, возраст которых находится в интервале средний — поздний карбон — ранняя пермь. Эти образования накапливались не только в континентальной, но и в морской обстановке. С терригенными толщами местами ассоциируют продукты вулканических извержений кислого и среднего состава. Этот комплекс пород скорее всего отвечает континентальной окраине, ее быстро погружавшемуся шельфу. Очевидно, в связи с этим можно ожидать появление далее на юго-запад более глубоких участков морского бассейна. Возможна и та альтернатива, что весь этот комплекс представляет собой выполнение глубокого прогиба, располагавшегося хотя и внутри континента, но аналогичного океаническим желобам. Формирование вулканических пород к востоку от этой зоны связано, как это устанавливается для многих других аналогичных районов, с ископаемой зоной Беньофа. Если справедливо наше предположение, что верхнепалеозойские осадки — гомологи океанического желоба, то в данном случае мы имеем дело с внутриконтинентальным положением зоны Беньофа, т. е. то, что доказано в настоящее время для Восточных Карпат. Это совпадает с тем, что именно в Иртыш-Зайсанской зоне комплекс терригенных отложений

Рис. 27. Палеотектоническая схема Центрально-Азиатского пояса для позднего карбона — ранней перми. Условные обозначения см. рис. 14



приурочен к тем местам, где в предыдущую эпоху существовала обстановка островных дуг с присущим ей глубоководным желобом. Непосредственно в пределах Чарской зоны развиты сравнительно небольшие массивы, которые обычно сопоставляются по составу слагающих их пород со змеиногорским комплексом. Это крупнозернистые порфировидные граниты, гранодиориты и диориты, слагающие Коконьский, Койтасский, Альджанский и другие массивы, абсолютный возраст которых 275—285 млн. лет. С этими породами связано золото- и медно-полиметаллическое оруденение [49]. К северо-востоку от них располагаются крупные массивы калбинского комплекса, большинство которых слагается редкометальными гранитами. Эти интрузии развиты в пределах Горного Алтая (Белокурихинский, Талицкий и другие массивы), в районе Новосибирска и запада Монгольского Алтая; к ним относятся также интрузии сютхольского комплекса Западной Тувы, имеющие абсолютный возраст 270—290 млн. лет [79]. С этими интрузиями повсеместно связано редкометальное вольфрамовое и оловянное оруденение.

В Джунгаро-Балхашской области Казахстана, как и в предыдущие эпохи, сохраняется ареальный тип магматизма. В осевой части этой области (Саякская мульда, восток Южной Джунгарии) прослеживаются морские обломочные толщи, которые могут отвечать осадкам морского прогиба, открывавшегося на юго-восток, в сторону палео-Тетиса. По обрамлению Джунгаро-Балхашской области протягиваются почти непрерывно поля вулканитов позднего карбона — ранней перми. Это архахлимская свита Северного Прибалхашья, сложенная существенно кислыми вулканитами с большим количеством игнимбритов, реже андезитами [36]. В верхах свиты появляются трахиандезитовые и трахибазальтовые горизонты. Для Джунгарского Алатау характерен более пестрый состав вулканитов с развитием как липаритовых, так и андезит-базальтовых толщ. В Северо-Балхашском антиклинории и смежных частях Северо-Джунгарского синклинория развиты крупные гранодиоритовые массивы (Жамбасский, Умитский и др.). Они сложены гранодиоритами и биотит-амфиболовыми гранитами [44]. Эти гранитоиды рвут отложения верхнего карбона. С ними связана золотая, молибденовая и медная минерализация. Далее к периферии ареала появляются диорит-монцонитовые интрузии (сарыоленский комплекс Токраусской впадины, кокдалинский — Баканасской впадины). Местами к этим интрузиям приурочено полиметаллическое оруденение. Еще далее к периферии ареала развиты массивы гранитов стандартного типа калдырминского, акчатауского и караобинского комплексов, которые несут вольфрамовое оруденение. На самом краю ареала появляются продукты щелочного магматизма. Это на севере, в бассейне Иртыша — семейтауский комплекс трахитов, трахилипаритов, вместе с интрузиями сиенитов и монцонитов; в Тарбагатае — эгирин-рибекитовые трахилипаритовые порфиры и их туфы сийректауской свиты [49]. В этой же зоне располагаются щелочные интрузии, протягивающиеся сплошным поясом вдоль Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. Они представлены щелочными гранитами, щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами [44].

В Средней Азии в позднем палеозое обособливаются две области. Более южная из них охватывает Восточный Алтай, Ферганский хребет, юг Кокшаальского хребта, где развиты мощные морские флишеподобные отложения верхнего карбона — нижней перми. Все исследователи отмечают их большую мощность (до 7 км), полимиктовый состав обломочного материала, присутствие в них прослоев кремнистых пород, пирокластов и самое главное — включений различного размера экзотических глыб известняков [26, 136, 137]. Далее к югу

верхнепалеозойские отложения известны на Памире. В Центральном Памире (в киммерийском геосинклинальном прогибе) средний — верхний карбон представлен сравнительно маломощными известняками, а пермь (в полном объеме) образована флишеподобной толщей. В Юго-Восточном Памире к верхнему палеозою относится обломочная толща — кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, чередующиеся с алевролитами и известняками [151].

Северная область была ареной интенсивного континентального магматизма. Вулканические образования преимущественно среднего и кислого состава известны только в Чаткало-Кураминском и Нарынском секторах Среднего Тянь-Шаня. В Кызылкумах, Южном Тянь-Шане, Северном Гиссаре, Байсунском массиве, Кокшаальском хребте вулканизм почти полностью отсутствует, но широко развиты гранитоидные интрузии. Лишь в нижней перми появляются преимущественно кислые вулканические образования. Среди гранитоидных интрузий наиболее примечательны крупные массивы типа Гиссарского батолита с абсолютным возрастом 280—290 млн. лет [45]. Они сложены биотит-амфиболовыми гранитами и гранодиоритами и принадлежат к гранит-гранодиоритовому геохимическому типу. Эти породы прорваны более поздними аляскитовидными гранитами (вторая фаза), которые иногда слагают самостоятельные субвулканические тела. Аляскитовидные граниты относятся к гранитам стандартного типа. Они имеют абсолютный возраст 270—292 млн. лет [45]. Это всегда лейкократовые (содержание биотита 2—5%), существенно калишпатовые граниты, среди которых нередки двуслюдяные и турмалиновые разности. В Гиссарском хребте с ними связаны известные вольфрамоносные скарны, а в более северных районах — оловянные проявления, особенно в Кокшаальской зоне на юге Киргизии (Учкошконский, Иныльчекский и другие массивы). Аналогичные граниты прослеживаются в пределах Западного Тянь-Шаня и в Кызылкумах. На периферии позднепалеозойского магматического ареала (в Бельтау-Кураминской зоне) отмечаются отдельные поля щелочных вулканитов. Щелочные вулканиты вскрыты скважинами в районе Хорезма, где обнаружены трахиты и трахидациты этого возраста. В Фергане известны массивы щелочных гранитов, как, например, Конкияский, Комюмольский и другие, которые сложены моношпатовыми гранитами, имеющими в своем составе щелочную роговую обманку. В Южной Фергане известны щелочные граниты, сиениты и монцониты [45].

Таким образом, в позднем палеозое Центрально-Азиатский пояс (вместе со Средней Азией) характеризуется развитием континентальных вулкано-плутонических комплексов, несомненно принадлежащих к андийскому типу и развивающихся на активных континентальных окраинах. Очень четко проявлена в них магматическая и металлогеническая полярность с увеличением щелочности по направлению в глубь континента. Выявляется несколько осей этой полярности, каждая из которых совпадает со своей ископаемой зоной Беньофа. В большинстве случаев эти зоны погружались от океана палео-Тетис на север под континент Северной Евразии, но, как видно на примере Иртыш-Зайсанской зоны, могли быть и внутриконтинентальные зоны Беньофа.

Возникает вопрос, где в Средней Азии находился выход зоны Беньофа на поверхность и где остатки того океанического ложа, которое при данной интерпретации должно было быть южнее. Терригенные, флишевого типа толщи с олистостромами южных частей Южного Тянь-Шаня отмечают край континента и, возможно, склон к глубоководному желобу, т. е. определяют северную границу океанического бассейна. К югу от него и на Памире и в Центральном Афганистане проявления позднепалеозойского магматизма не известны. Там

скорее всего находилась окраина другого континента (Гондваны). Средневерхнекаменноугольные известняки, характерные для Памира, отвечают, вероятно, осадкам склона этого континента, его амагматичной окраине атлантического типа. Мощные флишевые толщи перми могут быть интерпретированы в качестве осадков континентального подножия. Создается парадоксальная ситуация, когда мы можем отыскать и как-то восстановить края океанического бассейна, а следы его самого пока не обнаруживаются. Но эти косвенные признаки существования океанического бассейна (присутствие осадков склонов глубоководного желоба, континентальной окраины, проявление магматизма, типичного для активной континентальной окраины) настолько выразительны, что мы не можем сомневаться в том, что этот бассейн был. Следовательно, надо предполагать, что сейчас он полностью тектонически погребен под более поздними тектоническими пластинами и Памира, и Южного Тянь-Шаня. Вполне возможно, что реликты этого океанического бассейна сохранились там, где зона Гиссара и Северного Памира расширяется, т. е. под чехлом Афгано-Таджикской депрессии.

Региональные реконструкции Средней и Западной Европы

Поздний палеозой на большей части Средней и Западной Европы и на Балканском полуострове слагает наложенные структуры, выполненные молассами, часто угленосными, и субсеквентными вулканитами (рис. 28).

Самые «отдаленные» проявления позднепалеозойского магматизма известны в грабене Осло, где развит щелочной вулкано-плутонический комплекс, образование которого связывается с рифтогенезом. На Британских островах к этому времени относятся щелочные базальты (иногда с риолитами) типа Клайдского плато. В Юго-Восточной Англии протягивается цепочка гранитных массивов через п-ов Корнуэлл до о-ва Силли. Массивы сложены нормальными гранитами, несущими оловянную и вольфрамовую минерализацию. Их возраст равен 280 млн. лет [34]. Позднепалеозойские гранитоиды с возрастом 270—290 млн. лет широко развиты в Центральном и Арморикансном массивах [304]. Они представлены небольшими массивами лейкократовых и двуслюдяных гранитов, часто несущих редкометальную минерализацию. В ряде мест (Морван, Сен-Этьен) установлены позднепалеозойские риолиты.

Проявления позднепалеозойского вулканизма обнаружены в последнее время под чехлом Польско-Германской низменности [28], где прослежены два пояса вулканитов: 1) Фемарн-Узедом (на севере ГДР и западе Польши), сложенный субщелочными риолитами, и 2) западный пояс в междуречье Везера и Эмса и в восточной части Нидерландов, в котором преобладают андезит-базальтовые породы. На южном борту Польско-Германской низменности располагается пояс вулканитов преимущественно риолит-андезитового состава. На юге Польши и в районе Силезско-Краковских возвышенностей среди раннепермской молассы залегают щелочные порфиры и мелафиры [94].

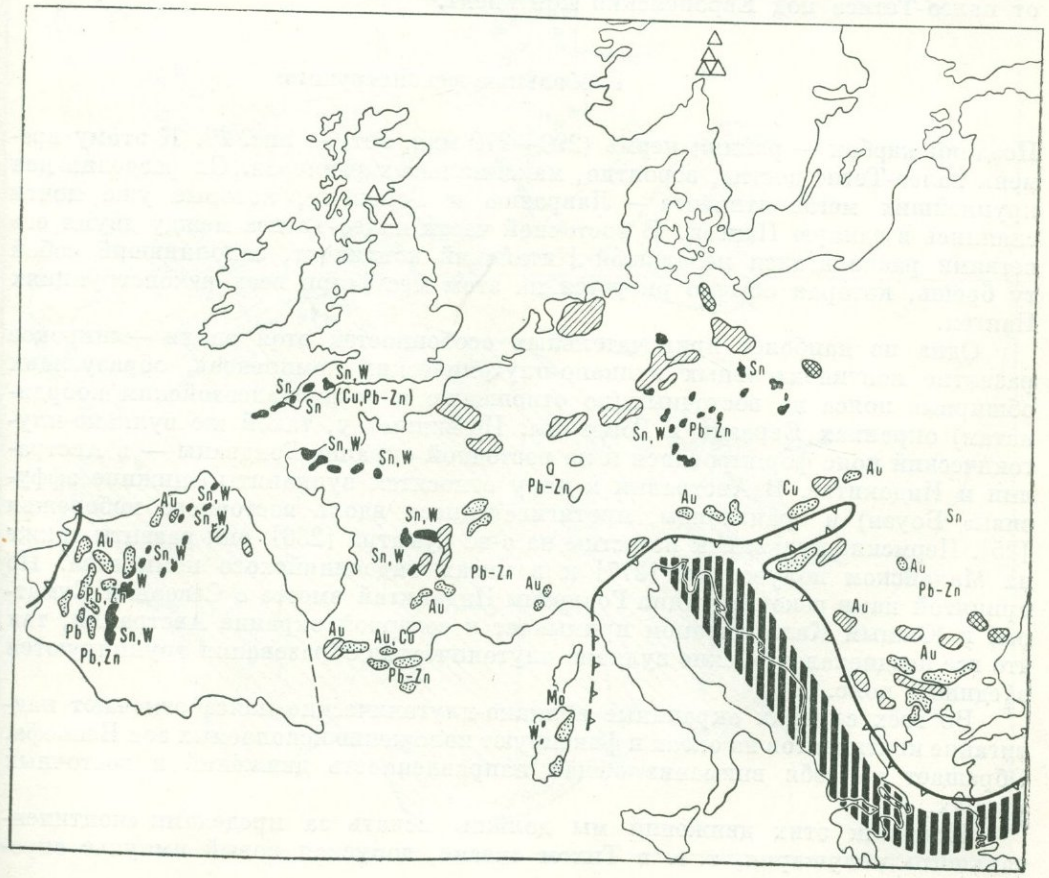
В пределах обнаженной части варисцид Средней Европы субсеквентные вулканиты слагают наложенные впадины: Саарскую, Тюрингскую и др. Вулканиты имеют известково-щелочной состав и сложены преимущественно риолитами и андезитами. Здесь много позднепалеозойских гранитов с возрастом 275—295 млн. лет; среди них обосабливается пояс редкометальных гранитов Рудных гор. Южнее, в Чешском массиве, развиты в основном интрузии гранит-гранодиоритового состава.

Позднепалеозойский магматизм известен во Внешних кристаллических массивах Французских Альп (Мор, Таннерон и др.). Здесь встречаются как вулканиты (андезиты, риолиты, игнимбриты), так и гранитоиды с возрастом 270—290 млн. лет [362]. В Южных (Доломитовых) Альпах и Ломбардии выше конгломератов Веррукано залегают кварцевые порфиры Бозен позднего карбона — ранней перми.

Область позднепалеозойского магматизма простирается далее в Карпаты, Паннонскую низменность и на Балканский полуостров [12, 66, 399]. Повсеместно, как и в Средней Европе, развиты молассы и наземные эффузивы преимущественно кислого состава. В пределах Балкан и на Мизийской плите присутствуют субщелочные лавы [12]. Широко развиты здесь и гранитоиды, особенно крупные массивы (гранодиорит-гранитного состава) они слагают в пределах Старой Планины, имея возраст 280—300 млн. лет [24].

Совершенно другую фациальную область образует полоса, протягивающаяся вдоль восточного края Балканского полуострова (Динариды) в южную часть Восточных Альп (Карнийские Альпы и Караванке). Для этой области характерен морской верхний палеозой, сменяющий без перерыва нижний

Рис. 28. Палеотектоническая схема Средней и Западной Европы для позднего карбона — ранней перми. Условные обозначения см. рис. 14



карбон. Морские толщи образованы преимущественно терригенными, часто флишеподобными осадками [284, 374]. В Боснии в позднем палеозое известны спилиты. Эта зона рассматривается как позднепалеозойская эвгеосинклиналь, ее возможное продолжение находится в Пьемонтской зоне Альп [13].

Таким образом, на юге Европы по развитию морских терригенных толщ может быть реконструирован край континента (континентальный склон), сменявшийся южнее предполагаемым океаническим бассейном — палео-Тетисом. В пределах активной континентальной окраины выявляется зональное расположение магматизма, подчиненное реконструируемому краю континента. В непосредственной близости к краю сосредоточены в основном гранит-гранодиоритовые интрузии (типа Старой Планины). Далее идет широкая зона развития редкометальных гранитоидов (Рудные горы, Центральный массив, Бретань, Корнуэлл). Она совпадает с главным поясом вулканитов, имеющих известково-щелочной состав. К периферии магматического ареала приурочен магматизм щелочного и субщелочного состава (грабен Осло, пояс Фемарн-Узедом, Силезско-Краковские возвышенности, Мизийская плита). Металлогеническая зональность подчинена магматической. Следует в этой связи согласиться с той точкой зрения [336], что Европа в позднем палеозое принадлежала к континентальным окраинам андийского типа; зона Беньофа падала на север от палео-Тетиса под Европейский континент.

Глобальные реконструкции

Поздний карбон — ранняя пермь (290—270 млн. лет) — рис. 29. К этому времени палео-Тетис достиг, вероятно, максимальных размеров. Он разделял два крупнейших мегаконтинента — Лавразию и Гондвану, которые уже почти спаялись в единую Пангею. В восточной части палео-Тетиса между двумя его ветвями располагался небольшой Китайский континент, заполнявший собой ту брешь, которая обычно рисуется на этом месте при всех реконструкциях Пангеи.

Одна из наиболее примечательных особенностей этой эпохи — широкое развитие континентальных вулкано-плутонических комплексов, образующих обширные пояса на восточных (по отношению к позднепалеозойским координатам) окраинах Евразии и Гондваны. По-видимому, такой же вулкано-плутонический пояс формировался и на восточной окраине Гондваны — в Австралии и Индокитае. В Австралии к нему относятся вулканиты («нижние эффузивы» Боуэн) и гранитоиды, протягивающиеся вдоль восточного побережья [25]. Пермские вулканиты известны на о-ве Суматра [286], они развиты также на Малайском полуострове [277] и в низах индосинийского комплекса. По принятой нами реконструкции Гондваны Индокитай вместе с Северной Суматрой и Южным Калимантаном примыкает к северной окраине Австралии, так что все позднепалеозойские вулкано-плутонические образования группируются в единый пояс.

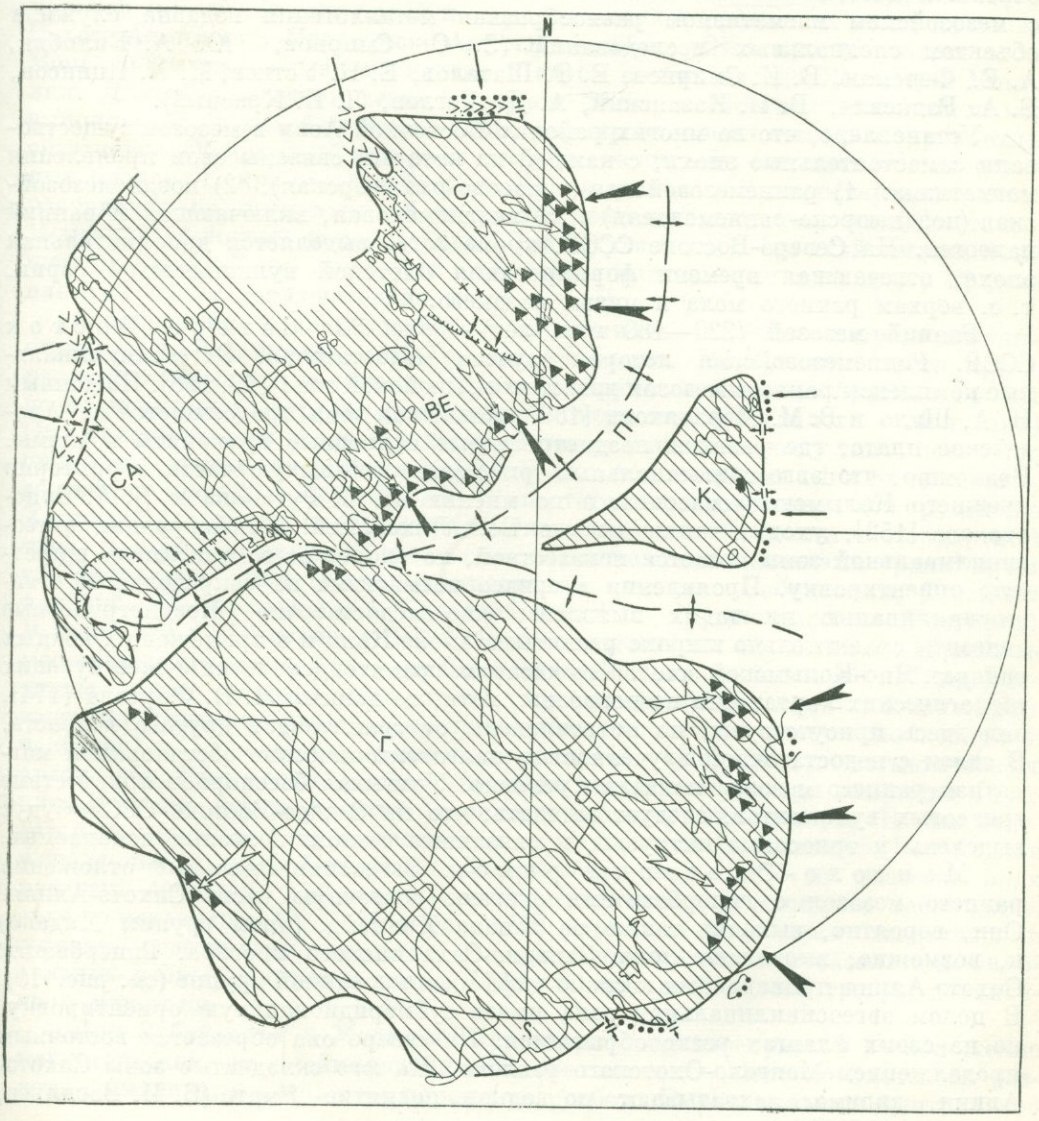
Во всех случаях окраинные вулкано-плутонические пояса отмечают надвигание континентов на океан и фиксируют положение ископаемых зон Беньофа. Обращает на себя внимание общая направленность движений в восточных румбах.

Источник этих движений мы должны искать за пределами «континентального» полушария, т. е. в Тихом океане, допуская новый импульс спре-

динга и расширения океана. Соответственно, палео-Тетис испытывал сокращение.

Позднепалеозойская реконструкция хорошо согласуется с имеющимися палеомагнитными данными. К этому времени заканчивается следующее крупное смещение Южного полюса, который в позднем палеозое находился в районах Западной Антарктиды.

Рис. 29. Глобальная палинспастическая схема континентов для позднего карбона — ранней перми. Условные обозначения см. рис. 16



МЕЗОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Региональные реконструкции Восточной Азии

Восточная Азия обнимает западную часть Тихоокеанского подвижного пояса. Она характеризуется проявлениями интенсивного континентального магматизма в мезозое с развитием протяженных вулкано-плутонических поясов. Мезозойские образования резко наложены на более древнее по возрасту основание, начиная от архейско-протерозойского цоколя платформ и кончая предшествующими, позднепалеозойскими эвгеосинклинальными зонами. Мезозой считается обычно эпохой тектоно-магматической активизации, а связанная с мезозойским магматизмом разнообразная металлогения издавна служила объектом специальных исследований (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, А. Е. Ферсман, В. И. Смирнов, Е. Т. Шаталов, Е. К. Устиев, М. И. Иициксон, Е. А. Радкевич, В. И. Казанский, А. Д. Щеглов, Л. И. Красный).

Установлено, что во многих районах Восточной Азии в мезозое существовали самостоятельные эпохи, с каждой из которых связаны свои проявления магматизма: 1) раннемезозойская (триасово-раннеюрская), 2) позднемезозойская (позднеюрско-раннемеловая) и 3) позднемеловая, включающая и ранний палеоген. На Северо-Востоке СССР, кроме того, выделяется дополнительная эпоха, отвечающая времени формирования охотской вулканической серии, т. е. верхам раннего мела и низам позднего.

Ранний мезозой (220—180 млн. лет) — рис. 30. Северо-Восток СССР. Раннемезозойская история изучена недостаточно. Эвгеосинклинальные комплексы раннего мезозоя известны в Анюйской зоне [47, 168]. По данным Н. А. Шило и В. М. Мерзлякова [189], Анюйская зона продолжается на Алазейское плато, где развиты позднетриасовые подводные вулканиты и яшмы. Возможно, что эвгеосинклинальный триас слагает большую часть территории прежнего Колымского массива, а по мнению И. М. Русакова и В. А. Виноградова [152], уходит также на о-в Бол. Ляховский. Конфигурация эвгеосинклинальной зоны остается неизвестной, но скорее всего она имела широтную ориентировку. Проявления в триасе магматизма на сопредельных с эвгеосинклиналью площадях выявлены еще недостаточно. Позднетриасовые андезиты сравнительно широко развиты на п-ове Кони и в прилежащих южных районах Яно-Колымской зоны. Что касается гранитоидов, то на существующих геологических картах они не показаны, хотя, по данным Л. В. Фирсова [174], они здесь присутствуют, но не отчленены от гранитоидов другого возраста. В связи с недостаточной изученностью палеотектонические обстановки и магматизм раннего мезозоя показаны условно. Учитывая бесспорное присутствие триасовых вулканитов, следует ожидать, что на Северо-Востоке СССР будут выделены и триасовые интрузии, и связанные с ними полезные ископаемые.

Монголо-Охотский район. Эвгеосинклинальные отложения раннего мезозоя с гипербазитами слагают восточную часть Сихотэ-Алиня. Они, вероятно, выходят также на западе Хоккайдо (низы группы Хидака) и, возможно, выстилают ложе Западно-Сахалинского прогиба. Гипербазиты Сихотэ-Алиня принадлежат к слабо дифференцированной группе (см. рис. 10). В целом эвгеосинклинальная зона имеет субмеридиональную ориентировку, но на своих флангах резко обрывается. На севере она обрезается восточным продолжением Монголо-Охотского разлома. На юге складчатые зоны Сихотэ-Алиня, видимо, захватывают подводное поднятие Ямато (Б. И. Васильев,

1972 г.), но далее к югу, в Корее и Южной Японии, неизвестны. Предполагается, что в Японии раннемезозойская эвгеосинклиналь обрезается разломом Фосса-Магна, а на дне Японского моря — восточным продолжением Яньшаньского разлома. На схемах (см. рис. 29, 31, 33) Японское море изображено в соответствии с той точкой зрения, что оно, как и другие окраинные моря запада Тихого океана, является новообразованным и возникло в результате растяжения в неогеновое время [93]. Поэтому блок Японских островов придвинут к Азиатскому континенту со смещением Северо-Восточного Хонсю вдоль разлома Фосса-Магна примерно на 200 км на запад по отношению к Юго-Западному Хонсю. В результате разлом Фосса-Магна совмещается с Яньшаньским разломом.

К западу от Сихотэ-Алиньской эвгеосинклинали существовал тыловой морской прогиб, фиксируемый полями развития терригенных толщ на западе Сихотэ-Алиня и в Уссурийско-Амурском районе. Этот прогиб уходил вдоль Монголо-Охотского разлома далеко в глубь континента до Восточной Монголии. Длина поперечной ветви достигает 2000 км. Монголо-Охотский прогиб выполнен флишеподобными осадками, формировавшимися часто в турбидитной обстановке. Обломочный материал поступал со стороны смежных континентальных блоков. К краям прогиба появляются молассы. По простиранию прогиб распадался на несколько обособленных седиментационных ванн (Восточная Монголия, Агинское поле, Верхнее Приамурье и др.). Им свойственны повышенные (до 5—7 км) мощности отложений триаса — нижней юры, представленных почти исключительно флишем.

Проявления раннемезозойского магматизма наиболее широко распространены в Забайкалье и Восточной Монголии. Внутреннюю часть ареала раннемезозойского магматизма образуют крупные батолитообразные гранит-гранодиоритовые интрузии (кыринский комплекс и его аналоги в Монголии). Они принадлежат к гранит-гранодиоритовому геохимическому типу, поскольку они имеют равные содержания Na_2O и K_2O, а концентрации Rb и Sr составляют соответственно 120 и 300—400 г/т. К ним тяготеет золото-кварцевое оруденение Хэнтэя. С запада эти интрузии окаймляются «подковой» гранитов стандартного типа, которые во внешней части сменяются мелкими массивами гранитов литий-фтористого типа (асакан-шумиловский комплекс Забайкалья, Джанчивланский, Багагазрынский, Цагандабинский и другие массивы Монголии). В этой зоне в Монголии и Забайкалье сосредоточены оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевой формации. В рассматриваемой полосе наблюдаются также поля развития вулканитов преимущественно андезит-базальтового состава (Орхонский район). Они принадлежат частично к известково-щелочной, частично к щелочно-базальтовой сериям [40]. Периферию магматического ареала образуют мелкие массивы щелочных интрузий (иногда совместно с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов). К ним относятся массивы малокуналейского и куналейского комплексов Забайкалья и щелочные граниты Центрально-Монгольской зоны. Здесь же известны поля развития щелочных эффузивов (Селенгинский пояс). В Западном Забайкалье, судя по материалам Ю. В. Комарова [85], наряду со щелочными базальтоидами широко представлены липариты, составляющие совместно с базальтами бимодальную серию (тамирская свита). Металлогения этой полосы требует дальнейшего изучения.

Для Забайкалья и Монголии характерно подковообразное расположение магматических зон, окаймляющих западное окончание Монголо-Охотского разлома с вытянутым вдоль него морским прогибом. Вырисовывается центральное

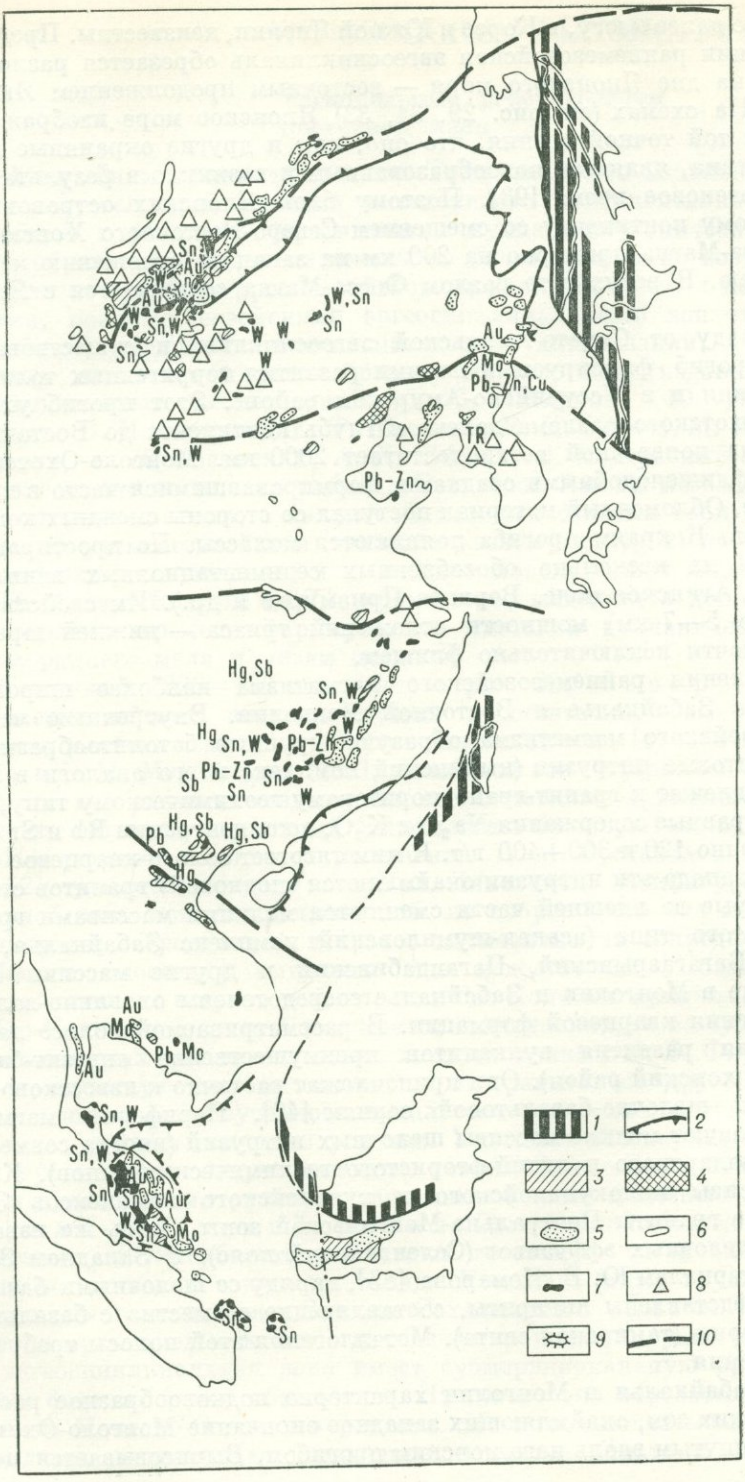

Sn,W
Au
W
Sn
W,Sn
Au
Mo
Pb-Zn,Cu
TR
Pb-Zn
Hg,Sb
Sn,W
Hg
Pb-Zn
Sb
Sn
Pb
Hg
Au
Mo
Pb
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Рис. 30. Палеотектоническая схема Восточной Азии для раннего мезозоя

Условные обозначения к рис. 30—33:

1 — эвгеосинклинальные зоны (океанические бассейны); *2* — граница морских «тыловых» прогибов; *3—4* — проявления вулканизма (*3* — известково-щелочного, *4* — щелочного и бимодального); *5* — гранит-гранодиориты; *6* — диорит-монцониты; *7* — стандартные и литий-фтористые граниты; *8* — агпаитовые граниты и щелочные породы; *9* — щелочно-ультраосновные массивы; *10* — поперечные разломы

гранит-гранодиоритовое «ядро», обрамленное вначале зоной «распыленного» магматизма с гранитами стандартного и литий-фтористого типов, а затем щелочными интрузиями. Все это говорит о магмоконтролирующей роли Монголо-Охотского разлома.

В Северном Китае, вероятно, существовала аналогичная картина. Вдоль Яньшаньского разлома в Корее (хесанский комплекс) и на Ляодуне протягиваются гранит-гранодиоритовые массивы, которые к востоку сменяются щелочными интрузиями и щелочными эффузивами [127]. Во внешнее обрамление Яньшаньского ствола интрузий на севере, вероятно, попадают щелочные массивы Южно-Гобийского пояса (Лугингольский массив и др.) с редкоземельно-цирконневой минерализацией, а в более внутренние части — граниты стандартного и литий-фтористого геохимического типов юго-востока МНР (Югодзырь). На юге внешним обрамлением могут считаться щелочные интрузии пхёнганского комплекса Кореи [38].

Все рассмотренные выше интрузии имеют абсолютный возраст 180—220 млн. лет.

Ю ж н ы й К и т а й. Раннемезозойский магматизм в Южном Китае был проявлен очень интенсивно. Одновозрастная с ним эвгеосинклинальная зона, очевидно, располагается под прогибом Алишань на Западном Тайване. К раннему мезозою относятся граниты Наньлин, которые имеют возраст 160—190 млн. лет [39]. Среди них распознаются, с одной стороны, крупные массивы скорее всего гранит-гранодиоритового типа, находящиеся на востоке в хр. Наньлин, и с другой — более мелкие массивы редкометальных гранитов стандартного и, возможно, литий-фтористого типов, концентрирующиеся к северо-западу от хр. Наньлин (район «гранитных куполов»), с последними связаны главные вольфрамовые (вместе с оловом) месторождения Цзянси, Хунани и Гуанси.

Ю г о - В о с т о ч н а я А з и я. Эвгеосинклинальные отложения раннего мезозоя слагают субширотную полосу в центральной части Калимантана [117]. По южному и западному обрамлению эвгеосинклинали распространены вначале известково-щелочные вулканиты и крупные гранит-гранодиоритовые батолиты Юго-Западного Калимантана и восточной части Малайского полуострова, несущие золотое (местами и молибденовое) оруденение [276], а далее к периферии протягиваются массивы стандартного типа, к которым приурочены оловянные месторождения юга Малайского полуострова и Оловянных островов. Эти интрузии имеют возраст 180—220 млн. лет [381]. Особое положение занимает эвгеосинклинального типа триас с гипербазитами в шовной зоне Черной реки в ДРВ [96].

Таким образом, в раннемезозойскую эпоху в Восточной Азии выделяются четыре самостоятельных сектора: Северо-Восточный, Монголо-Охотский, Южно-Китайский и Малайско-Калимантанский. Во всех секторах, кроме Северо-Восточного, располагаются эвгеосинклинальные зоны на восточных, внутренних флангах и обрамляющие их внешние зоны магматизма. Магматическая зональность, выявляемая по распространению основных геохимических типов гранитоидов, повсюду имеет следующий вид (с востока на запад): 1) зона

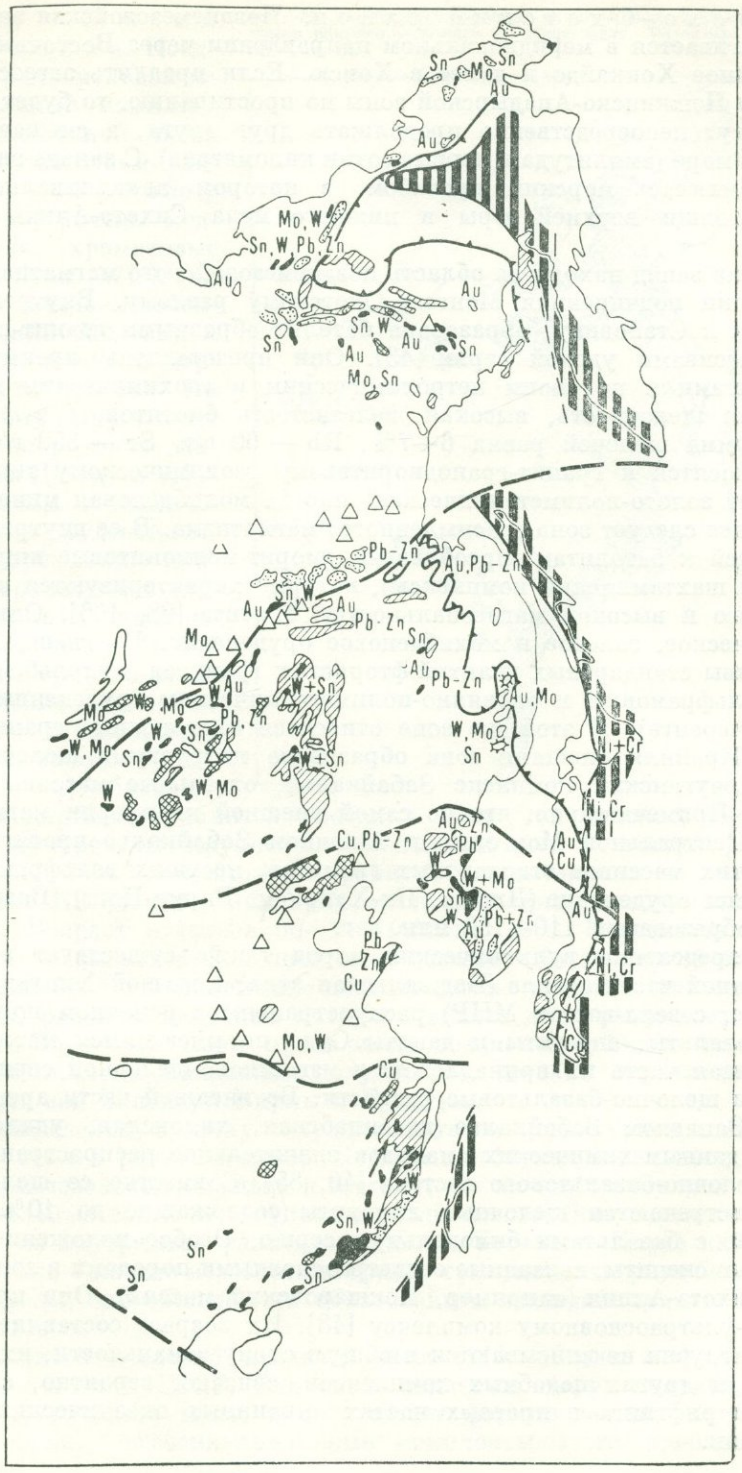
Рис. 31. Палеотектоническая схема Восточной Азии для позднего мезозоя. Условные обозначения см. рис. 30

гранит-гранодиоритовых батолитов с золотым оруденением, 2) зона развития стандартных (и литий-фтористых) гранитов с оловянно-вольфрамовым оруденением и 3) зона щелочных интрузий. Для первых двух зон характерен известково-щелочной вулканизм; с зоной развития щелочных интрузий более или менее четко совпадают поля щелочных и бимодальных вулканитов. Зональность в целом соподчинена с простиранием эвгеосинклинальных зон, однако она резко (до 1000 км) смещена в глубь континента вдоль крупных поперечных разломов, приобретая на краях подковообразную форму, облекающую эти разломы. Поперечные разломы являются также границами между секторами. Такими поперечными разломами являются Монголо-Охотский, Яньшаньский (вместе с Фосса-Магна), Циньлиньский и, вероятно, разлом Черной реки.

Металлогеническая специализация полностью согласуется с размещением соответствующих типов интрузий и не обнаруживает прямой связи с составом вмещающих толщ. Так, оловянные месторождения Забайкалья и Монголии заключены в терригенных и кристаллических толщах, тогда как месторождения Китая сконцентрированы в карбонатных породах. Меняется лишь тип рудных формаций: вместо кварцево-касситеритовых появляются скарновые месторождения.

Поздний мезозой (150—110 млн. лет) — рис. 31. Северо-Восток СССР. Типично эвгеосинклинальный комплекс поздней юры — раннего мела представлен в Пенжинско-Анадырской зоне [124]. Кроме того, эвгеосинклинальные образования этого же возраста описаны в Южно-Анюйской зоне [154], которая, возможно, отвечает прежнему окраинному океаническому бассейну и отделялась в позднем мезозое от Пенжинско-Анадырской эвгеосинклинали вулканической дугой. На месте Олойской зоны и Приколымья существовал морской терригенный прогиб [47].

Магматические проявления этого (преимущественно позднеюрского) времени сконцентрированы в неширокой полосе, протягивающейся от п-ова Кони в хр. Черского и далее, резко изгибаясь, в Полоусный хребет и на Северную Чукотку. Интрузии представлены в основном батолитообразными гранит-гранодиоритовыми массивами колымского комплекса, на Чукотке — юрскими гранитоидами так называемой первой фазы [47]. В Колымском поясе батолитов преобладают гранодиориты, адамеллиты и биотитовые граниты, характеризующиеся нормальной щелочностью и высокой железистостью биотита [56]. Они принадлежат к гранит-гранодиоритовому геохимическому типу. С этими интрузиями, как правило, связано золото, иногда полиметаллическое оруденение. К периферии этой магматической подковы появляются стандартные граниты (типа Оханджинского массива) и единственный (Негаяхский) массив щелочных интрузий. К гранитам стандартного типа приурочены оловянные (кварц-касситеритовые) месторождения. Абсолютный возраст всех этих гранитов равен 110—140 млн. лет [125, 175]. Мощные, существенно андезитовые накопления поздней юры протягиваются дугой ближе к внутреннему краю магматической подковы. Вулканиты меняют свой состав от андезит-базальтов до дацитов и липаритов, сопровождаясь отдельными пирокластами [47]. Они принадлежат скорее всего к известково-щелочной серии. По внешней стороне магматического ареала встречаются лишь отдельные субвулканические липаритовые массивы типа субвулкана хр. Сарычева [148], где появляются также и щелочные разности (сумма щелочей до 7%).

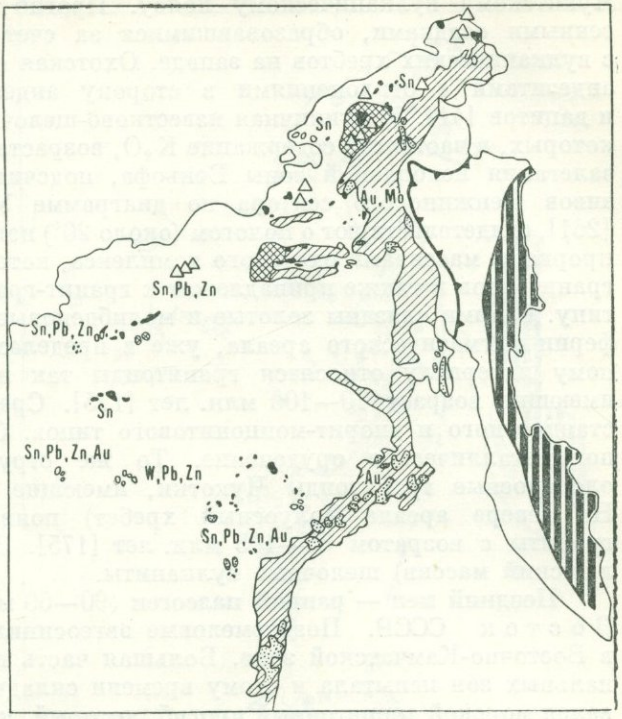

Sn
Mo
Sn
Au
Au
Mo, W
Sn, W, Pb, Zn
Au
Au
Sn
Sn, W
Au
Sn
Au
Mo, Sn
Pb-Zn
Au, Pb-Zn
Sn, W
Au
Au
Pb-Zn
Sn
Mo
Au
Pb-Zn
W+Sn
Au, Mo
Mo
Mo
Mo
Pb, Zn
W, Mo
Sn
W, Mo
Sn
W+Sn
Ni+Cr
Ni, Cr
W
W, Mo
Au
Zn
Cu, Pb-Zn
Pb
Au
Cu
W
W+Mo
Sn
W
Pb+Zn
Au
Au
Pb
Zn
Cu
Ni, Cr
Mo, W
Cu
Sn, W
Sn
Sn
Sn

Монголо-Охотский район. Позднемезозойская эвгеосинклиналь протягивается в меридиональном направлении через Восточный Сахалин в Центральное Хоккайдо и далее в Хонсю. Если продлить эвгеосинклинали Сахалина и Пенжинско-Анадырской зоны по простиранию, то будет видно, что они не могут непосредственно продолжать друг друга, а смещаются где-то в Охотском море (амплитуда в первые сотни километров). С запада эвгеосинклиналь обрамлялась морским прогибом, в котором накапливались флишеподобные толщи верхней юры и нижнего мела Сихотэ-Алиня и Удского прогиба.

Далее на запад находится область позднемезозойского магматизма, в своем расположении подчиненная Монголо-Охотскому разлому. Внутренняя зона, тяготеющая к Становику, образована батолитообразными гранит-гранодиоритовыми массивами удской серии [43]. Они представлены преимущественно гранодиоритами и по своим петрохимическим и геохимическим параметрам (нормальная щелочность, высокая железистость биотитов, $f > m'$, $Na_2O \approx \approx K_2O$, сумма щелочей равна 6—7%, Rb — 60 г/т, Sr — 350 г/т, K/Rb $\sim$ $\sim$ 300) относятся к гранит-гранодиоритовому геохимическому типу. С ними ассоциирует золото-полиметаллическая, иногда молибденовая минерализация. Еще западнее следует зона «распыленного» магматизма. В ее внутренней части, прилегающей к батолитам, преобладают диорит-монцонитовые интрузии (акатуевский и шахтаминский комплексы), которые характеризуются повышенной щелочностью и высокой магнезиальностью биотита [98, 166]. Они несут полиметаллическое, золотое и молибденовое оруденение. Во внешней зоне развиты массивы стандартных и литий-фтористых гранитов (кукульбейский комплекс) с вольфрамовым и оловянно-полиметаллическим оруденением (Шерлова гора, Хапчеранга). К этой же зоне относятся оловоносные граниты Малого Хингана. Крайняя внешняя зона образована интрузиями щелочных гранитоидов: нерчуганский комплекс Забайкалья, отдельные массивы Восточной Монголии. Примечательно, что по самой внешней периферии магматического ареала в Центральной Монголии и Западном Забайкалье протягивается цепочка мелких массивов стандартных гранитов, несущих вольфрамовое, часто с молибденом оруденение (Джида, Их-Хайрхан, Барун-Цогт). Возраст магматических образований 110—150 млн. лет.

В распределении вулканических пород также существует зональность. Во внутренней части ареала (Баджальская зона, Большой Хинган, Восточное Забайкалье, северо-восток МНР) распространены в основном породы, включающие базальты, андезиты и дациты. Судя по имеющимся материалам [40, 192], большая часть их принадлежит к известково-щелочной серии, хотя отмечаются и щелочно-базальтовые разности. Во внешней части ареала, в Монголии и Западном Забайкалье (цаганцабская, хилокская, удинская свиты и др.), по данным химических анализов значительное распространение имеют породы щелочно-базальтового состава [40, 85]. Совместно со щелочными базальтами встречаются щелочные липариты (содержащие до 10% щелочей), образующие с базальтами бимодальную серию. Особое положение занимают нефелиновые сиениты, связанные с ультраосновными породами в зоне Главного разлома Сихотэ-Алиня (например, Кокшаровский массив). Они принадлежат к щелочно-ультраосновному комплексу [48]. Их возраст составляет 145 млн. лет. Эти интрузии не вписываются в общую схему зональности, их появление здесь, как и других подобных комплексов, связано, вероятно, с какими-то процессами рифтинга в краевых частях окраинных океанических бассейнов того времени.

Рис. 32. Палеотектоническая схема Северо-Востока СССР для конца раннего — начала позднего мела. Условные обозначения см. рис. 30



Корея, Южный Китай, Япония. Позднеюрский — раннемеловой эвгеосинклинальный комплекс известен в восточной части Хонсю и на Восточном Тайване. На о-ве Хонсю к этому комплексу приурочены медноколчеданные, хромитовые и никелевые руды [37]. Мощная толща позднемезозойских отложений Медианной зоны является остатком морского тылового прогиба. На Хонсю к нему примыкают гранит-гранодиоритовые интрузии поясов Дзёэцу и Абукума с золотым и полиметаллическим оруденением. В Южной Корее также присутствуют гранит-гранодиоритовые батолиты танчхонского комплекса (136—150 млн. лет), прорывающие раннемезозойские щелочные породы [38]. С этими интрузиями связано золото. На севере Кореи преобладают массивы стандартных гранитов поздних фаз танчхонского комплекса, к которым приурочены крупнейшие вольфрамовые, а также оловянные месторождения. Зона стандартных гранитов продолжается в прибрежную полосу Южного Китая, где к ним приурочена оловянная минерализация с полиметаллами. Возраст массивов 90—110 млн. лет [39]. Повсеместно развиты вулканические толщи известково-щелочного состава (Катазиатский пояс, группа Камон в Хонсю). Во внешней зоне магматического ареала (Ляонин, Шаньси, район Пекина) развиты щелочные интрузии вплоть до нефелиновых сиенитов [127]. В Юго-Восточной Азии проявления позднемезозойского магматизма, сконцентрированные на Малайском полуострове, связаны с развитием эвгеосинклинальных зон Западной Бирмы и Суматры.

В позднемезозойскую эпоху сохраняется та же структурно-магматическая зональность, что и в раннем мезозое. Позднемезозойская зональность по сравнению с раннемезозойской смещена к востоку, так же как сместились к востоку эвгеосинклинальные зоны. В результате позднемезозойские внешние зоны накладываются на внутренние раннемезозойские. Только в Корее наблюдается обратная картина — поздне-мезозойские гранит-гранодиориты рвут более ранние щелочные породы, что объясняется образованием эвгеосинклинали на Хонсю в позднем мезозое.

Конец раннего — начало позднего мела (110—90 млн. лет) — рис. 32. Северо-Восток СССР. Эта эпоха падает на вторую половину раннего мела и начало позднего мела, т. е. отвечает формированию охотской вулканической серии. Эвгеосинклинальные комплексы этого времени слагают

Корякскую зону. Районы Пенжинско-Анадырской зоны, начиная с баррема, были заняты морским амагматичным прогибом, примыкавшим на западе к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. Прогиб выполнен существенно терригенными осадками, образовавшимися за счет сноса обломочного материала с вулканических хребтов на западе. Охотская серия сложена главным образом андезитами с отклонениями в сторону андезит-базальтов, реже базальтов и дацитов [41]. Это типичная известково-щелочная серия лав [47], щелочность которых, в частности содержание K_2O, возрастает к периферии пояса. Глубины залегания ископаемой зоны Беньофа, подсчитанные для сеноманских эффузивов Пенжинского сектора по диаграмме У. Диккинсона и Т. Хазертона [261], свидетельствуют о пологом (около 20°) наклоне зоны на запад. Вулканиты прорваны массивами охотского комплекса, которые не отличимы от колымских гранитоидов и также принадлежат к гранит-гранодиоритовому геохимическому типу. С ними связаны золотые и молибденовые месторождения [47]. На периферии магматического ареала, уже в пределах Яно-Колымской зоны, к данному интервалу относятся гранитоиды так называемых поперечных рядов, имеющие возраст 70—100 млн. лет [175]. Среди них присутствуют граниты стандартного и диорит-монцонитового типов. С гранитами связано оловянно-полиметаллическое оруденение. То же структурное положение занимают оловоносные гранитоиды Чукотки, имеющие возраст 85—105 млн. лет [47]. На севере ареала (Полуосный хребет) появляются щелочные эгириновые граниты с возратом 85—105 млн. лет [175]. Здесь же развиты местами (Колымский массив) щелочные вулканиты.

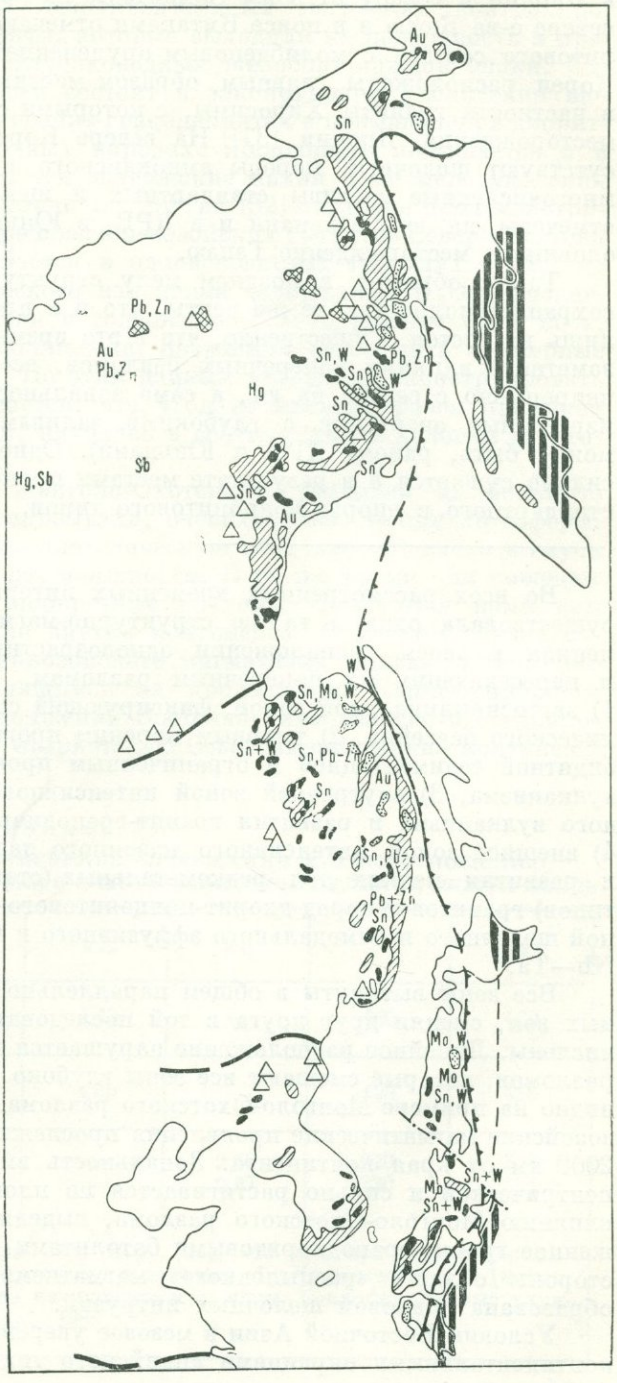
Поздний мел — ранний палеоген (90—60 млн. лет) — рис. 33. Северо-Восток СССР. Позднемеловые эвгеосинклинальные комплексы развиты в Восточно-Камчатской зоне. Большая часть позднемезозойских эвгеосинклинальных зон испытала к этому времени складчатость и на их месте формировался морской терригенный прогиб, который, как и раньше, примыкал к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. В последнем в позднем мелу формировались существенно липариты, а в палеогене — базальты и андезит-базальты. Липариты отличаются большой кремнекислотностью (до 77%) и высокими содержаниями щелочей (8—9%), калий обычно преобладает над натрием. Базальты и андезит-базальты по химическому составу близки к породам известково-щелочной серии. К периферии пояса отмечается увеличение содержания щелочей. Вулканиты вмещают на срединном отрезке пояса гранит-гранодиоритовые массивы еропольского комплекса, а на южном отрезке — граниты стандартного типа и диорит-монцонитовые интрузии омсукчанского комплекса. По данным М. Г. Руб [147], омсукчанские граниты комагматичны с липаритами. Как с гранитами, так и с вулканитами связано оловянно-полиметаллическое оруденение [75], а с вулканитами — эпитермальное золото-серебряное оруденение [7]. Западнее Охотско-Чукотского пояса широко развиты щелочные породы омолонского комплекса. Они представлены щелочными габброидами типа эссекситов и тешенитов и щелочными сиенитами. Здесь же распространены щелочные липариты, а еще далее на запад (Алазейское плато) — трахибазальты.

Монголо-Охотский район. Магматический ареал в позднемеловую эпоху был сильно смещен к востоку, его западная граница почти не выходила за пределы Сихотэ-Алиня. Эвгеосинклинальные комплексы этого времени, вероятно, были развиты в Восточном Хоккайдо на северном продолжении зоны Симанто. Между эвгеосинклиналью и Сихотэ-Алинем протягивался морской прогиб, ему отвечают Западно-Сахалинский прогиб и зона Исикари-

Румои на Хоккайдо. Главным элементом магматического ареала являлся Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. Вулканиты образованы непрерывным рядом пород, включающих липариты, дациты и андезиты, с большим количеством пирокластического материала. По химическому составу [48] вулканиты принадлежат к известково-щелочной серии (сумма щелочей обычно не больше 7%, K_2O — 1,5—2%). Содержание K_2O увеличивается с востока на запад. В восточной части пояс включает золотоносные гранит-гранодиоритовые интрузии приамурской и прибрежной серий [43, 48]. В центральной части Сихотэ-Алиня, т. е. во внешней части ареала, протягиваются массивы маочанских (бачизских) гранитоидов стандартного и диорит-монцонитового типов. Именно с ними связаны оловянно-полиметаллические проявления Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. На периферии ареала присутствуют отдельные массы щелочных гранитоидов (например, моношпатовые щелочные граниты с арфедсонитом на левобережье Амура в Северном Сихотэ-Алине или рибекитовые граниты Партизанского района). Абсолютный возраст интрузий варьирует от 60 до 90 млн. лет [43].

Корея, Япония, Китай. Позднемеловая эвгеосинклинальная зона протягивалась, вероятно, через всю восточную окраину Японских островов, пересекая разлом Фосса-Магна. Эвгеосинкли-

Рис. 33. Палеотектоническая схема Восточной Азии для позднего мела — раннего палеогена. Условные обозначения см. рис. 30



нальные образования этого возраста обнаружены также на Филиппинах. Континентальный магматизм позднего мела был сосредоточен в основном в Японии к северу от зоны Симанто и на крайнем юге Кореи. В Японии на севере о-ва Кюсю и в поясе Китаками отмечаются батолиты гранит-гранодиоритового состава с молибденовым оруденением. На севере о-ва Хонсю и юге Кореи расположены главным образом массивы гранитов стандартного типа, в частности граниты Хиросимы, с которыми связаны оловянно-вольфрамовые месторождения Японии [37]. На севере Кореи уже во внешнем поясе присутствуют щелочные породы амноканского комплекса [142]. Наконец, немногочисленные массивы стандартных и щелочных гранитов этого возраста отмечены на юге Юньнани и в ДРВ, в Юньнане с ними связано известное оловянное месторождение Гэцзю.

Таким образом, в позднем мелу структурно-магматическая зональность сохраняет полностью те же черты, что и в предшествующие эпохи, смещаясь лишь на восток. Существенно, что в это время не ощущается сколько-нибудь заметного влияния поперечных разломов, все зоны могут быть прослежены непрерывно с севера на юг, а сама зональность становится линейной, теряя изрезанные очертания с глубокими заливами в глубь континента (кроме, может быть, района ДРВ и Юньнани). Одновременно магматический ареал сильно сужается и в результате местами происходит совмещение гранитоидов стандартного и диорит-монцонитового типов.

Во всех рассмотренных временных интервалах мезозоя Восточной Азии существовала одна и та же структурно-магматическая зональность, подчиненная в своем расположении одновозрастным эвгеосинклинальным зонам и пересекающим их поперечным разломам. Эта зональность представлена: 1) эвгеосинклинальной зоной, фиксирующей собой положение прежнего океанического бассейна, 2) тыловым морским прогибом с терригенной, часто турбидитной седиментацией и ограниченным проявлением известково-щелочного вулканизма, 3) внутренней зоной интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма и развития гранит-гранодиоритовых батолитов с Au и Mo, 4) внешней зоной интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма и развития мелких тел редкометальных (стандартного и литий-фтористого типов) гранитов и пород диорит-монцонитового ряда с Pb—Zn и Sn—W, 5) зоной щелочного и бимодального эффузивного и интрузивного магматизма с TR, Nb—Ta.

Все зоны вытянуты в общем параллельно простиранию эвгеосинклинальных зон, сменяя друг друга в той последовательности, в которой они перечислены. Линейное расположение нарушается вблизи крупнейших поперечных разломов, которые смещают все зоны глубоко внутрь континента. Это хорошо видно на примере Монголо-Охотского разлома. Вдоль него ранне- и позднемезозойские магматические проявления прослеживаются в глубь Азии на 1500—2000 км от края континента. Зональность вместо линейной становится концентрической и сильно растягивается по площади. В полосе, подверженной влиянию Монголо-Охотского разлома, выделяется своеобразное «ядро», сложенное гранит-гранодиоритовыми батолитами, и окаймляющая его с внешней стороны область «распыленного» магматизма. Внешняя периферия ареала образована подковой щелочных интрузий.

Условия Восточной Азии в мезозое уверенно сопоставляются с активными континентальными окраинами андийского типа с характерными для них зо-

нами Беньофа. Эвгеосинклинальные зоны можно считать аналогами глубоководных желобов и частично осадочной террасы. Тыловые прогибы с их терригенным выполнением представляют собой аналоги осадочной террасы на краю континентального склона. Континентальный магматизм контролировался ископаемыми зонами Беньофа, которые выходили на поверхность в пределах эвгеосинклинальных зон (глубоководных желобов) каждой эпохи. Существо магматической зональности состоит в закономерном увеличении щелочности пород: от нормальной в гранит-гранодиоритах и повышенной в диорит-монцонитах до высокой в щелочных породах. Щелочность повышается и в вулканических породах. Повышается содержание калия и по мере удаления от окраины континента. А. Б. Вистелиус и другие [32] наглядно продемонстрировали эту особенность на примере позднемезозойских гранитов Северо-Востока Азии (содержание K_2O увеличивается в одновозрастных гранитах от 2,7 до 4,5%). Подсчеты А. Я. Салтыковского изменения содержания K_2O в позднемеловых вулканитах Сихотэ-Алиня с содержанием SiO_2, равным 55 и 60%, по методу Т. Хазертона и У. Диккинсона, позволили определить примерные глубины зоны Беньофа (табл. 7). По этим данным нетрудно реконструировать древнюю зону Беньофа. Оказывается, что угол ее наклона равен примерно 25°, т. е. является очень пологим, находясь в соответствии с пологим залеганием зоны Беньофа под Андами.

Поперечные разломы типа Монголо-Охотского, учитывая их большую магмоконтролирующую роль, пронизывали, очевидно, всю толщу литосферы. Они уводят магматическую и металлогеническую зональность далеко в глубь континента, но не нарушают ее непрерывности. В то же время они смещают эвгеосинклинальные зоны. Эти поперечные разломы трактуются нами как трансформные разломы, уходящие внутрь континента. В данном случае существует аналогия с ареалом кайнозойского магматизма Большого Бассейна и плато Колорадо в США, находящимся на продолжении Калифорнийского залива и, следовательно, на продолжении Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта там, где он «ныряет» под Североамериканский континент.

Таблица 7

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ K_2O ПО ОТНОШЕНИЮ К SiO_2 В СИХОТЭ-АЛИНЬСКОМ ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Местоположение	K_{55}	K_{60}	h	d
Восточная часть	1,43	—	160	400
Центральная часть	1,69	—	180	450
Западная часть	— —	2,50 2,67	220 230	525 525

K_{55} — содержание K_2O (в %) при 55% SiO_2, K_{60} — то же, при 60% SiO_2; h — глубина (в км) до зоны Беньофа, взятая по диаграмме Т. Хазертона и У. Диккинсона; d — расстояние (в км) до выхода на поверхность зоны Беньофа. Данные химического анализа М. И. Попковой и др., 1961 г.

Региональные реконструкции Запада Северной Америки

В развитии Запада Северной Америки в мезозое можно выделить два этапа: 1) раннемезозойский ($T-J_{1-2}$) до формирования Невадийского батолита, и 2) позднемезозойский (J_3—K), отвечающий невадийской складчатости и формированию гранитоидных масс Невадийского батолита.

В Северной Америке, в США, с запада на восток выделяются следующие зоны: 1) Прибрежная зона позднемезозойской эвгеосинклинали, 2) позднемезозойская миогеосинклинальная зона Большой Долины, 3) зона Сьерра-Невады с присущим ей эвгеосинклинальным комплексом позднего палеозоя и раннего мезозоя и позднемезозойскими батолитами, 4) Провинция Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо и Скалистые горы, обнимающие сложнопостроенную территорию, сложенную главным образом миогеосинклинальными и платформенными комплексами палеозоя и мезозоя (зона сильно переработана кайнозойскими движениями с интенсивным проявлением молодого магматизма), 5) Североамериканская платформа.

В Канаде [329] с запада на восток прослеживаются следующие зоны: 1) Островной пояс с развитием как древних метаморфических толщ, так и перекрывающих их геосинклинальных комплексов палеозоя и мезозоя, 2) зона Берегового батолита, залегающего среди эвгеосинклинального мезозоя, 3) Межгорный пояс, характеризующийся эвгеосинклинальным разрезом верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, 4) кристаллический пояс Оминека, в котором прослеживается вторая зона батолитов, параллельная Береговому, и 5) пояс Скалистых гор, сложенный миогеосинклинальными комплексами палеозоя и мезозоя.

Ранний мезозой (220—180 млн. лет) — рис. 34. В Береговых хребтах Калифорнии (Францисканская зона и Большая Долина) раннемезозойские образования неизвестны. В Сьерра-Неваде, в Центральной и Северной Калифорнии (горы Кламат) эпизодически вскрываются мощные толщи триаса, нижней юры, местами средней юры [258]. Нижний триас представлен глинистыми сланцами, песчаниками и туфами (формации Кандилярия). Средний триас отличается широким распространением вулканитов андезитового, андезит базальтового состава со спилитами и шаровыми лавами (формация Эксцельсиор). В среднем триасе (формация Лашинг) преобладают глинистые сланцы, известняки, которые сменяются в нижней юре вновь вулканитами андезитового состава. В Центральной и Северной Калифорнии к верхнему триасу и первой половине юры относятся мощные вулканиты основного и среднего состава, которые ассоциируют с вулканогенно-кластическими отложениями и радиоляритами. Все эти толщи вмещают тела гипербазитов и габбро.

Граница между западными вулканическими (эвгеосинклинальными) и восточными (миогеосинклинальными) комплексами проходит в центральной части гор Кламат и далее следует на юг примерно вдоль оси Невадийского батолита. В горах Кламат известны раннеюрские интрузии трондьемитов [289]. Здесь, уже в невулканической зоне, на восточном склоне Сьерра-Невады обосабливаются юрские и позднетриасовые интрузии, отвечающие по составу гранодиоритам (тоналит-гранодиоритовый геохимический тип).

В Канаде в Островном поясе нижний и верхний триас представлен мощной (до 6 км) толщей толеитовых подушечных лав, вулканических брекчий и туфов группы Кармутсен [329]. По имеющимся данным, эти толеиты обладают типично океаническими свойствами. В Межгорном поясе средне-верхнетриасовые,

нижнеюрские и местами среднеюрские образования представлены очень мощными (до 10 км) толщами андезит-базальтов, базальтов, кислых вулканитов, отдельных пирокластов, морских обломочных пород и известняков (группы Никола, Такла и Хазельтон). По химическому составу эти породы принадлежат известково-щелочной серии [329], чем отличаются от вулканических толщ Островного пояса. С этими вулканитами в Межгорном поясе связаны интрузии габбро, кварцевых диоритов и других основных пород [144], относимых нами к габбро-плагиогранитному геохимическому типу. Их возраст 193—198 млн. лет [193].

Восточнее в поясе Оминека и прилегающих частях Скалистых гор развиты песчано-алевролитовые толщи нижнего мезозоя. Далее на восток идет уже склон Североамериканской платформы.

Металлогения этой эпохи известна недостаточно. В Канаде в пределах Островной зоны развиты стратиформные медно-полиметаллические, сульфидно-колчеданные месторождения [144]. Восточнее, в пределах Межгорного пояса Британской Колумбии расположена зона медно-молибденовых и реже золоторудных (Хедлей) месторождений, связанных с интрузиями основных пород раннеюрского возраста, залегающих преимущественно в андезитах и их туфах [193]. Этот пояс, по-видимому, заканчивается в штате Вашингтон [338].

Таким образом, выясняется следующая смена магматических пород с запада на восток: 1) океанические толеиты Островной зоны Канады, 2) подводные известково-щелочные вулканиты Межгорного пояса Канады, Невады и Калифорнии с интрузиями габбро-трондьемитового и габбро-плагиогранитного состава, 3) немногочисленные интрузии гранитоидов зоны терригенной седиментации на краю Североамериканской платформы.

Аналогичная обстановка существует в системе современных островных дуг. Действительно, пояс известково-щелочных вулканитов, включающий обломочные и кремнистые осадки, отвечает вулканической островной дуге и, возможно, прилегающим частям глубоководного желоба. Пояс

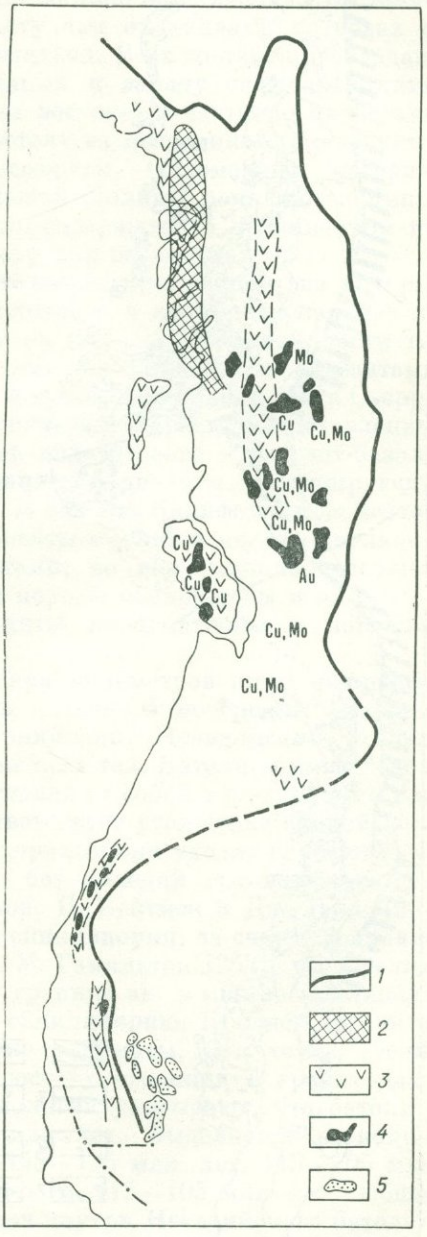


Рис. 34. Палеотектоническая схема Запада Северной Америки для раннего мезозоя

1 — граница континента; *2* — выступы домезозойского основания (микроконтиненты); *3* — проявления островодужного известково-щелочного вулканизма; *4* — габбро-плагиограниты; *5* — тоналит-гранодиориты

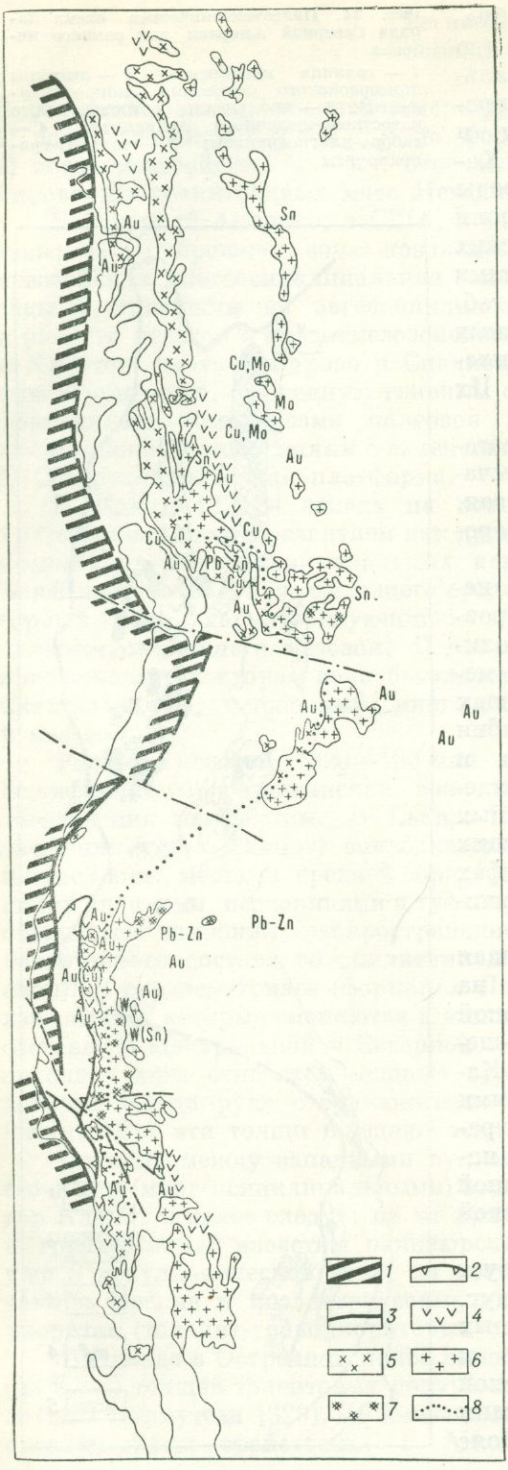


Рис. 35. Палеотектоническая схема Запада Северной Америки для позднего мезозоя

1 — эвгеосинклинальная зона (океанический бассейн); *2* — граница морского «тылового» прогиба; *3* — край континента; *4* — проявления известково-щелочного вулканизма; *5* — тоналит-гранодиориты; *6—7* — гранит-гранодиориты (*6* — гранодиориты, *7* — граниты); *8* — кварц-диоритовая линия

«миогеосинклинальных» осадков может фиксировать выполнение прежнего окраинного моря. Толеиты группы Кармутсен Островного пояса одними исследователями интерпретируются как образования внутренних частей океанической плиты, поскольку они не ассоциируют ни с гипербазитами, ни с кремнистыми осадками, при этом указывается, что в соответствии с палеомагнитными данными они были присоединены к Северной Америке лишь в триасе; другие исследователи полагают, что эти вулканиты могут входить в систему вулканической дуги. В этом случае они могут считаться самой фронтальной частью вулканической островной дуги.

Поздний мезозой (145—80 млн. лет) — рис. 35. В США в эту эпоху формировалась Францисканская геосинклиналь, проявилась невадийская складчатость и произошло внедрение Невадийского батолита.

На крайнем Западе США во Францисканской зоне развита верхнеюрско-меловая (до турона, возможно, кампана) францисканская формация [11, 20]. Сейсмические данные указывают, что под Францисканской зоной отсутствует континентальная кора [258]. Наиболее древними породами, которые здесь обнажаются, являются базальты с океаническими свойствами, считающиеся остатками океанической коры. Для всей этой формации характерна хаотическая смесь различных типов пород. Наиболее обычны глубоководные граувакки, алевролиты и черные сланцы со следами подводного оползания и последующих тектонических перемещений. В качестве включений присутствуют эклогиты и гипербазиты. Примерно десять процентов формации состоит из вулканических

пород, представленных подушечными базальтами, палагонитовыми туфами и брекчиями. По химическому составу вулканиты принадлежат к низкокалиевым абиссальным толеитам, иногда высокоглиноземистым. С вулканитами ассоциируют красные кремнистые и глинистые сланцы, которые считаются литифицированными абиссальными илами. Характерен глаукофановый метаморфизм с возрастом 105—150 млн. лет.

Расположенные восточнее толщи Большой Долины на западе тектонически перекрывают францисканскую формацию, а на востоке налегают на кристаллическое основание Сьерра-Невады. По возрасту они охватывают интервал от верхов поздней юры до позднего мела включительно. В их составе преобладают морские отложения. Они образуют утолщенный к западу осадочный клин, залегающий частично на континентальном (на востоке) и частично на океаническом (на западе) основании. Эти толщи состоят из песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, содержащих конгломераты. Обломочный материал поступал с востока. В западной части Большой Долины появляются фации турбидитных и оползневых осадков; здесь же содержатся в подчиненном количестве горизонты базальтов, кремней и протрузии серпентинитов.

Следующая зона образована поясом батолитов, крупнейшим из которых является Невадийский. По обрамлению батолитов и в их кровле появляются небольшие поля позднемезозойских вулканитов [258]. В западной части гор Кламат верхняя юра представлена сланцами, песчаниками и андезитами, содержащими горизонты базальтов, спилитов и туфов. В западной части Сьерра-Невады распространены верхнеюрские вулканические породы, представленные в основном пирокластическими накоплениями андезитового и андезит-базальтового состава, включающими, кроме того, дациты и риолиты, ассоциирующие со сланцами, граувакками и конгломератами. В Южной Калифорнии по восточному обрамлению Невадийских батолитов развиты юрские и меловые вулканические породы, представленные здесь дацитами, но включающие отдельные прослои андезитов и риолитов. Аналогичные породы обнаружены и на северо-западе Калифорнийского батолита. Вулканиты комагматичны с породами батолитов [207, 258, 289, 331].

Батолиты протягиваются на многие тысячи километров почти непрерывной полосой (шириной около 150 км) вдоль западного побережья Северной Америки. В пределах США это — Калифорнийский, Невадийский, Айдахо и Боулдерский батолиты, а также ряд более мелких тел. Батолиты имеют очень крутые контакты, так что в целом они представляют собой вертикальные пластины. Зоне распространения батолитов соответствует утолщение земной коры до 50 км, так что можно предположить, что корнями они уходят глубоко вниз. Контакты с вмещающими породами четкие, без явлений гранитизации, что говорит о магматическом генезисе гранитоидов. П. Бейтмен и Дж. Итон [207] полагали, что батолит занимает осевую часть синклинория, за счет переплавления осадков которого он и образовался. У. Гамильтон [258] убедительно доказал, что батолиты следуют примерно по границе эв- и миогеосинклинальных зон, которая не соответствует никакому синклинорию. Кровлей батолитов служат комагматичные им позднемезозойские эффузивы. Эта точка зрения подтверждается и данными по изотопному составу стронция в гранитоидах. Многочисленные данные абсолютной геохронологии указывают, что батолиты формировались длительно — от 140 до 80 млн. лет. Выделяется несколько стадий внедрения гранитоидов, отвечающих 145—135 млн. лет, 115—105 млн. лет, 90—80 млн. лет, с максимумом активности 115—105 млн. лет. Общая тенденция — омоложение возраста гранитоидов внутри Невадийского батолита

с запада на восток [289], в то же время состав интрузивных пород не меняется в зависимости от возраста. Батолиты представлены тремя основными типами пород: 1) низкокалиевыми кварцевыми диоритами и трондьемитами (плагиогранитами), 2) гранодиоритами и 3) кварцевыми монцонитами и гранитами. В распределении отдельных типов пород обнаруживается отчетливая закономерность, проявляющаяся в том, что на западе распространены кварцевые диориты и трондьемиты, на востоке — монцониты и граниты, а гранодиориты занимают промежуточное положение между ними. Это было установлено Дж. Муром [331], наметившим внутри батолитов так называемую кварц-диоритовую линию, которая, как выяснилось, примерно совпадает с границей прежних эв- и миогеосинклинальных зон.

В целом гранитоиды характеризуются [290] низкими (около 100 г/т) содержаниями Rb и высокими (более 250) величинами K/Rb. Во вмещающих породах значения K/Rb не выше 300. Содержание Sr колеблется от 300 до 700 г/т. Значения Rb/Sr низкие, составляют в среднем 0,2—0,4. Характерно очень низкое отношение Sr^{87}/Sr^{86}, изменяющееся от 0,703 до 0,709, которое обычно не свойственно породам, возникшим за счет переплавления континентальной коры. Во вмещающих породах докембрия и палеозоя отношение Sr^{87}/Sr^{86} колеблется от 0,7109 до 0,7497. Отношения изотопов свинца Pb^{206}/Pb^{204}, Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{208}/Pb^{204} соответственно равны 18,73—19,37; 15,61—15,71; 38,44—39,10 [242]; они свидетельствуют также о том, что граниты не выплавлялись из континентальной коры. Содержания калия и натрия варьируют. Кварцевые диориты и трондьемиты содержат K_2O около 1% и Na_2O 4—4,7%; в более кислых разностях количество K_2O составляет 3—5%, а Na_2O 3—4%. В соответствии с петрографической зональностью (подчеркнутой кварц-диоритовой линией) устанавливается четкая геохимическая зональность. С запада на восток растет относительное и абсолютное содержание K_2O, происходит некоторое уменьшение Na_2O и увеличение содержания Rb (от 10 до 150 г/т). Как выясняется, отношение Sr^{87}/Sr^{86} также закономерно увеличивается с запада на восток от 0,704 до 0,708, а величина 0,706 примерно отвечает кварц-диоритовой линии. В полном соответствии с этим находится и увеличение изотопных отношений свинца в том же направлении. Из приведенных геохимических данных видно, что гранитоиды к западу от кварц-диоритовой линии принадлежат к тоналит-гранодиоритовому геохимическому типу, а к востоку — гранит-гранодиоритовому типу.

Закономерное изменение состава гранитоидов побудило некоторых исследователей [236, 258] искать в Невадийском батолите аналог островных дуг и, следовательно, пытаться определить по изменению содержания K_2O в породах одинаковой кремнекислотности положение ископаемой зоны Беньофа. Р. Кистлер и Э. Петерман [290], пересчитав по этой методике большое количество результатов анализов по Невадийскому батолиту, установили, что зона Беньофа должна была бы представлять собой почти горизонтальную плоскость, находящуюся под западной частью батолита на глубине 100 км, а под восточной — на глубине 200 км, что вынудило этих исследователей отказаться от принятия модели зоны Беньофа. Геохимические данные исключают чисто коровое происхождение родоначальной магмы батолитов. Они говорят о зарождении магмы по крайней мере в переходной зоне — от коры к верхней мантии. У. Гамильтон [258] допускает выплавку гранитоидов из погружающейся океанической плиты. Р. Кистлер и Э. Петерман [290] приходят к выводу о формировании родоначальной магмы на границе коры и мантии.

В Канаде наблюдается аналогичная картина. Однако аналогов францисканской формации и толщ Большой Долины здесь не находят. Очевидно, они скрыты в пределах прилежащих частей Тихого океана. Прибрежная зона занята интрузиями Берегового батолита. Здесь также развиты субконтинентальные вулканиты андезитов и риолит-дацитов, ассоциирующие с континентальными молассоидными и угленосными отложениями. Здесь так же, как и в США, наблюдаются крупные массивы, имеющие крутопадающие контакты. Возраст этих пород позднеюрско-меловой [144], абсолютный возраст гранитоидов батолита Сквамиш составляет 92 ± 4 млн. лет [193]. Состав пород варьирует от кварцевых диоритов до гранодиоритов. Эти породы, как и невадийские, характеризуются низкими содержаниями рубидия (30—150 г/т) и высокими концентрациями стронция (550—800 г/т), а калий-рубидиевое отношение, как правило, превышает 350 [215]. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} изменяется от 0,7033 до 0,7056 и обычно ниже этого отношения во вмещающих породах (0,7068—0,7060).

В Межгорном поясе интрузий почти нет, зато широко развиты вулканиты андезитового и андезит-дацитового состава с большим количеством пирокластического материала. Эти вулканиты извергались в континентальной обстановке. В кристаллическом поясе Оминеко наблюдается другая полоса батолитов (например, Топлейский), в составе которых выделяются граниты, гранодиориты и кварцевые монцониты. Ранние дериваты этих массивов представлены преимущественно гранодиоритами и монцонитами, поздние — кислыми и субщелочными разностями пород [157]. Породы этой полосы формировались в девять стадий в течение 40 млн. лет, возраст древних монцонитов 137—141 млн. лет. Состав этих гранитоидов, очевидно, более кислый, чем гранитоидов Берегового хребта.

С позднемезозойской эпохой связаны известные золотые проявления, находящиеся вблизи зоны батолитов. Они концентрируются преимущественно к западу от батолитов; к ним относятся следующие золоторудные, иногда с молибденом, месторождения: Мазер-Лоуд, Грасс-Вэлли, Невада-Сити (Калифорния и Невада), образующие пояс, продолжающийся в Канаду, где также, правда в меньшем количестве, известны золотые и медные месторождения [144, 188]. Восточнее располагаются золоторудные и полиметаллические месторождения штатов Невады, Юта и юга Британской Колумбии, часть из которых относится к этой эпохе. Максимумы рудообразования в этих районах совпадают с периодами магматической активности. Примером месторождений рассматриваемой эпохи является золото-полиметаллическое месторождение Карлин, где стратиформное оруденение генетически связывается с кварцевыми диоритами, возраст которых составляет 121 ± 5 млн. лет [150]. В наиболее восточных частях пояса батолитов отмечаются медно-молибденовые месторождения, крупнейшим из них является Эндако (Британская Колумбия). Кроме того, к позднему мезозою относятся единичные месторождения вольфрама и олова. Вольфрамовые месторождения непосредственно связаны с батолитом Сьерра-Невады и представлены шеелитоносными скарнами. Оловянные месторождения известны в Канаде [365]. Оловянная минерализация установлена также и на месторождении Салливан, где на свинцово-цинковое оруденение докембрийского возраста, согласно последним данным, наложено высокотемпературное турмалин-касситеритовое оруденение, связанное с меловыми гранитоидами [8, 157].

Таким образом, весь позднемезозойский магматизм протекал на прежней окраине Североамериканского континента. Францисканскую формацию можно

уверенно считать образованием, формировавшимся на прежнем океаническом ложе [11]. Терригенные породы Большой Долины легко интерпретируются как осадки шельфа, континентального склона и континентального подножья. На активной окраине континента наблюдается закономерное изменение состава магматических продуктов по направлению от океана в глубь континента. Оно выражается в смене пород тоналит-гранодиоритового типа гранит-гранодиоритовым с одновременным увеличением в этом направлении кислотности и щелочности пород, а также в увеличении значений изотопных отношений стронция и свинцов. Параллельно происходит изменение характера металлогенических ассоциаций от золото-медных на западе через золото-полиметаллические до медно-молибденовых, вольфрамовых и, возможно, оловянных на востоке.

Эту магматическую асимметрию ряд исследователей [258, 329] связывают с ископаемой зоной Беньофа, падавшей от Тихого океана под Североамериканский континент. Выход ее обычно видят в зоне францисканского меланжа. Эта интерпретация выглядит весьма соблазнительной, хотя следует иметь в виду существенное отличие магматизма этой окраины от окраин островодужного и андийского типа. Магматизм невадийского типа занимает промежуточное положение. От островодужной ассоциации его отличает широкое развитие подщелоченных разностей пород (монцонитов, кварцевых монцонитов), от зон андийского типа — отсутствие гранитов стандартного и литий-фтористого типов и щелочных пород. В связи с этим зона Беньофа по своему строению и положению должна отличаться от таковой под островными дугами и от той, что мы видим под Андами. О глубинном строении судить трудно, но можно предполагать, что здесь была зона Беньофа, падающая под углом 45°. Если мы допустим, что выход зоны Беньофа на поверхность находился где-то вблизи границы Францисканской зоны с Большой Долиной, и учтем вычисленные Р. Кистлером и Э. Петерманом [290] глубины до зоны Беньофа (100 и 200 км соответственно под западными и восточными участками Невадийского батолита), то окажется, что линия, соединяющая эти точки, будет иметь наклон примерно в 45°.

Региональные реконструкции Запада Южной Америки

Магматизм и металлогения Южной Америки рассматриваются для двух эпох [105, 281]: 1) юрской, охватывающей преимущественно раннюю и среднюю юру (вплоть до оксфорда), а также, возможно, и верхний триас, 2) меловой — раннепалеогеновой, начинающейся с кимериджа и прослеживающейся до эоцена.

Юра (190—160 млн. лет) — рис. 36. Для этого времени характерны следующие структурные элементы (с запада на восток), прослеживающиеся вдоль Центральных Анд [21, 90, 222, 413]:

1) Береговая зона, протягивающаяся вдоль побережья, сложена метаморфическими кристаллическими породами (домезозойского и даже допалеозойского возраста). Простирание древних структур субширотное, перпендикулярное простиранию мезозойских структур;

2) «эвгеосинклинальная» зона, приуроченная к Западной Кордильере. Характеризуется широким развитием подводных вулканитов основного и среднего состава, ассоциирующих с вулканокластическими накоплениями, известняками и кремнистыми осадками; с последними связаны небольшие тела плагиогранитного состава, имеющие возраст 160—180 млн. лет [248]. Зона

прослеживается по разобщенным выходам вдоль побережья — по обрамлению Андийского батолита в Чили и к востоку от батолита в Перу. В ней известны медно-кобальтовые месторождения, которые располагаются в пределах Береговой Кордильеры Чили, образуя узкий пояс, протягивающийся на расстояние 900 км (В. Д. Чехович, 1973 г.). Месторождения располагаются, как правило, вблизи плагиогранитных интрузий и представлены кварц-сульфидными жилами с кобальтсодержащим арсенопиритом, кобальтином, халькопиритом и другими сульфидами;

3) «миогеосинклинальная» зона, в значительной мере скрытая под более молодым вулканическим поясом Восточной Кордильеры и Альтиплано. Юрские отложения представлены здесь преимущественно песчаниками и глинистыми сланцами с горизонтами мелководных известняков. Снос обломочного материала происходил преимущественно с востока [222];

4) зона, приуроченная к Восточной Кордильере и смежным частям Южноамериканской платформы; в юре представляла собой поднятие, возникшее на месте крупного палеозойского синклинория. Здесь, в Кордильере Реаль в Северной Боливии и южной части Перу выявляются гранодиоритовые интрузии с возрастом 180—190 млн. лет [84, 90]. С этими интрузиями известны проявления золотого, реже полиметаллического оруденения; с интрузией Кимса-Крус (южное окончание Кордильеры Реаль в Боливии) связывают также оловянно-вольфрамовое оруденение. Однако, по данным Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского [190], возраст интрузии Кимса-Крус — 20 млн. лет, что позволило им не считать оловянное оруденение этих районов юрским.

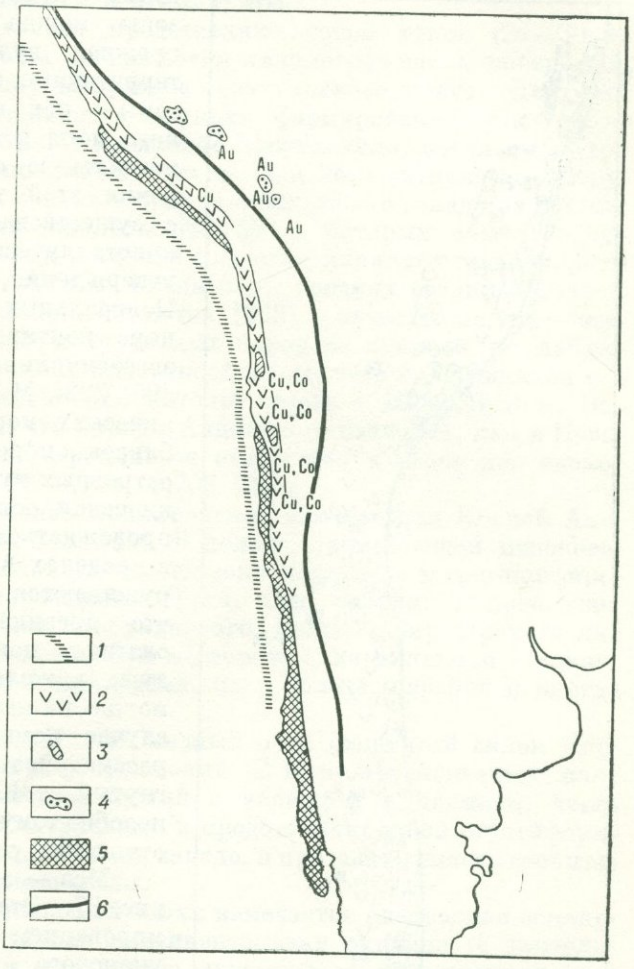


Рис. 36. Палеотектоническая схема Центральных Анд для юры
1 — примерное положение глубоководного желоба; *2* — проявления островодужного известково-щелочного вулканизма; *3* — габбро-плагиограниты; *4* — тоналит-гранодиориты; *5* — выступы домезозойского основания (микроконтиненты); *6* — граница континента

Таким образом, намечающаяся для юрской эпохи зональность в Центральных Андах, выраженная в смене подводного существенно андезит-базальтового вулканизма на западе терригенной седиментацией на востоке, а еще далее

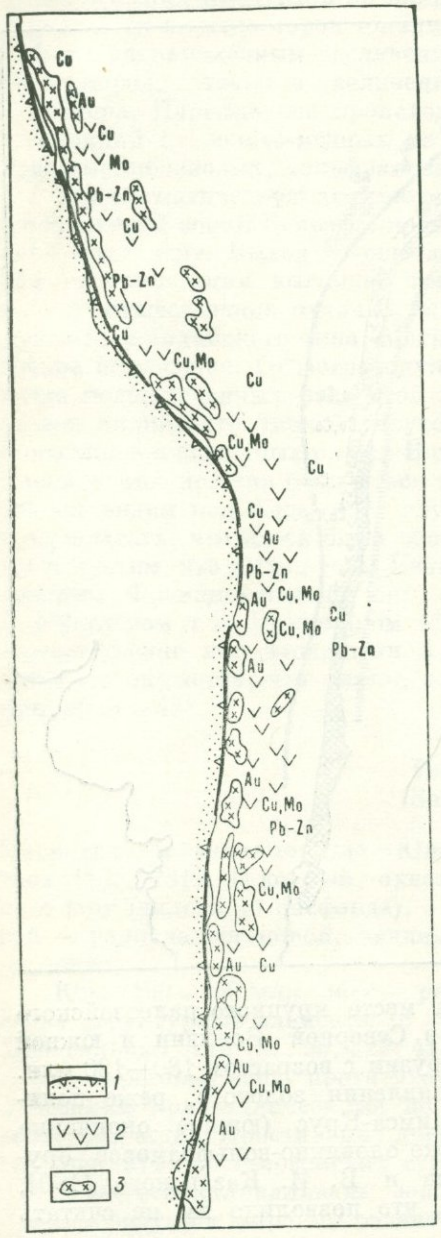


Рис. 37. Палеотектоническая схема Центральных Анд для мела — эоцена

1 — граница континента; *2* — проявления известково-щелочного вулканизма; *3* — гранодиоритовые батолиты

на восток континентальными условиями с проявлением гранитоидного магматизма, отвечает обстановке островной дуги [281]. При такой трактовке пояс андезит-базальтовых вулканитов «эвгеосинклинальной» зоны можно рассматривать как остатки прежней вулканической островной дуги, терригенные толщи «миогеосинклинальной» зоны — как выполнение прежнего окраинного моря и восточную зону — как континентальную окраину. Трудности в применении этой трактовки возникают в связи с существованием Береговой зоны древних кристаллических пород. Это дает повод для утверждения, что геосинклинальные зоны Центральных Анд целиком развивались на коре континентального типа и настоящие эвгеосинклинальные зоны здесь отсутствуют [90, 222]. Между тем средний состав вулканических пород (М. Г. Ломизе, 1974 г.) близок к породам известково-щелочной серии островных дуг. Если это так, то эта вулканическая островная дуга должна была сопровождаться желобом, остатки которого в пределах Анд в настоящее время не обнаруживаются. Поэтому можно предполагать, что древние комплексы Береговой зоны слагают цоколь прежней вулканической дуги, а желоб располагался западнее, возможно, на месте современного желоба. В этом случае комплексы Береговой зоны можно рассматривать как микроконтинент, оторгнутый от Южноамериканского континента, подобно тому, как в свое время Япония была отчленена от Азии.

Мел — эоцен (100—40 млн. лет) — рис. 37. Эта эпоха характеризуется формированием Андийского батолита и Араукансного вулканического пояса [105]. В мел-эоценовое время все Анды представляли собой поднятие, возникшее после арауканской фазы тектогенеза в конце поздней юры. Лишь местами, вдоль побережья в Чили и Перу, отмечаются мелководные обломочные отложения мелового возраста, фиксирующие собой край морского прогиба. Узкая полоса Западной Кордильеры, вытянутая вдоль побережья, была областью проявления интенсивного вулканизма. В это время, согласно М. Г. Ломизе [105], сформировались три вулканические серии: нижнемеловая, верхнемеловая и палеогеновая, разделенные несогласиями. Вулканизм, отвечающий

каждой серии, последовательно смещался с запада на восток. Извержения происходили преимущественно в континентальной обстановке. Преобладают эффузивы андезит-базальтового состава, принадлежащие к нормальной известково-щелочной серии. Отмечается смена существенно андезит-базальтовых лав более кислыми андезитовыми. В каждой серии в подчиненном количестве присутствуют трахиты, дациты, риолиты и игнимбриты.

Интрузии Андийского батолита представляют собой узкие (20—30 км в поперечнике) тела, вытянутые на многие сотни километров вдоль побережья, которые внедрялись в покрышку эффузивов Арауканского пояса. Для них также установлена продолжительность периода формирования от 100 до 40 млн. лет [223, 248, 349, 386]. Их внедрение происходило, очевидно, в три стадии, отвечающие трем вулканическим сериям. При этом активность интрузивного магматизма во времени последовательно смещалась с запада на восток. В составе батолита преобладали тоналиты (50—55%), которым обычно предшествовали габбро-диориты (7—15%), а более поздними являлись гранодиориты и адамеллиты и крайне редко граниты. Гранитоиды поздних стадий образуют кольцевые массивы, которые рассматриваются [223] в качестве кальдер оседания. Особых изменений состава интрузивных пород во времени не наблюдается. Интрузии представляют собой пластинообразные тела с вертикальными стенками. Большое сходство Андийский батолит имеет с Невадийским. Это проявляется, в частности, в том, что породы Андийского батолита, как и Невадийского, имеют низкое рубидий-стронциевое отношение и такое же низкое («мантийное») отношение Sr^{87}/Sr^{86}: 0,704—0,708 [386].

С мел-эоценовым этапом связано формирование важных для Южной Америки рудных провинций [75, 90, 348, 349]. В полосе, прилегающей непосредственно к батолиту с востока, располагаются широко известные медно-порфировые (медно-молибденовые) месторождения Чили. Они находятся преимущественно в вулканических толщах Арауканского пояса и пространственно ассоциируют со штоками гранитоидов. Эти месторождения являются источниками получения не только меди и молибдена, но и золота, серебра и иногда вольфрама.

Восточнее, в Боливии, располагается медный пояс (западный склон Кордильеры Реаль) гидротермальных месторождений. В Перу протягивается пояс серебряно-полиметаллических месторождений с висмутом и кадмием, часть из них не имеет видимой связи с интрузиями и представляет собой стратиформные залежи в эффузивах. Наконец, на самом западе, в пределах самого батолита, отмечаются золоторудные кварцевые жилы.

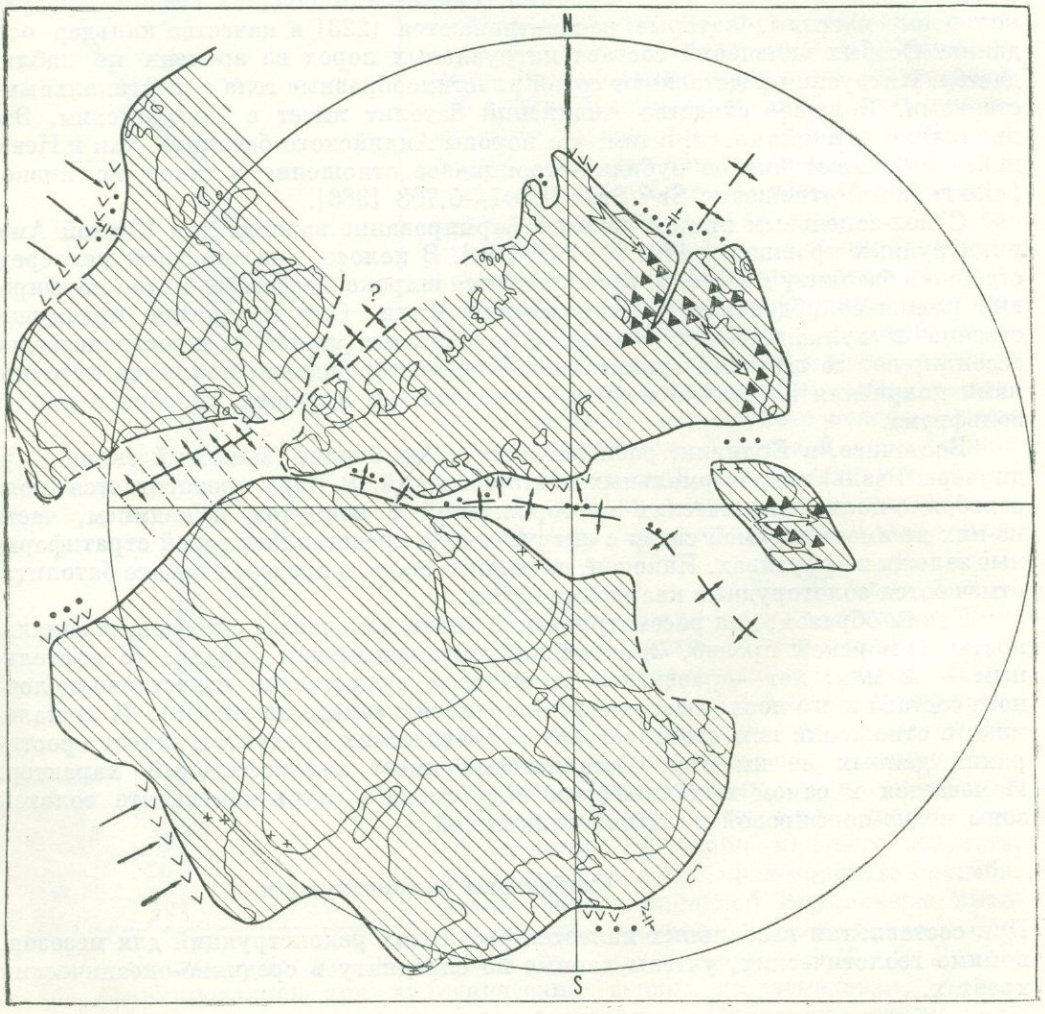
Таким образом, для рассматриваемой эпохи намечается следующая зональность: 1) морской прогиб, 2) активная континентальная окраина (с длительным — 60 млн. лет — развитием магматизма существенно известково-щелочного состава и его последовательной миграцией с запада на восток). К сожалению, в отношении изменения состава магматических продуктов вкрест простирания данных не имеется. Металлогения имеет халькофильный характер. Намечается в самом приближенном виде смена в глубь континента золотой зоны медно-порфировой и полиметаллической.

Глобальные реконструкции

При составлении глобальных палеотектонических реконструкций для мезозоя, помимо геологических, учтены данные по спредингу в срединно-океанических хребтах.

Поздний триас — ранняя юра (210—180 млн. лет) — рис. 38. К этому времени относится начало распада Пангеи. Работы последних лет [301, 350, 354, 397] показали, что зоны спокойного магнитного поля Северной Атлантики, вытянутые вдоль окраин Северной Америки и Западной Африки, отвечают океанической коре, возникшей в позднем триасе и ранней юре, и фиксируют собой раннее раскрытие Атлантического океана. Южная Америка была еще соединена с Африкой, но отделилась от Северной Америки с образованием океанического пространства на месте Карибского моря и Мексиканского залива. По интерпретации П. Вогта и других [397], Срединно-Атлантический хребет протягивался через Карибский регион в Тихий океан, соединяясь там с мировой системой океанических хребтов. По данным Дж. Филлипса и Д. Форсайта [350], примерно 200 млн. лет назад произошло раскрытие также Северной Атлантики

Рис. 38. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для позднего триаса — ранней юры. Условные обозначения см. рис. 16



в районе банки Роккол. Время раннего раскрытия Атлантики совпадает с этапом образования позднетриасовых грабенов (рифтов) на восточной окраине Северной Америки и внедрения щелочных гранитов Уайт-Маунтинс с возрастом 185 млн. лет [360]. Возможно, мезозойские щелочные граниты и сиениты Нигерийского пояса Западной Африки являются производными того же процесса по другую сторону Атлантики.

Видимо, в рассматриваемый интервал начинается образование мезозойского Тетиса и отделение Северной Евразии от южных континентов. Офиолиты Кипра и Южной Анатолии, а также, вероятно, Западных Альп фиксируют положение начального рифта Тетиса в Средиземноморье. Возможно, к триасу — юре относятся некоторые офиолиты Северного Ирана и Центрального Афганистана. Существование океана косвенно подтверждается наличием юрских андезитовых комплексов на южном склоне Большого Кавказа, в Северном Закавказье и в Афганистане, маркирующих северный край океанического бассейна и связанных с зоной Беньофа, наклоненной от Тетиса на север. Дальше на восток более или менее достоверные выходы раннемезозойских офиолитов известны в шовной зоне Черной реки в ДРВ, но весьма вероятно, что они присутствуют также в Юньнани и Южном Тибете. Поэтому мы сочли возможным наметить продолжение Тетиса через всю Азию. Тетис мезозоя в общем унаследовал палео-Тетис, но вновь был смещен от него несколько к югу. Одновременно с раскрытием Тетиса отдельные участки на его северном обрамлении подвергаются складчатости (ранние киммериды Добруджи, Крыма, Северо-Западного Предкавказья, Северного Афганистана, Индокитая).

Широко развитые раннемезозойские глубоководные терригенно-кремнистые отложения, включающие офиолиты, на Южной Суматре и других островах Зондского архипелага, свидетельствуют о существовании океанического бассейна между Австралией, Индией и Индокитаем, т. е. о начавшемся распаде Гондваны. Этот бассейн, возможно, соединялся с Тетисом, а Индокитай (вместе с Малайским полуостровом) выступал в виде самостоятельной континентальной глыбы.

На восточной окраине Азии в это время формировались континентальные вулкано-плутонические комплексы. Восточная Азия в раннем мезозое представляла собой окраину андийского типа с зоной Беньофа, наклоненной под континент, и с надвиганием континентальной плиты на океаническую. Океанические бассейны восстанавливаются также на месте так называемой Рапуанской геосинклинали, охватывающей Новую Зеландию, Новую Каледонию и прилежащие острова Меланезии.

На западе Северной и Южной Америки в это время существовала система вулканических островных дуг и окраинных морей, т. е. обстановка здесь напоминала современную, характерную для западной, противоположной стороны Тихого океана.

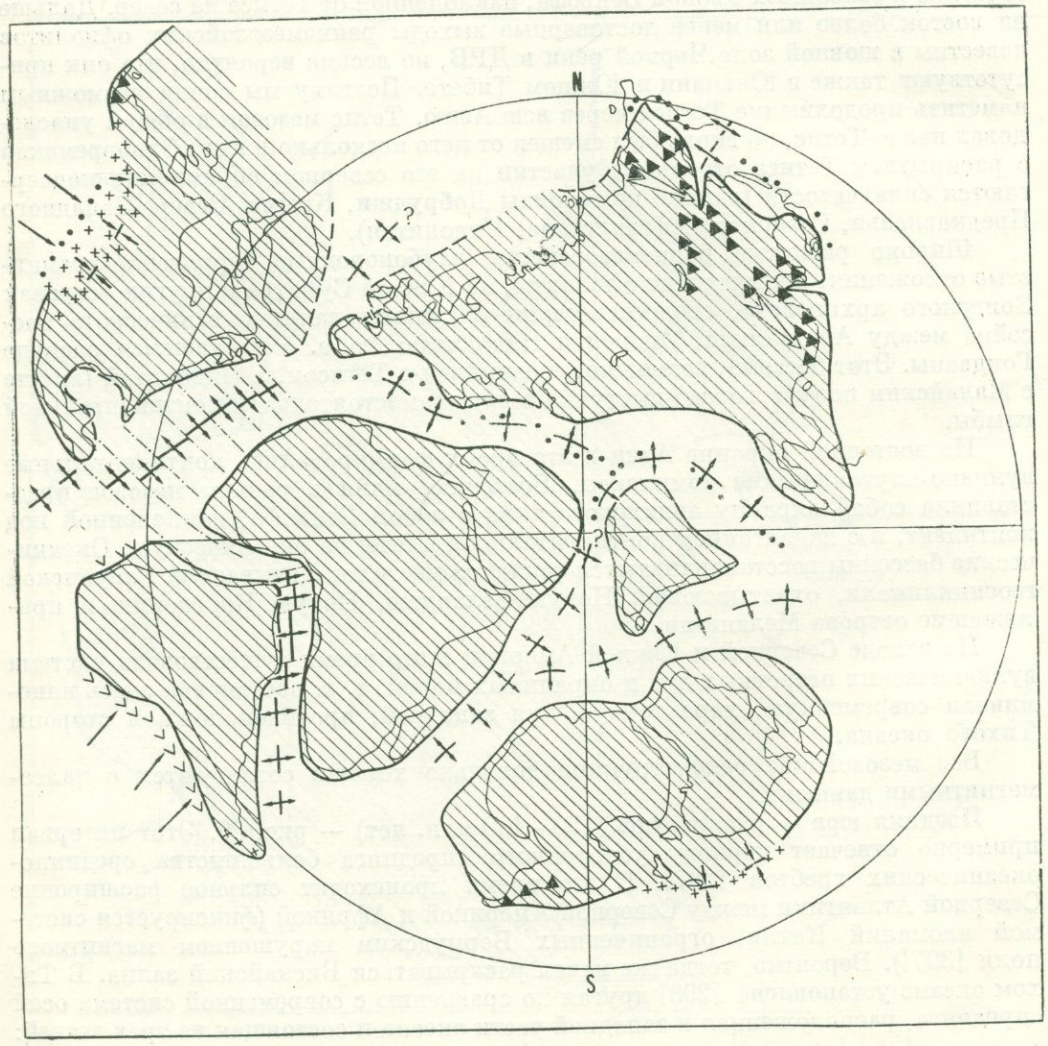
Все мезозойские реконструкции довольно хорошо согласуются с палеомагнитными данными.

Поздняя юра — ранний мел (150—130 млн. лет) — рис. 39. Этот интервал примерно отвечает периоду ускоренного спрединга большинства срединно-океанических хребтов [297]. В это время происходит сильное расширение Северной Атлантики между Северной Америкой и Африкой (фиксируется системой аномалий Китли, ограниченных Бермудским нарушением магнитного поля [397]). Вероятно, тогда же начал раскрываться Бискайский залив. В Тихом океане установлена [296] другая по сравнению с современной система осей спрединга, расположенная в западной части океана и состоящая из трех ветвей:

Японской, Гавайской и Феникс (эта система разделяла четыре плиты — Кула, Фаралонскую, Тихоокеанскую и Феникс). К этому времени относится также отделение Южной Америки от Африки [397]. Результаты глубоководного бурения в восточной части Индийского океана [269] показали, что океаническое пространство между Австралией и Индией возникло по крайней мере в поздней юре (150 млн. лет назад). Эти данные могут быть с известной осторожностью экстраполированы на более западные части Индийского океана, позволяя предполагать, что в это время Африка и Индия уже начали отделяться от Антарктиды и Австралии.

К поздней юре — раннему мелу относится повсеместное развитие офиолитов в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Океан Тетис достиг, вероятно,

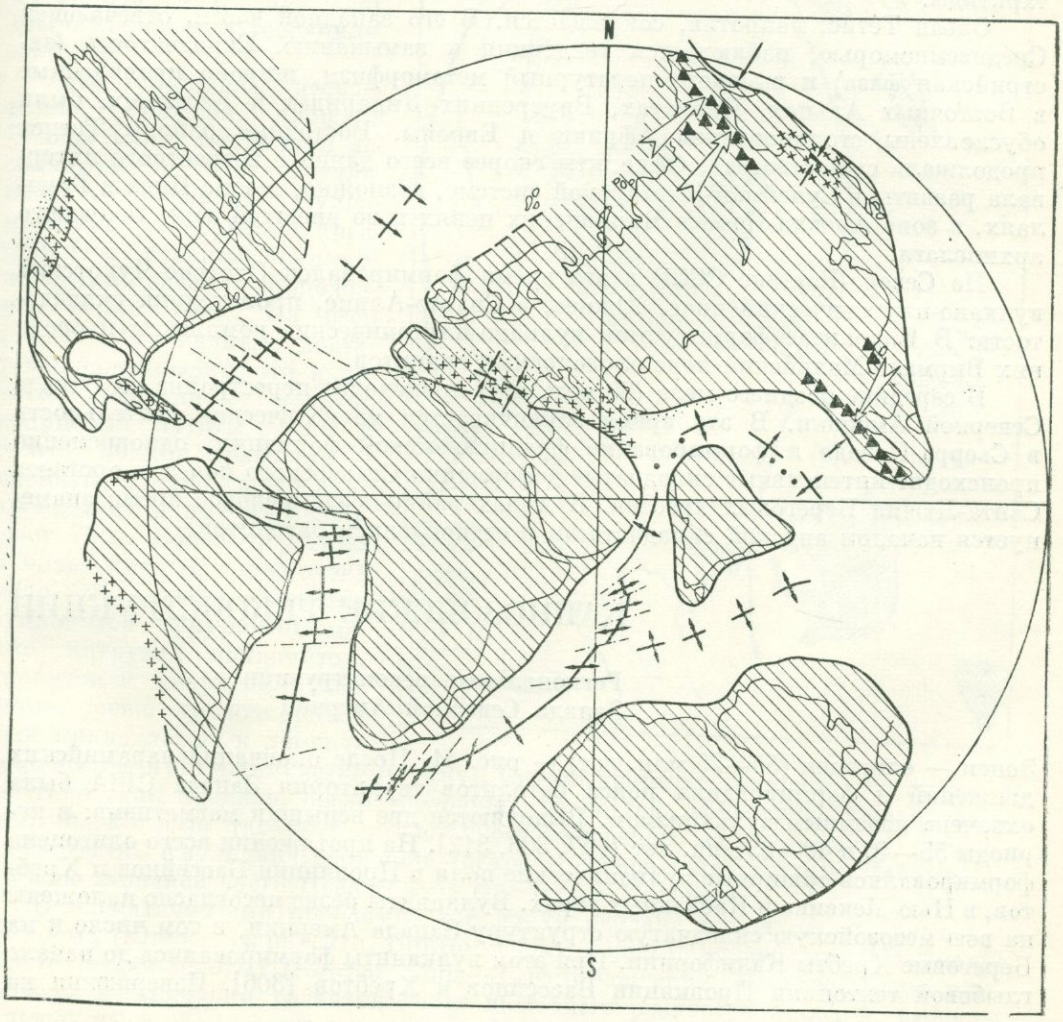
Рис. 39. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для поздней юры — раннего мела. Условные обозначения см. рис. 16



максимальных размеров. В своей средней части Тетис, видимо, соединялся с северной частью Индийского океана, об этом косвенно свидетельствует тот факт, что офиолиты Белуджистана и Омана находятся на прямом продолжении Карлсбергского хребта с его офиолитами. Если это так, то Индия была изолированной континентальной глыбой, окруженной со всех сторон океаническими бассейнами. Индокитай, напротив, причленился к Евразии. Спаивание континентов проявилось в дислокациях новокиммерийской и яньшаньской складчатостей. Бывшая Рапуанская геосинклиналь в это время также подверглась складчатости (рангитатский орогенез).

Обстановка на восточной окраине Азии напоминала раннемезозойскую с формированием континентальных вулкано-плутонических комплексов.

Рис. 40. Глобальная палинспастическая реконструкция континентов для раннего — позднего мела. Условные обозначения см. рис. 16



Западная окраина Северной Америки была охвачена интенсивным складкообразованием (невадийский орогенез), сопровождаемым метаморфизмом и формированием грандиозного Невадийского батолита. В то же время на крайнем западе побережья, в Береговых хребтах Калифорнии обнаружены остатки прежнего океанического ложа в виде отложений францисканской формации.

Ранний — поздний мел (110—85 млн. лет) — рис. 40. Этот интервал также считается временем ускоренного спрединга [297]. Атлантический океан, контуры которого даны в соответствии с изохроной 80 млн. лет [268], приобрел уже примерно современные очертания. Складчатость и поднятие Больших Антильских островов обусловили отделение Атлантики от Тихого океана. В Тихом океане еще продолжала действовать прежняя система спрединга, но к концу позднего мела возникла новая система, отвечающая Восточно-Тихоокеанскому поднятию [296]. Индийский океан значительно расширился [269]; изохроны 100 и 80 млн. лет проходят уже близко от Восточно-Индийского хребта. Гондвана уже была разобщена на континенты, кроме, может быть, Австралии и Антарктиды.

Океан Тетис, напротив, сокращается. В его западной части, отвечающей Средиземноморью, наблюдается тенденция к замыканию. Складчатость (австрийская фаза) и высокотемпературный метаморфизм, широко проявленные в Восточных Альпах, Карпатах, Внутренних Динаридах и Балканах, были обусловлены столкновением Африки и Европы. Восточные районы Тетиса продолжали существовать. Офиолиты скорее всего данного возрастного интервала развиты в Сулейман-Киртарской системе, возможно, в зоне Инда в Гималаях, в зоне Аракан-Йома в Бирманских цепях и во внешней зоне Зондского архипелага.

На Северо-Востоке СССР в это время формировался Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс. Южнее, в Сихотэ-Алине, происходила складчатость. В Индокитае формируются вулкано-плутонические комплексы и среди них Бирмано-Малайский пояс оловоносных гранитов.

В середине позднего мела (80 млн. лет) происходит перестройка на Западе Северной Америки. В это время заканчивается магматическая деятельность в Сьерра-Неваде и формирование францисканской формации, одновременно происходят интенсивные складчатые деформации Севьерского пояса и орогенез Санта-Лючия Береговых хребтов. В Андах ранне-позднемеловое время знаменуется началом андской складчатости и становлением батолитов.

КАЙНОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Региональные реконструкции Запада Северной Америки

Эоцен — олигоцен (55—25 млн. лет) — рис. 41. После окончания ларамийских движений и формирования пояса батолитов территория Запада США была охвачена наземным вулканизмом. Выделяются две вспышки магматизма: в периоды 55—40 и 40—25 млн. лет [197, 306, 312]. На протяжении всего олигоцена формировались обширные вулканические поля в Провинции Бассейнов и Хребтов, в Нью-Мексико и Каскадных горах. Вулканиты резко несогласно наложены на всю мезозойскую складчатую структуру Запада Америки, в том числе и на Береговые Хребты Калифорнии. При этом вулканиты формировались до начала глыбовой тектоники Провинции Бассейнов и Хребтов [306]. Извержения на

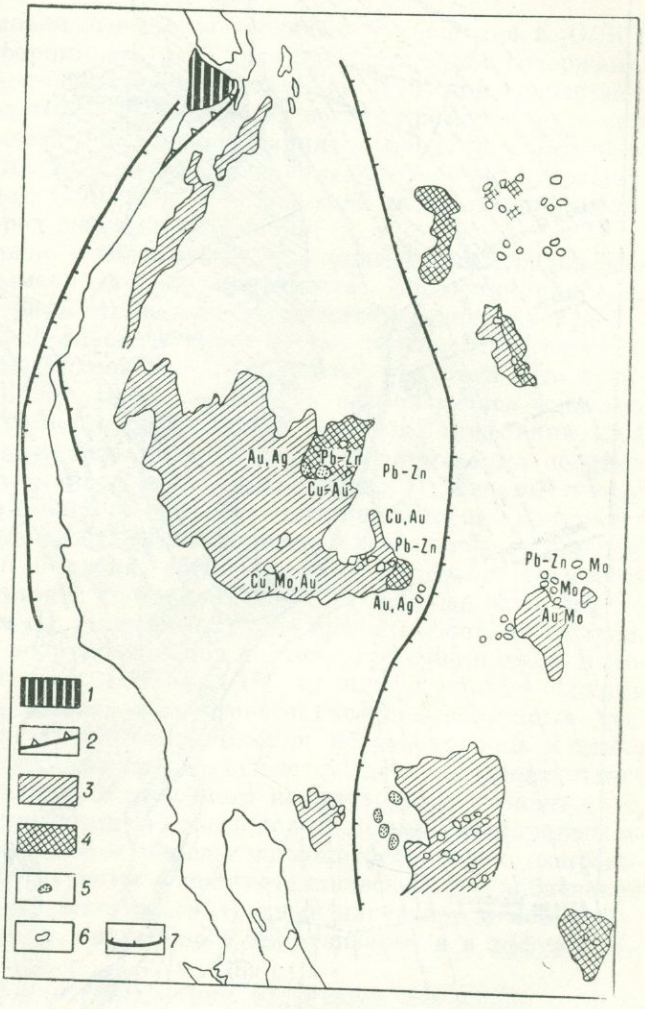
всей площади происходили в континентальной обстановке.

Только один район на северо-западе США (п-ов Олимпия) отличается развитием морских отложений эоцена — олигоцена, среди которых встречаются низкокалиевые океанические толеиты (формация Кресент). Базальты ассоциируют с гиалокластами, кремнями и тонкообломочными осадками [255]. Эта зона, безусловно, принадлежит к эвгеосинклинальной.

На остальной, несравненно большей площади Запада США вулканиты ассоциируют с континентальными отложениями. Вулканические образования представлены главным образом породами известково-щелочной серии [197]. На всей площади вулканиты достаточно однообразны: это андезиты, риодациты, дациты, кварцевые латиты. Есть и более кислые разности — риолиты, однако содержание кремнезема в них не превышает 72%. Более основных и более кислых пород очень мало. К полям развития вулканитов приурочены малые интрузии монцонитов, диоритов и кварцевых диоритов, реже гранодиоритов (они принадлежат к диорит-монцонитовому геохимическому типу). Сиенит-диориты, монцониты и сиениты залегают, как правило, среди щелочных разностей эффузивов: шошонитов и латитов, которые тяготеют к восточной периферии магматического ареала. Они известны в вулканическом поле Абсарока (северо-западный штат Вайоминг), в северо-западной части Невады и на юго-западе Колорадо.

Рис. 41. Палеотектоническая схема Запада США для эоцен — олигоцена

1 — эвгеосинклинальная зона (океанический бассейн); *2* — граница морского «тылового» прогиба; *3* — проявления известково-щелочного вулканизма; *4* — латиты; *5* — граниты, гранодиориты; *6* — диорит-монцониты; *7* — предполагаемое положение зон Беньофа



С магматическими породами этой эпохи связана целая серия свинцово-цинковых (Юрика, Парк-Сити, Бингем и др.), медно-молибденовых (Клаймакс) и более редко золотых (Кортец, Тонака) месторождений. Месторождения приурочены к площадям развития более щелочных разностей пород и связаны большей частью с малыми интрузиями [150].

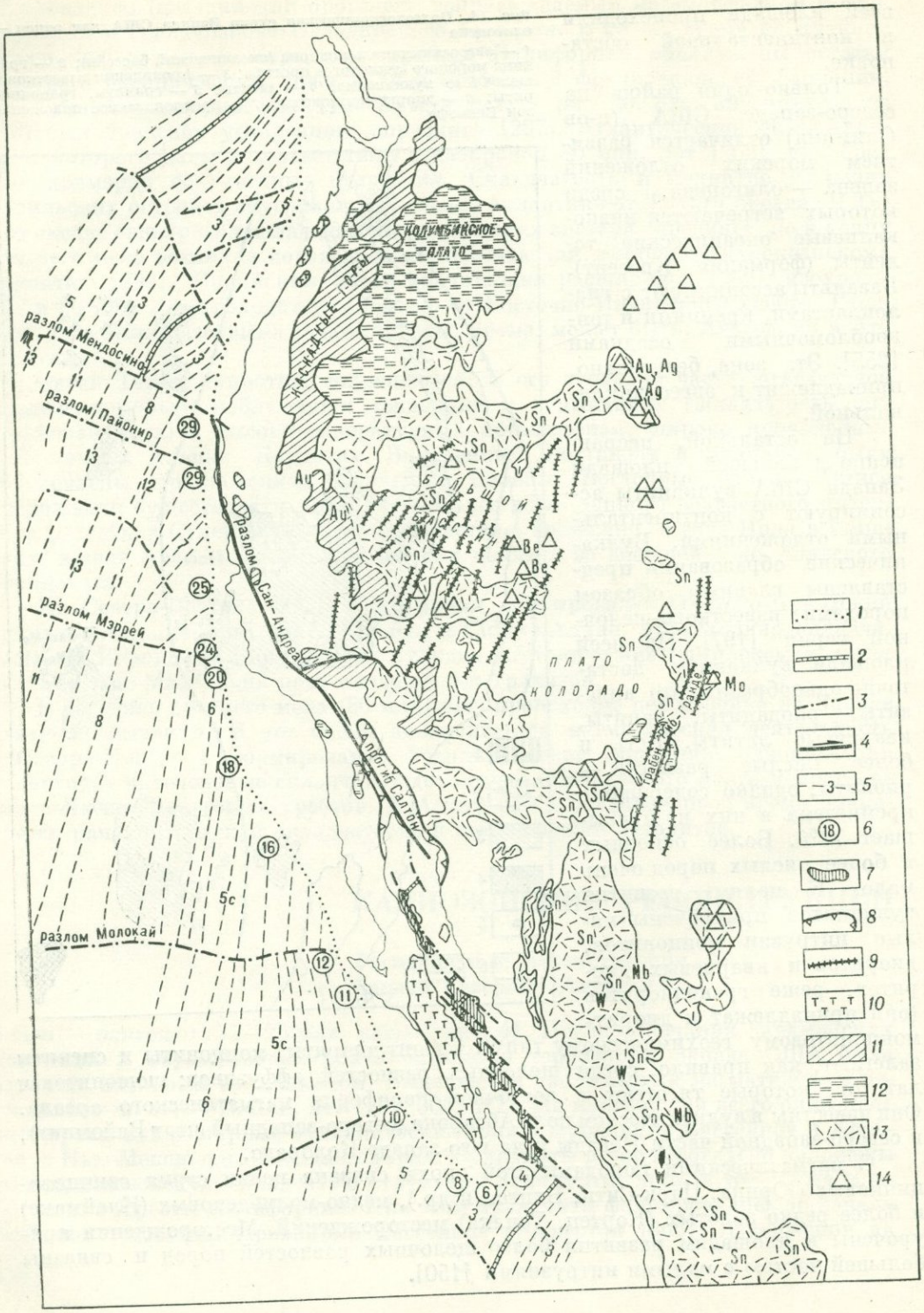

КОЛУМБИЙСКОЕ ПЛАТО
КАСКАДНЫЕ ГОРЫ
ПЛАТО КОЛОРАДО
Разлом Сан-Андреас
Залив Сан-Педро
разлом Мендосино
разлом Пайонир
разлом Мэррей
разлом Молокай
Au
Au, Ag
Ag
Sn
W
Be
Mo
Nb
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Рис. 42. Тектоническая схема Запада США и Мексики для позднего кайнозоя

1 — граница континентального склона (граница континента); *2* — оси спрединга; *3* — трансформные разломы; *4* — разлом Сан-Андреас; *5* — полосовые магнитные аномалии в океане и их номера; *6* — возраст океанического ложа в млн. лет; *7* — глубоко опущенные седиментационные ванны Калифорнийского залива; *8* — граница прогиба Салтон; *9* — сбросы в Провинции Бассейнов и Хребтов; *10—14* — проявления вулканизма (*10* — толеитового, *11* — известково-щелочного, *12* — щелочно-базальтового, *13* — бимодального, *14* — щелочного магматизма)

Внутри вулканических полей отмечается увеличение отношения K_2O/SiO_2 с востока на запад, от Калифорнии к Юте. Характерно изменение содержаний K_2O в породах с одинаковым содержанием кремнезема. При этом возрастание K_2O по отношению к SiO_2 происходит с запада на восток примерно до линии, совпадающей с фронтом Уасатч (восточная граница Провинции Бассейнов и Хребтов), затем содержания K_2O падают и начинают вторично возрастать на восток к Скалистым горам. С полями максимальной концентрации калия совпадают поля развития пород шошонитовой серии.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что описываемый район располагался на краю Североамериканского континента. Эвгеосинклинальная зона п-ова Олимпия может рассматриваться в качестве среднекайнозойской океанической коры, включенной впоследствии в состав континента. Срединно-океанический хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие) проходил в то время западнее Северной Америки [199]. Вдоль побережья располагалась зона субдукции, остатки которой сохранились в береговых хребтах Калифорнии [20]. Принимая во внимание прерывистость изменения содержания калия по отношению к кремнезему в среднекайнозойских вулканитах, П. Липман и другие [306] реконструируют две зоны Беньофа. Выход западной из них находился у края континента (в Береговых хребтах Калифорнии), а восточной — примерно вдоль фронта Уасатч. Угол наклона обеих зон, определенный по методу В. Р. Диккинсона и Т. Хазертона, составляет 15—20°. Каждая зона погружалась до глубин 350—400 км. П. Липман и другие предполагают, что Фаралонская плита Тихого океана погружалась под континент Америки вдоль пологой чешуйчато-расщепленной зоны Беньофа. По их интерпретации бассейн Колорадо представляет собой аналог междугового бассейна островных дуг. Таким образом, описываемая обстановка близка к островодужной. Однако нельзя не видеть и существенных отличий. По существу здесь нет фронтальных членов островодужных ассоциаций, с присущим им подводным вулканизмом, габбро-плагиогранитными интрузиями и медноколчеданными месторождениями. Напротив, широко представлены породы шошонитовой серии, сопровождающиеся монцонитовыми интрузиями с полиметаллической и молибденовой минерализацией. Пожалуй, более всего рассмотренный магматизм и металлогения близки к невадийскому типу, только не в интрузивном, а в эффузивном проявлении.

Поздний кайнозой (25—0 млн. лет) — рис. 42. Резкое изменение состава продуктов вулканизма отмечено на рубеже 25—20 млн. лет [197, 218, 305, 306, 337]. Известково-щелочной вулканизм сменился на большей части территории контрастным, бимодальным (или «фундаментально базальтовым» по П. Липману и др.). С началом этого этапа совпадает образование сбросово-глыбовых структур, нашедших столь яркое выражение в Провинции Бассейнов и Хребтов, где возникли системы сильно сближенных протяженных горстов и грабенов. Сбросово-глыбовые дислокации отмечают господствующие условия растяжения. Установлено [392], что, учитывая перемещения по сбросам, растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов достигают 50 км за 15 млн. лет (средняя скорость 0,3 см/год). К началу этого этапа относится также раскрытие Калифорнийского

залива и образование системы северо-западных разломов с правобоковым сдвигом, которые следуют по дну Калифорнийского залива и продолжаются дальше па континент — в разлом Сан-Андреас.

Калифорнийский залив находится на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия: океанического хребта с быстрым, до 6 см в год, спредингом. Он представляет собой глубокий (до 3500 м) прогиб, расчлененный серией поднятий на отдельные седиментационные ванны. В Калифорнийском заливе Восточно-Тихоокеанское поднятие перерождается в серию разломов трансформного типа, между которыми заключены лишь короткие отрезки осей спрединга [270, 330]. Эти отрезки осей спрединга примерно совпадают с глубоководными впадинами. Разлом Сан-Андреас представляет собой континентальный трансформный разлом. На северо-западе он сливается с трансформным разломом Мендосино, к северу от которого вновь прослеживается спрединговый хребет в виде хр. Горда и далее на север до хр. Хуан-де-Фука. Следовательно, вся система Восточно-Тихоокеанского поднятия со свойственными ему осью спрединга и трансформными разломами перекрыта Североамериканским континентом. Это хорошо видно из того, что полосовые магнитные аномалии срезаются краем континента [199]. Калифорнийскому заливу свойствен очень высокий тепловой поток — от 8—20 до 42 мкВт · см$^{-2}$ [298], причем максимум теплового потока приурочен к глубоким ваннам. Магнитные аномалии в Калифорнийском заливе иногда имеют линейную ориентировку [291, 295]. В Калифорнийском заливе происходит интенсивное осадконакопление. Калифорнийский рифт продолжается на континенте прогибом Салтон, который сложен 2-километровой толщей четвертичных морских и континентальных отложений [200]. В самом заливе мощность осадков в прибрежной части достигает 1—2 км; здесь распространены в основном обломочные толщи миоцена и плиоцена, накапливавшиеся на глубинах около 2 км. В центральных частях глубоководных ванн [330] преобладает турбидитная седиментация.

Позднекайнозойские вулканиты размещены на большой площади Запада США и Северо-Западной Мексики, концентрируясь главным образом по обрамлению и на продолжении Калифорнийского залива, образуя подобие скошенной подковы, в центре которой находится Калифорнийский залив.

В южной части Калифорнийского полуострова развиты толеитовые базальты с возрастом 14 млн. лет [262]. Они характеризуются несколько повышенным содержанием глинозема (до 17% Al_2O) и имеют следующие петрохимические показатели: $\frac{\Sigma FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{MgO} = 0{,}8—0{,}9$, Na_2O/K_2O — 3,5—5 и $Na_2O + K_2O$ — 3,6—4,1, занимая промежуточное положение между толеитовой и известково-щелочной сериями. Толеиты Калифорнийского полуострова по сравнению с океаническими обогащены щелочными элементами. В северной части Калифорнийского полуострова и в Южной Калифорнии, к западу от разлома Сан-Андреас (районы Джакамба и Санта-Роза) развиты преимущественно базальты, среди которых присутствуют как щелочные базальты (Джакамба), так и толеиты (Санта-Роза).

К востоку от разлома Сан-Андреас вдоль западного побережья Америки прослеживается пояс (шириной до 50 км) известково-щелочного вулканизма, включающий вулканическую цепь Каскадных гор, районы Сьерра-Невады, Сономы (к северу от Сан-Франциско) и западную часть пустыни Махаве. Этот пояс в значительной мере наследует вулканизм предыдущей эпохи. Вулканиты Каскадных гор представлены преимущественно андезитами с переходами их в андезит-базальты, с одной стороны, и в дациты, риодациты и риолиты —

с другой. Они принадлежат к типичной известково-щелочной серии [309], имея следующие петрохимические показатели: $Na_2O + K_2O$ — 4,8 ÷ 1,0; Na_2O/K_2O — 1 ÷ 4; $\Sigma FeO + 0{,}9Fe_2O_3/MgO$ = 1,2—2. О том же говорят геохимические данные [221]: Rb — 27 г/т, Sr — 440 г/т, K/Rb — 318. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} во всех разностях пород колеблется от 0,7031 до 0,7045. Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что вулканиты Каскадных гор возникли при частичном плавлении мантийного материала [221].

На остальной, лежащей далее к востоку территории Запада США и Мексики развиты породы бимодальной серии. Это районы Провинции Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо, Снейк-Ривер, Йеллоустона, Нью-Мексико, несколько обособленно находится Колумбийское вулканическое плато [218].

Бимодальная серия характеризуется резко контрастным составом: с одной стороны — базальтами (преимущественно щелочными), с другой — кислыми, часто ультракислыми риолитами и их туфами. Кислые разности обычно имеют повышенную щелочность и переходят в пантеллериты и комендиты. Переходные, средние по составу разности пород практически отсутствуют. С вулканитами связаны малые субвулканические тела кислого состава: граниты и щелочные граниты (Квеста, Нью-Мексико, горы Элк, Колорадо, Южная Аризона). Породы основного ряда принадлежат преимущественно к щелочно-базальтовой серии ($Na_2O + K_2O$ — 4,2 ÷ 6,5, K_2O — 0,8 ÷ 2%, $\frac{\Sigma FeO + 0{,}9Fe_2O_3}{H_2O}$ — 1—1,5, Rb — 25—45 г/т, Sr — 645—830 г/т, K/Rb — 250—500, Rb/Sr — 0,023—0,048) [308].

Риолиты обычно характеризуются ультракислым составом (SiO_2 до 75%) и высоким (до 9%) содержанием щелочей (K_2O до 5—5,5%) с соотношением $Na_2O/K_2O < 1$. В связи с этим среди них часто наблюдаются пантеллеритовые и комендитовые разности, обогащенные многими редкими литофильными элементами (Rb, Li, Be и т. п.). В частности, в Юте известны бертрандитовые туфы. В то же время содержания бария и стронция в этих породах аномально низки [50].

Все породы бимодальной серии, независимо от их кислотности, обладают низкими отношениями Sr^{87}/Sr^{86}, равными 0,7029—0,7050 [264], исходя из чего можно предполагать участие мантийного вещества в образовании кислых выплавок. Состав бимодальной серии более или менее однообразен на большей части площади. Однако на западе, вблизи поля развития известково-щелочных вулканитов, появляются промежуточные по составу серии с горизонтами андезитов (например, юго-западная часть штата Юта) [308]. На северной и восточной периферии ареала, напротив, большим распространением пользуются щелочные разности (центральная часть штата Юта, Йеллоустон, лейцитовые холмы Вайоминга, плато Колорадо) [218]. Кроме того, здесь же (Западный Техас) появляются щелочные разности в виде даек и малых интрузий фонолитов и лейцитовых базальтов.

Любопытная картина наблюдается в грабене Рио-Гранде (штат Нью-Мексико), расположенном на самой периферии ареала. В осевой части грабена развиты толеитовые базальты, а по краям — щелочные базальты [305]. Это — дополнительная (частная) зона толеитов, приуроченная к небольшой рифтовой долине.

На северо-западе магматического ареала, в Колумбийском плато, развиты практически одни базальты среднего — верхнего миоцена. Среди них преобладают щелочные базальты, но в низах лавовой толщи отмечаются и толеиты [412]. Примечательно, что базальтовое плато в своей западной части

перерезает пояс известково-щелочных вулканитов Каскадных гор. Соотношения между базальтами Колумбийского плато и известково-щелочными вулканитами остаются неизвестными. На самом побережье Северной Америки базальты Колумбийского плато сменяются толеитовыми базальтами [380]. Толеиты чередуются с миоценовыми морскими отложениями. Хотя они и располагаются непосредственно у самого Тихого океана, но по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам они не похожи на океанические толеиты. П. Снейвли и другие [380] полагают, что эти базальты возникли над миоценовой зоной субдукции. Эта интерпретация не может считаться удовлетворительной, так как ей противоречит полное отсутствие известково-щелочного магматизма в этой зоне. Скорее можно полагать, что базальтовый вулканизм приурочен к продолжению на континенте субширотного трансформного разлома, смещающего в океане хребты Горда и Хуан-де-Фука и пересекающего область распространения континентальной коры уменьшенной (до 25 км) мощности [272].

Из полезных ископаемых для позднего кайнозоя характерны редкометальные бериллиевые месторождения, связанные со щелочными эффузивами кислого состава, оловянное оруденение [365], особенно обильное в Центральной Мексике (Сан-Луис, Чиуауа), но известное и в США (Колорадо, Юта, Айдахо), молибденовые проявления США; все они концентрируются по периферии вулканического ареала. С известково-щелочными вулканитами местами ассоциирует золотое оруденение, например месторождение Комсток (штат Невада). Кроме того, известен ряд эпитермальных золото-сурьмяно-ртутных месторождений в США и Мексике, которые связаны с вулканитами бимодальной серии.

Таким образом, смена структурной и магматической зональности для позднекайнозойской эпохи может быть представлена следующим образом: 1) прогиб Калифорнийского залива, расположенный на продолжении системы Восточно-Тихоокеанского хребта (ему свойственна мощная терригенная седиментация); 2) зона толеитового вулканизма (Калифорнийский полуостров); 3) зона известково-щелочного вулканизма с золотой минерализацией (Каскадные горы); 4) зона бимодального вулканизма, приуроченная к области растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов и сопредельных территорий; 5) перифферическая зона щелочного магматизма с редкометальной минерализацией. Осью всей зональности является прогиб Калифорнийского залива. Иногда зональность осложняется появлением дополнительных элементов типа грабена Рио-Гранде с присущими для них более частыми закономерностями смены магматизма по латерали.

Область позднекайнозойского вулканизма Запада США обладает аномальным глубинным строением [373, 392]. Оно лучше всего изучено в районе Большого Бассейна, который является современной высокоактивной сейсмической зоной. Разломы, рассекающие Большой Бассейн, судя по ориентировке напряжений в очагах землетрясений, имеют сбросовую природу, но для многих из них установлена большая сдвиговая компонента (в отличие от разлома Сан-Андреса она является левобоковой). Этой территории свойствен повышенный (до 8—10,5 мкВт · см$^{-2}$) тепловой поток, причем область с высоким тепловым потоком резко «обрублена» на краях Большого Бассейна, что указывает на приближение к поверхности глубинного источника теплового потока. Мощность земной коры под Большим Бассейном уменьшена до 30 км (в соседних районах Сьерры-Невады и плато Колорадо она больше 40 км). Непосредственно к подошве коры подходит слой пониженных сейсмических скоростей (7,7—7,9 км/с),

и повышенного затухания поперечных волн, т. е. волновод, или астеносфера. Она прослеживается до глубины 150—170 км. В остальных районах кровля астеносферы расположена лишь на глубинах 100—150 км. Следовательно, под Большим Бассейном существует крупный (до 800 км в поперечнике) выступ разуплотненного астеносферного вещества, находящегося, очевидно, в частично расплавленном состоянии. Астеносферный выступ обусловливает высокий тепловой поток и интенсивный магматизм. Под Каскадными горами мощность коры, напротив, больше — до 40—50 км.

При интерпретации условий формирования позднекайнозойского магматизма бесспорно то, что западная часть Северной Америки в данном месте сложно сочетается с системой срединно-океанического хребта. Восточно-Тихоокеаническое поднятие продолжается в грабен Калифорнийского залива и далее погружается под континент. Думается, что вполне правомерна точка зрения Т. Этуотер [199] о перекрытии спредингового океанического хребта краем Североамериканского континента. Казалось бы, все это близко напоминает Восточно-Африканские рифты, где Срединно-Индийский хребет продолжается, разветвляясь, внутри континента в виде системы рифтовых зон. Действительно, Запад США во многом похож на область африканских рифтов. В особенности похожа на рифтовые структуры Провинция Бассейнов и Хребтов, которая по существу обладает таким же строением земной коры (с подъемом к поверхности разуплотненной мантии), как и Восточно-Африканские рифты, и характеризуется аналогичным бимодальным магматизмом. Но уже в Провинции Бассейнов и Хребтов можно видеть, что здесь нет цельных протяженных рифтовых долин, таких, как в Восточной Африке, а развита серия многочисленных грабенов, рассредоточенных на широкой (до 800 км²) площади. Однако главное отличие от африканских рифтов состоит в том, что для Запада США наряду с бимодальным, типично рифтовым магматизмом характерны проявления известково-щелочного вулканизма, совершенно не свойственного рифтовым зонам. Последний, как известно, связан с зонами Беньофа (зонами субдукции). Вместе с тем в современной структуре Запада США никаких признаков зоны Беньофа нет, равно как нет и глубоководного желоба, хотя есть современные андезитовые вулканы (Лассен-Пик). По геологическим данным зона Беньофа может быть реконструирована только до палеогена.

Существуют два варианта истолкований. В соответствии с одним из них Большой Бассейн с бимодальным вулканизмом представляет собой внутриконтинентальный аналог междугового бассейна, располагающегося в тылу эпиконтинентальной вулканической дуги — пояса известково-щелочного вулканизма Каскадных гор [373]. В соответствии с другим [306] — известково-щелочной и бимодальный вулканизм приурочены к двум не связанным между собой обстановкам: известково-щелочной к предполагаемой зоне субдукции, а бимодальный — к рифтовой зоне, находящейся на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Переход от известково-щелочной серии к бимодальной маркирует момент перекрытия Североамериканским континентом спредингового океанического хребта; перекрытие началось с юго-востока и распространялось на северо-запад. В соответствии с этим время перехода от известково-щелочной серии к бимодальной меняется от конца олигоцена — начала миоцена на востоке до плиоцена в более западных районах.

Второй вариант нам представляется предпочтительнее первого. В него, по-видимому, необходимо внести ряд корректив, обусловленных тем, что следует объяснить отсутствие следов прохождения континента над осью спрединга в самой западной окраине Северной Америки, где на протяжении всего

кайнозоя господствовал известково-щелочной вулканизм и не было бимодального магматизма. Возможно, весь кайнозойский магматизм Запада США, как известково-щелочной, так и бимодальный, связан с надвиганием Североамериканского континента на Восточно-Тихоокеанское поднятие. В эоцен — олигоцене континентальная плита надвинулась на склон поднятия и в это время возникла пологопадающая чешуйчатая зона Беньофа. Обширные площади были охвачены известково-щелочным вулканизмом, сопровождавшимся внедрением интрузий преимущественно диорит-монцонитового типа. Уже к середине или концу олигоцена континент перекрыл осевую часть спредингового хребта, но массивная континентальная плита временно приглушила процесс создания новой литосферы в оси спрединга, и какой-то промежуток времени продолжался один известково-щелочной вулканизм, связанный с продолжающимся надвиганием континентальной плиты на океаническую. В начале миоцена погребенное под континентом продолжение океанического хребта оказалось где-то под Большим Бассейном. Континент служил экраном, под которым постепенно скапливались более легкоплавкие литофильные продукты, поступающие снизу вверх вдоль оси спрединга и не находящие пока выхода на поверхность. Нельзя исключить, что значительная масса кислого материала поступала за счет эвтектической выплавки из континентальной коры под воздействием высокого теплового потока. В начале миоцена континентальная плита, не выдержав напора снизу, наконец «лопнула», возникла целая серия разломов, и огромные количества вулканического материала были извергнуты на поверхность. Большие объемы кислых пирокластов свидетельствуют о взрывном характере извержений. Вслед за кислыми магмами и одновременно с ними шло вторжение щелочно-базальтовой магмы. Части континента, наиболее приближенные к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, раскрылись полностью, образовав глубокий прогиб Калифорнийского залива; в более удаленных частях — вдоль отдельных трещин (таких, как грабен Рио-Гранде) также произошло значительное раскрытие, обеспечившее поступление толеитовой магмы. Вместе с тем части Североамериканского континента, оказавшиеся к моменту «взрыва» и образования рифтоподобной структуры Большого Бассейна к западу от него, т. е. по существу уже на склоне погребенного Восточно-Тихоокеанского поднятия, продолжали свое движение к западу, еще более усиленное давлением с востока в связи с рифтингом в Большом Бассейне. Естественно, что в этих крайних районах (Каскадные горы) продолжался известково-щелочной вулканизм и не было условий для появления бимодального вулканизма, поскольку эти районы уже вышли за пределы действия зоны рифтинга. По-видимому, перемещение к западу районов Большого Бассейна не прекращалось с момента его образования. Существующие данные [197] говорят об омоложении возраста кислого вулканизма с 35—40 до 0—5 млн. лет от западного края Большого Бассейна к его центру, фиксируя, по-видимому, последовательное прохождение континента над погребенной осью спрединга («горячей точкой»).

Региональные реконструкции Запада Южной Америки

Поздний кайнозой * (25—0 млн. лет) — рис. 43. В позднекайнозойское время Анды были ареной интенсивного магматизма, сформировавшего Андийский

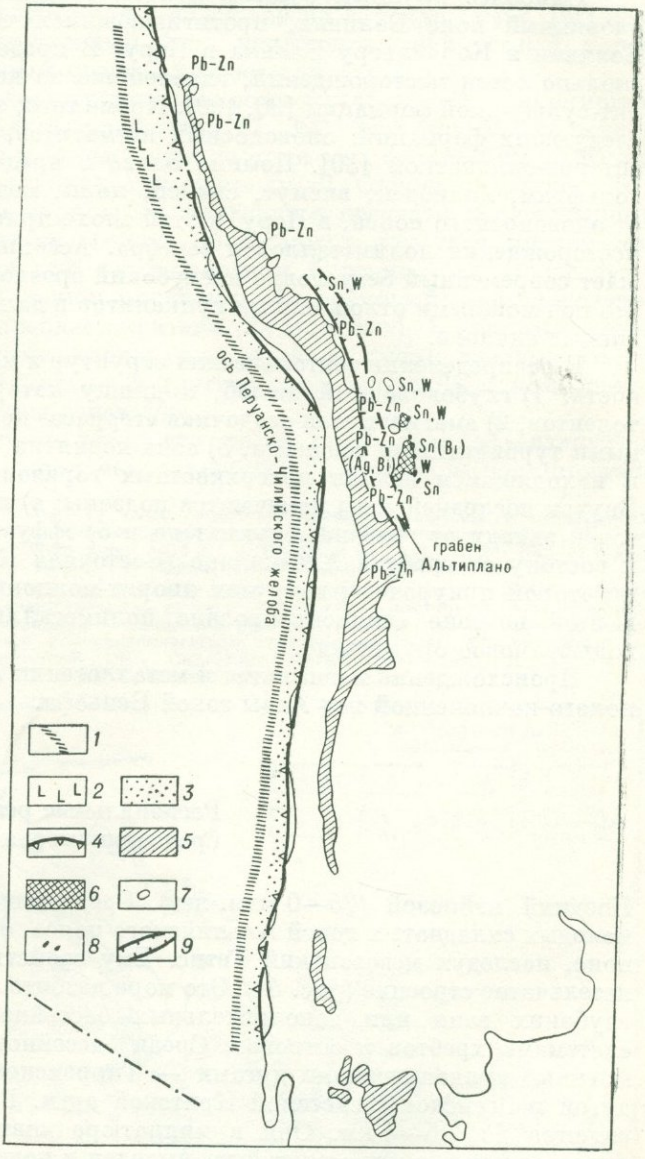
* Основные черты геологии позднекайнозойских комплексов и глубинное строение Анд рассмотрены на стр. 24—26.

вулканический пояс. Он следует строго параллельно Перуано-Чилийскому глубоководному желобу, отделяясь от него осадочной террасой.

Молодые вулканические образования концентрируются в двух узких полосах, разделенных грабеном Альтиплано. В Западной Кордильере, к западу от Альтиплано, в низах вулканогенной толщи преобладают пирокласты андезит-риолитового состава, а в верхней части — андезит-андезитбазальтового [351]. Проявления вулканизма преимущественно трещинного типа были приурочены к сводовой части Анд, а период современного поднятия начался одновременно с извержениями [364]. К востоку от Альтиплано, в Восточной Кордильере и в районе Потоси, развиты риолиты и игнимбриты, а также туфы, сменяющиеся выше андезитами и породами, отвечающими по составу кварцсодержащим латит-андезитам [351]. Абсолютный возраст вулканитов 10—2 млн. лет [364]. По данным Д. Джеймса [281], закономерное возрастание K_2O (по методу В. Р. Диккинсона и Т. Хазертона) происходит по направлению с запада на восток.

Рис. 43. Тектоническая схема Центральных Анд для позднего кайнозоя

1 — глубоководный желоб; *2* — толеиты; *3* — континентальное подножие и континентальный склон с турбидитными осадками; *4* — граница континента; *5—6* — проявления вулканизма (*5* — известково-щелочного, *6* — щелочного и бимодального); *7* — диорит-монцониты; *8* — стандартные и литий-фтористые граниты; *9* — граница грабена Альтиплано



На восточном краю Андийского вулканического пояса, преимущественно в Боливии и Перу, сосредоточены мелкие субвулканические тела. Они представлены главным образом диоритами, диорит-монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами, характеризующимися повышенной щелочностью и преобладанием калия над натрием. Эти породы относятся скорее всего к диорит-монцонитовому геохимическому типу [190]. В Боливии, кроме того, в пределах оловянного пояса

обнаружены мелкие массивы двуслюдяных гранитов с турмалином, иногда с флюоритом, скорее всего стандартного геохимического типа. Возраст гранитоидов определяется как по прорыванию ими позднепалеогеновых отложений, так и по данным абсолютной геохронологии и составляет 20—3 млн. лет [190, 223].

Наиболее крупным рудным поясом позднекайнозойской эпохи является оловянный пояс Боливии, протягивающийся через Восточную Кордильеру Боливии в Кордильеру Бланка в Перу. В пределах этого пояса известно несколько сотен месторождений, главнейшие из которых принадлежат касситерит-сульфидной формации [90, 190]. Кроме того, здесь известны месторождения следующих формаций: оловоносных пегматитов, касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной [39]. Помимо олова в пределах этого пояса добываются вольфрам, молибден, висмут, свинец, цинк, медь, сурьма, золото. К северу от оловоносного пояса, в Перу, к этой эпохе принадлежат небольшие жильные месторождения полиметаллов и серебра. Ассоциация рудных формаций отражает современный безусловно неглубокий эрозионный срез. Вполне возможно, что под мощными отложениями вулканитов в дальнейшем вскроются их интрузивные аналоги.

В распределении тектонических структур и магматизма выявляется зональность: 1) глубоководный желоб, к днищу которого приурочены проявления толеитов, 2) амагматичная осадочная «терраса» континентального склона с мощными турбидитными осадками, 3) зона поднятия, разбитая рифтом Альтиплано и находящаяся вблизи поверхностных горизонтов в условиях растяжения. Внутри последней зоны намечаются подзоны: а) известково-щелочных вулканитов к западу от грабена Альтиплано и б) эффузивов повышенной щелочности к востоку от грабена Альтиплано (Восточная Кордильера Боливии и Перу), к которой приурочены интрузии диорит-монцонитов и стандартных гранитов; в этой подзоне сконцентрировано полиметаллическое, оловянное и олововольфрамовое оруденение.

Происхождение магматизма и металлогении Анд связано с существованием полого наклоненной под Анды зоной Беньофа.

Региональные реконструкции Средиземноморья

Поздний кайнозой (25—0 млн. лет). Средиземное море обрамлено системами молодых складчатых цепей Альпийского пояса, оно в общем вписывается в этот пояс, наследуя мезозойский Тетис. Ему свойственно сложное мозаичное или петельчатое строение (рис. 44). Это море разбито на несколько самостоятельных глубоких ванн или дополнительных бассейнов, разделенных извилистыми системами хребтов и островов. Среди бассейнов обосабливаются моря, окаймленные вулканическими дугами — Тирренское с Калабрийско-Сицилийской дугой и Эгейское с системой Критской дуги. Глубоководные котловины опускаются до 2,5—4 км. Они в миниатюре повторяют физико-географические черты океанов, в них может быть выделен и континентальный склон, и область континентального подножия, причем шлейфы подножия в котловинах со всех сторон смыкаются между собой, не оставляя места для абиссальных равнин. Какие-либо аналоги срединно-океанических хребтов отсутствуют. Предполагалось, что Центрально-Средиземноморский вал (или поднятие) в Восточном

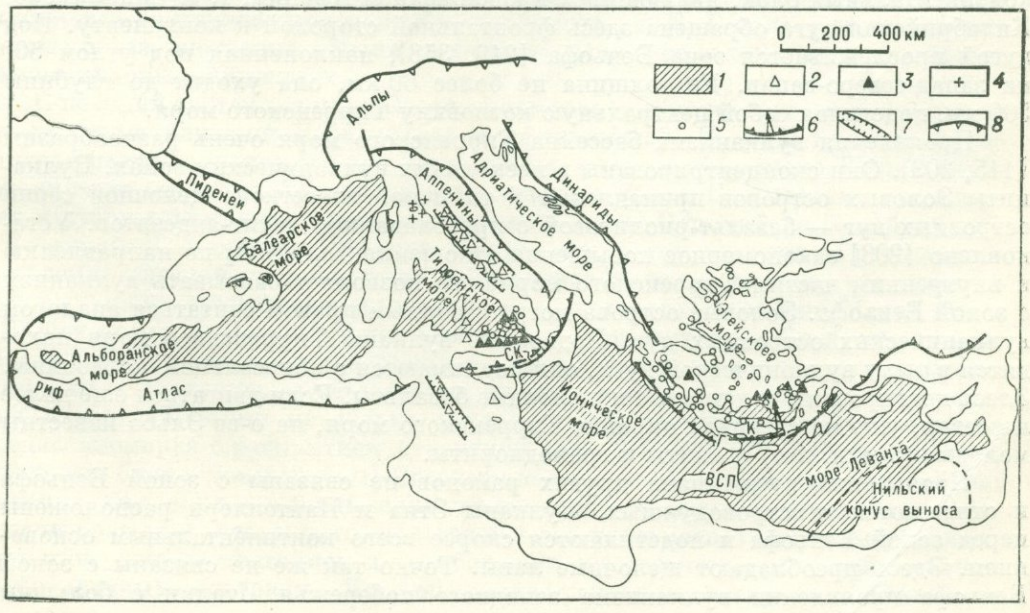
Средиземноморье является аналогом срединно-океанического хребта, а находящийся на его продолжении Тродосский офиолитовый комплекс о-ва Кипр — обнажающаяся на поверхности часть этого хребта. Однако геофизические исследования [119, 353, 367, 410] показали, что этот вал имеет скорее осадочное происхождение, мощность коры составляет здесь 30 км, причем могут быть намечены и аналоги «гранитного» слоя с подошвой на глубине 11 км. Видимо, вал представляет собой погруженный блок континентальной земной коры, возможно являющейся северным краем Африканской платформы.

В глубоководных котловинах гранитный слой отсутствует. Их дно покрыто осадками обычно не более 1000 м мощности [17, 302, 385], причем мощность возрастает к краям бассейнов и сокращается до нуля в их центре [358]. Осадки в своем большинстве имеют турбидитную природу. Д. Стенли и другие [385] считают, что в Альборанском море накапливающиеся песчаные и алевритовые осадки, ритмично чередующиеся между собой, могут являться прообразом флиша. Данные, полученные при глубоководном бурении, свидетельствуют о том, что возраст осадочной толщи плиоцен-плейстоценовый, иногда позднемиоцен-плиоценовый, но не древнее аквитана (23 млн. лет). В основании осадочной толщи во многих местах обнаружен слой позднемиоценовых солей (до 1 км мощности). Под эвапоритами (и другими осадками) в Западном Средиземноморье вскрыто базальтовое основание.

В Тирренском море установлено, что ложе глубоководной котловины сильно расчленено, на нем из-под чехла турбидитных осадков поднимаются

Рис. 44. Схема основных геоморфологических и структурных элементов Средиземноморья (с использованием данных Ф. Барбери и др., 1973 г.; Р. Байера и др., 1973 г.; М. Капуто и др., 1972 г.; Т. Мейли, Дж. Джонсона, 1971 г.)

1 — глубоководные котловины (глубже 2000 м), имеющие кору океанического типа; *2* — современные вулканы с щелочным и бимодальным вулканизмом; *3* — то же, с проявлением известково-щелочного вулканизма; *4* — плиоцен-четвертичные гранитоиды; *5* — эпицентры промежуточных и глубокофокусных землетрясений; *6* — современные зоны Беньофа; *7* — предполагаемые рифтовые структуры; *8* — внешние ограничения альпийских складчатых сооружений. СК — Сицилийско-Калабрийская дуга, К — Критская дуга, Г — Геленийский желоб, ВСП — Восточно-Средиземноморское поднятие



горстовые хребты, причем в одном из них в центре котловины были драгированы метаморфические породы — кварц-хлорит-серицитовые сланцы, филлиты и мраморы, такие же, как в Аппенинах [265]. Следовательно, дно котловины частично занято опущенными блоками континентальной коры.

Калабрийско-Сицилийская и Критская дуги, обрамляющие Тирренское и Эгейское моря, имеют многие характерные особенности, типичные для островных дуг западной части Тихого океана.

Перед Критской дугой протягивается глубоководный желоб. Желоб заполнен осадками, причем при глубоководном бурении (13-й рейс «Гломар Челенджер») обнаружено тектоническое залегание мезозойских известняков на молодых плиоцен-плейстоценовых илах. Следовательно, процессы надвигообразования происходили непосредственно на океаническом дне у подошвы приостровного склона глубоководного желоба. Критская дуга образована из внешней невулканической и внутренней вулканической дуг. Внешнюю дугу составляет о-в Крит. Внутренняя вулканическая дуга сложена обычными для островных дуг известково-щелочными вулканитами. Во внутренней части Эгейского моря за асейсмичным Центральным плато располагается глубокий Анатолийский прогиб, имеющий сходные черты с рифтом [317].

Под Критской дугой по расположению очагов землетрясений выявляется наклонная сейсмическая зона Беньофа [346]. Глубоководному желобу отвечает крупная отрицательная аномалия силы тяжести. Произведенные расчеты плотностного разреза коры [353] показали резкое утолщение коры и тектоническое скучивание материала в пределах Критской дуги.

Сицилийско-Калабрийская дуга лишена морфологически выраженного глубоководного желоба, однако в районе Мессины протягивается, судя по отрицательным гравитационным аномалиям (до 100 мгал), погребенный желоб [353]. Прилегающее к дуге с востока Ионическое море является своеобразным стабильным океаническим блоком, покрытым чехлом практически недеформированных кайнозойских осадков [367]. С юга к дуге примыкает континентальный блок, являющийся продолжением Африки, т. е. Сицилийско-Калабрийская дуга обращена здесь фронтальной стороной к континенту. Под дугой прослеживается зона Беньофа [216, 358], наклоненная под углом 50° на запад-северо-запад. Ее толщина не более 60 км, она уходит до глубины 500 км, подстилая собой центральную котловину Тирренского моря.

Проявления вулканизма бассейна Тирренского моря очень разнообразны [115, 203]. Они сконцентрированы в нескольких вулканических зонах. Вулканиты Эоловых островов принадлежат к типичной известково-щелочной серии островных дуг — базальт-риолитовой с преобладанием латит-андезитов. Установлено [203] закономерное повышение отношения K_2O/SiO_2 по направлению к внутренним частям Тирренского моря, что позволяет связывать вулканизм с зоной Беньофа. Эоловые острова могут с полным правом считаться аналогом вулканических островных дуг. Подводные вулканы Тирренского моря находятся в тылу вулканической дуги, они поднимаются с абиссальной котловины. Здесь драгированы толеитовые и щелочные базальты. Если двигаться еще далее на север, уже на северной окраине Тирренского моря, на о-ве Эльба известны молодые (3 млн. лет) граниты и гранодиориты.

Проявления вулканизма других районов не связаны с зоной Беньофа и отличаются от островодужных. Вулканы Этна и Пантеллери расположены перед зоной Беньофа и подстилаются скорее всего континентальным основанием. Здесь преобладают щелочные лавы. Точно так же не связаны с зоной Беньофа проявления вулканизма западного побережья Италии с большим

количеством калиевых трахитов. Вулканизм названных районов справедливо связывается с рифтовыми структурами [115].

Таким образом, установлено, что даже в таком сравнительно небольшом районе, как Тирренское море, сосуществуют крайне различные геодинамические обстановки [203]. По проявлениям щелочного вулканизма можно наметить частные зоны рифтинга: Пантеллерийский рифт, рифт Этны и другие, а известково-щелочной вулканизм Эоловых островов отражает геодинамические условия островных дуг.

По своим геофизическим свойствам глубоководные котловины Западного Средиземноморья очень напоминают окраинные моря западной части Тихого океана [358]. Во всех котловинах Западного Средиземноморья наблюдается высокий тепловой поток — от 9,8 до 14,2 мкВт · см$^{-2}$. Магнитные аномалии большей частью неправильные, но в Балеарском бассейне выявлены магнитные аномалии низкой амплитуды с полосовым расположением, что, возможно, говорит о раскрытии этого бассейна путем спрединга [208, 398]. Под Балеарским и Тирренским бассейнами обнаружен канал низкоскоростной разуплотненной мантии [211, 292], протягивающейся до глубины 200 км.

Совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о молодости глубоководных бассейнов и их новообразовании где-то в миоцене. Однако в отношении природы этих бассейнов существуют различные мнения [357]. Распространена точка зрения, что на месте глубоководных котловин Западного Средиземноморья располагались древние континентальные массивы, служившие источником сноса обломочного материала и питающей провинцией для шарьяжей (поскольку шарьяжи всюду ориентированы в сторону от котловин); в последующем массивы испытали погружение и «океанизировались». Эта точка зрения, помимо общеизвестных возражений против концепции океанизации, встречает также трудности при объяснении положительных гравитационных аномалий и высокого теплового потока.

Более приемлемо представление об образовании Западного Средиземноморья в результате растяжения за счет внедрения в кору разуплотненного глубинного материала типа мантийного диапира [320]. В пользу этого говорят данные о разуплотнении мантии, о высоком тепловом потоке, положительных гравитационных аномалиях.

С позиций тектоники плит Средиземноморье интерпретируется как граница между двумя плитами: Европейской и Африканской. По этой границе Африканская плита поддвигается под Европейскую с закрытием океана Тетис и образованием на его месте Альпийского складчатого пояса. Свидетелями поддвигания и субдукции служат системы островных дуг — Сицилийско-Калабрийской и Критской. Д. Маккензи [313] детализировал картину, наметив по распределению землетрясений границы плит в Средиземноморье и выявив, что, помимо крупных плит, существуют микроплиты, в частности, в районе Малой Азии и Эгейского моря. В дальнейшем выяснилось, что структура Средиземноморья не вписывается так просто в рамки взаимодействия двух плит, в частности, этим нельзя объяснить ее петельчатый рисунок и новообразование глубоководных впадин. Поэтому некоторые исследователи пытались связать развитие Средиземноморья с раскрытием Атлантики [235, 275, 302, 378]. По их мнению, отдельные блоки (микроплиты) Средиземноморья — Пиренейский полуостров, Корсика, Сардиния — откалывались от материнской массы континента и испытывали вращение, что, кстати, подтверждается палеомагнитными измерениями. При этом они раздвигались и освобождали пространство для образования глубоководных котловин. Каждой эпохе усиления раскрытия Атлантики

(юра — ранний мел, поздний мел — эоцен, олигоцен — миоцен) отвечают соответствующие явления — откалывание и смещение блоков, складчатость и т. д. Подобная увязка событий, происходящих в разных регионах, представляется очень перспективной.

Представление о сближении вдоль Средиземноморья двух плит — Африканской и Европейской — принято быть не может, хотя бы уже из-за того хорошо известного факта, что Европа и Северная Африка имеют так много общего в их геологии, что скорее можно предположить, что они раскалываются и расходятся, чем сближаются [320]. Сближением и столкновением двух континентов нельзя объяснить появление в центре дивергентной системы складчатых цепей новообразованных глубоководных котловин. Привлечение материалов по раскрытию Атлантики как-то еще может помочь выяснить образование котловин Западного Средиземноморья, но оно никак не может быть приложено к образованию Эгейского моря. Совпадают во времени два различных явления: главная складчатость в горных цепях, обрамляющих Средиземноморье, и образования современных котловин. Оба они имели место в олигоцене и миоцене. Интересные данные В. Д. Чеховича (1974 г.) по Атласу говорят о том, что до складчатости на месте Атласа существовал бассейн с океаническими глубинами, весьма напоминавший по своей природе современное Альборанское море. В период складчатости, в миоцене, осадки, накопившиеся в этом бассейне в виде серии шарьяжей, были выжаты и перекрыли Африканский континент. В этот же момент возникло современное Альборанское море, которое, по-видимому, в дальнейшем ожидает та же судьба. Отсюда следует, что образование средиземноморских бассейнов не только современное явление, а им в мезозое предшествовали подобные же бассейны. Такое повторение в геологической истории на одном и том же месте одинаковых обстановок заставляет предполагать существование собственных внутренних причин тектогенеза, а не считать возникновение этих обстановок лишь побочным следствием событий в Атлантике (хотя такую связь надо учитывать при выяснении глобального геодинамического равновесия).

В Средиземноморье мы сталкиваемся с примером очень сложной геодинамической системы, в пределах которой в рамках сравнительно ограниченного пояса переплетаются крайне разнообразные обстановки. Отдельные отрезки Средиземноморья заняты типичными островными дугами со всеми присущими им структурными элементами и геофизическими особенностями и в первую очередь с зоной Беньофа. В отличие от островных дуг Тихого океана средиземноморские островные дуги имеют размеры на порядок меньше — первые сотни километров вместо первых тысяч. Рядом с островными дугами находятся зоны растяжения со свойственным им щелочным вулканизмом. Они также невелики по размерам, но в целом часть из них (Пантеллерийский рифт, зона Западной Италии) может быть объединена в некую единую систему, соединяющую Восточно-Африканские рифты с Рейнским грабеном [119]. Далее обосабливаются невулканические глубоководные котловины типа Альборанского или Балеарского морей. Они не обрамлены вулканическими дугами, но по своему образованию очень похожи на котловину Тирренского моря, которая расположена в тылу островной дуги. Эти котловины представляют собой зоны раздвига, но какого-то другого типа по сравнению с рифтами. Их образование так или иначе связано с разворотом Пиренейского, Корсиканского и Сардинского микроконтинентов. Особое положение занимают стабильные участки типа глубоководной котловины Ионического моря, которая может быть остаточной от мезозойского Тетиса. В Средиземноморскую систему также входят котловины

Черного моря и Южного Каспия, происхождение которых предполагается как рифтогенное [1].

Все эти разнообразные обстановки, безусловно, находятся между собой в тесной взаимозависимости, существо которой пока еще не понято. Помимо внутренних следует также учитывать и внешние динамические воздействия — из Атлантики или из других океанов. Уже предпринимаются первые попытки как-то увязать все события хотя бы в историческом плане, т. е. восстановить первичное расположение океанических бассейнов и микроконтинентов [235], однако полный синтез представляется делом будущего. Очевидно, сложные геодинамические системы средиземноморского типа были далеко не единичны и их аналоги могут быть обнаружены в геологической истории других складчатых поясов.

Необходимо упомянуть о Карпатской дуге, которую можно считать внутриконтинентальным аналогом островных дуг. Действительно, она обладает почти всеми особенностями островных дуг [212]. Аналогом глубоководного желоба является Предкарпатский краевой прогиб, выполненный неогеновыми осадками мощностью 10 км; ему отвечает отрицательная гравитационная аномалия. Во внутренней части располагается вулканическая дуга, образованная поясом известково-щелочных вулканитов неогена. Самые внутренние части пояса (Закарпатский бассейн) сложены щелочными базальтами и нефелинитами; они могут быть аналогами областей проявления магматизма междуговых бассейнов. Паннонская впадина с тонкой (20—10 км) корой, высоким тепловым потоком (8—11 мкВт $\cdot$ см$^{-2}$) и положительным гравитационным полем выступает как аналог окраинного моря. Под Карпатами (зона Вранча) прослеживаются глубокофокусные землетрясения, фиксирующие зону Беньофа. Отсюда следует, что островные дуги, или геодинамические системы, связанные с существованием зон Беньофа, не являются обязательной принадлежностью переходных зон от континента к океану, а могут возникать и существовать внутри континента. Об этом говорят и данные о существовании современных зон Беньофа на Памире [106] и на Северном Кавказе, т. е. во внутренних частях современных континентов.

Таким образом, глубинные сейсмо-фокальные зоны или зоны Беньофа и связанный с ними магматизм (как мы видели, разного типа в разных зонах Беньофа) могут появляться: на окраине океана (островные дуги западной части Тихого океана), на границе океан — континент (Анды), в условиях Средиземного моря и, наконец, внутри континента (Карпаты).

Геодинамические обстановки и присущая им структурная, магматическая и металлогеническая зональность

Проведенный региональный палеотектонический анализ и глобальный синтез материалов свидетельствуют о большом разнообразии геодинамических обстановок, с которыми связаны проявления магматизма и эндогенной металлогении. Все они так или иначе приурочены к прежним (или современным) границам литосферных плит. Среди геодинамических обстановок можно обособить две основные группы, связанные соответственно либо с наращиванием, либо с поглощением плит. Первая группа включает обстановки рифтовых зон — внутриокеанических и внутриконтинентальных. Вторая — значительно более обширна, к ней принадлежат следующие зоны геодинамических обстановок: 1) островодужного типа (субдукции), 2) андийского типа, 3) невадийского типа, 4) монголо-охотского типа, 5) обдукции (альпийский или уральский тип), 6) столкновения континентов (гималайский тип). Большинство этих зон находит себе аналогов в современных обстановках, некоторые из них выявлены только в ископаемом состоянии. Перечисленные обстановки не исчерпывают всех возможных. Не рассмотренными, например, остались условия формирования трапповых формаций, образования внутриконтинентальных горных сооружений, обстановки океанических островов и др., т. е. те, которые относятся к областям, расположенным во внутренних частях литосферных плит.

РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Характерные особенности рифтовых зон (см. рис. 45,I) — условия растяжения, в которых они формируются, приуроченность к зонам новообразования литосферы (и горячим точкам), интенсивный магматизм.

Для рифтовых зон наиболее свойственны проявления базальтового вулканизма (толеитового, щелочно-базальтового, щелочного). В осевых частях океанических рифтов и в ущельях трансформных разломов вскрываются также гипербазиты, принадлежащие к слабо дифференцированной серии, и ассоциирующие с ними габброиды и толеиты, образуя совместно комплекс, близкий к офиолитовому. В пределах океанических рифтовых зон (систем срединно-океанических хребтов) наблюдается смена по латерали существенно толеитового (офиолитового) магматизма осевых зон щелочно-базальтовым и щелочным магматизмом на периферии, на вулканических островах. Во внутриконтинентальных рифтах наряду с базальтами появляются щелочно-ультраосновные и щелочно-габброидные комплексы и бимодальные вулканические серии. В пространственном распределении магматизма устанавливается зональность с при-

уроченностью существенно толеитовых базальтов к осевым частям рифтовых зон (например, в Эфиопском рифте или в Красном море, где они достаточно раскрыты) и бимодального и щелочного магматизма к обрамлению этих зон. На периферии особенно примечательны ультраосновные щелочные массивы, часто с карбонатитами. Там, где рифтовые зоны недостаточно раскрыты или где они затухают и выклиниваются, проявления щелочного и бимодального магматизма распространены на всей площади этих зон, в том числе и в их осевых частях. В этих случаях проявления щелочного вулканизма предшествуют базальтовому.

Хорошо известно, что внутриконтинентальные рифты тесно связаны с океаническими. На примере Восточно-Африканской рифтовой системы и рифтов Красного моря и Аденского залива видно [76], что разница между внутриконтинентальными и океаническими рифтами заключается в степени и скорости их раскрытия. При значительном и быстром расхождении континентальных плит в сторону от рифтовой зоны бимодальный вулканизм не проявляется.

В геологической истории обычны случаи, когда внутриконтинентальный рифт при своем дальнейшем раскрытии становился океаническим. Ископаемые рифты выражены системами узких грабенов (типа Ньюаркского и других грабенов Востока Северной Америки или триасовых грабенов, погребенных под Западно-Сибирской низменностью). Они выполнены молассами и вулканическими накоплениями существенно щелочного и бимодального состава. В тех случаях, когда вдоль внутриконтинентальных рифтов в ходе их развития, как осей спрединга, происходит дальнейший раскол и значительное расхождение континентальных сегментов с образованием океанического пространства между ними, грабеновые фации или не сохраняются, или, погружаясь, погребаются под слоем морских осадков. Однако магматические продукты, типоморфные для внутриконтинентальных рифтовых зон, особенно щелочные разности, свойственные обрамлению этих зон, часто хорошо выявляются в геологической летописи, и они могут маркировать положение прежних рифтовых зон. Это хорошо видно на примере рифта, предшествовавшего раскрытию палео-Атлантики в конце докембрия — начале палеозоя (см. рис. 17). Такого рода показателями первичного рифтинга могут быть ультраосновные щелочные породы позднедокембрийского красномайского комплекса на Кокчетавском массиве, отмечающие первоначальное раскрытие каких-то частей палео-Азиатского океана, или цепочка мезозойских массивов в центральной части Сихотэ-Алиня, включающая Кокшаровский массив, фиксирующая вероятный рифтинг и новообразование океанических бассейнов в западной части Тихого океана. По-видимому, с первичным рифтингом на месте Северной Атлантики в триасовое время связана серия щелочных гранитов Уайт-Маунтинс на Востоке Северной Америки. Раннемезозойский Нигерийский пояс щелочных гранитов, вероятно, соответствует зоне «нераскрывшегося» рифта, синхронного ранним стадиям раскрытия Атлантики.

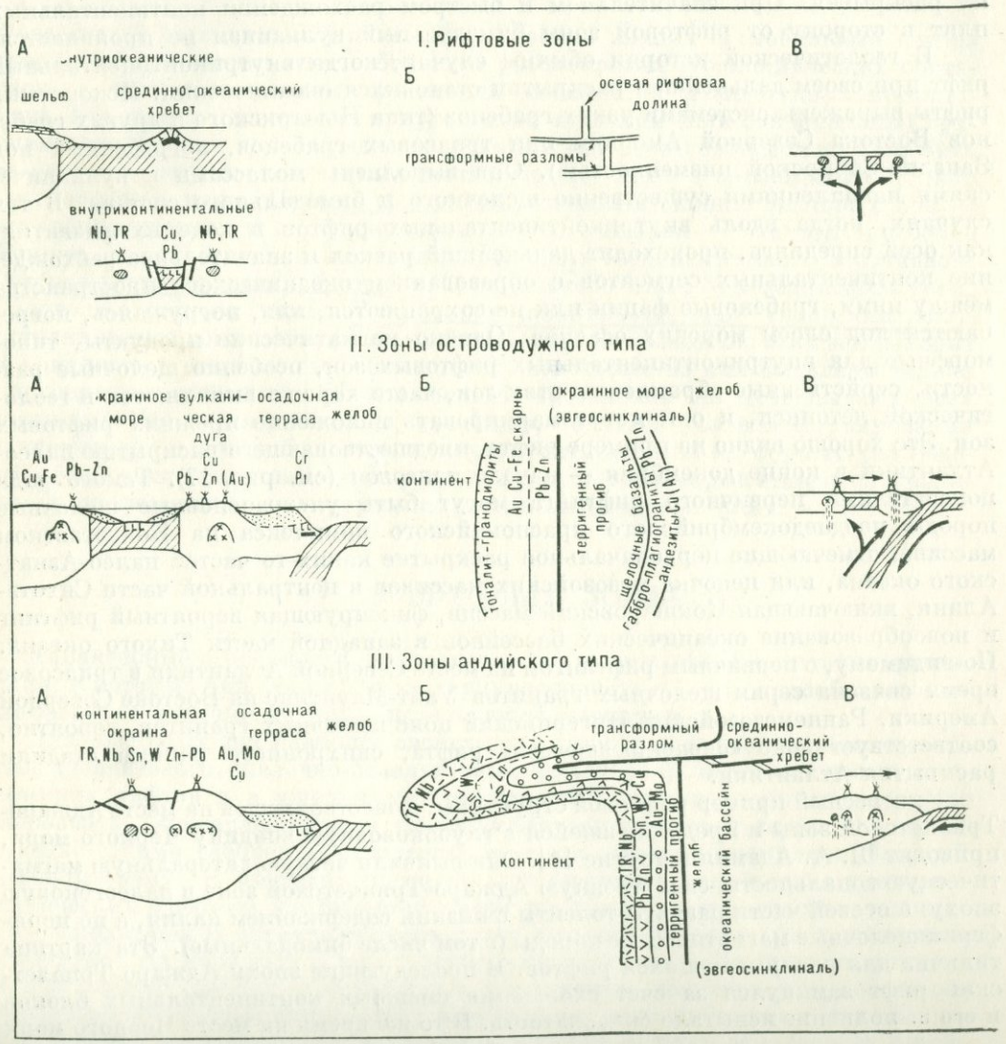
Интересный пример рифтовой структуры, существовавшей на месте Аджаро-Триалетской зоны и продолжавшейся в глубоководную впадину Черного моря, приводят Ш. А. Адамия и другие [1]. Они выявили четкую латеральную магматическую зональность, свойственную Аджаро-Триалетской зоне в палеогеновую эпоху: в осевой части развиты толеиты с низким содержанием калия, а по периферии щелочные магматические породы (в том числе бимодальные). Эта картина типична для раскрывающихся рифтов. В последующие эпохи Аджаро-Триалетский рифт замкнулся за счет схождения смежных континентальных блоков и его выполнение испытало складчатость. В то же время на месте Черного моря

установилось какое-то равновесие, когда первичный рифт и не закрылся, но и не стал раскрываться дальше.

Этот и другие примеры показывают, что эволюция рифтовых зон может быть весьма различной. Они могут длительный промежуток времени находиться в стадии слабого раскрытия, сохраняя при этом свою активность (Восточно-Африканские рифты, существующие уже около 80 млн. лет), либо они раскрываются с образованием океанических бассейнов (Атлантика), либо активность их прекращается и они консервируются (Черное море) или подвергаются складчатости (Аджаро-Триалетская зона).

Рис. 45. Основные (I—VI) геодинамические обстановки

1 — терригенные отложения, преимущественно турбидиты; *2* — мелководные шельфовые отложения; *3* — базальты; *4* — гранитоиды преимущественно мантийные и нижнекоровые; *5* — гранитоиды преимущественно корового происхождения; *6* — щелочные интрузии; *7* — гипербазиты; *8* — офиолитовые покровы; *9* — гранито-гнейсовые купола; *10* — зона бимодального и щелочного магматизма; *11* — зона стандартных и литий-фтористых гранитов; *12* — зона гранит-гранодиоритовых базальтов и диорит-монцонитов; *13* — океаническая литосфера. А — разрез, Б — план, В — геодинамическая интерпретация



О металлогении осевых частей рифтовых зон можно судить по металлоносным осадкам Красного моря, где обнаружены скопления железа, марганца, меди и цинка. Возможно, к тому же типу относятся металлоносные осадки Восточно-Тихоокеанского поднятия. Кроме того, для осевых частей могут быть, видимо, характерны стратиформные колчеданные полиметаллические залежи типа Тродосского массива на Кипре. Если вскрыты глубинные части раскрывшихся рифтов, сложенные уже офиолитами, то в этом случае можно ожидать наличие хромитов, платины, никеля. К периферическим частям рифтовых зон со свойственным им щелочным магматизмом приурочены редкоземельные

проявления с ниобием и танталом. С бимодальными сериями и щелочными гранитами связаны те же тантало-ниобаты и олово.

Таким образом, для океанических рифтов характерен базальтовый, чисто мантийный магматизм с присущей ему халькофильной металлогенией, тогда как магматизм и металлогения внутриконтинентальных рифтов являются контрастными, обнаруживая сочетание тех же базальтовых мантийных комплексов с кислыми, в образовании которых значительную роль играли коровые источники. Кислым комплексам свойственна литофильная металлогения. Для всех рифтовых зон остается постоянным увеличение щелочности магматических продуктов по периферии.

ЗОНЫ ОСТРОВОДУЖНОГО ТИПА

К зонам островодужного типа (см. рис. 45,II) отнесены лишь те обстановки, в которых достаточно надежно выявляются аналоги присущих островным дугам геологических комплексов, прежде всего продуктов известково-щелочного, андезитового вулканизма, тесно ассоциирующих с терригенными турбидитными накоплениями. Эти обстановки реконструируются в любые эпохи фанерозоя. Примерами могут служить обстановки позднего кембрия, ордовика и раннего карбона Центрально-Азиатского пояса, ордовика Великобритании, ордовика и силура Ньюфаундленда, раннего и среднего палеозоя Австралии, триаса и ранней юры Кордильер, юры Анд и др. Во всех них можно видеть осадки осадочной террасы и глубоководного желоба, часто с олистостромами и глаукофановым метаморфизмом. Обычно очень хорошо реставрируется сама вулканическая дуга, сложенная подводными и наземными лавами андезитового и андезит-базальтового состава, как правило, с большим количеством пирокластов. Эти образования большей частью сильно деформированы, но региональный метаморфизм для них в общем не характерен. Окраинные моря восстанавливаются по полям развития мощных терригенных толщ (кембро-ордовикский Западно-Саянский прогиб, ранне-среднепалеозойский Мельбурнский прогиб, раннепалеозойский прогиб Матапедия в Аппалачах, прогиб Южных нагорий Шотландии и др.). В этих областях сконцентрированы зоны высокотемпературного метаморфизма. Вулканические островные дуги формировались как непосредственно на океанической коре (на меланократовом основании), что хорошо видно в Южной Монголии, в Чингизе, Ньюфаундленде, так и на древних микроконтинентах, например позднеордовикская вулканическая дуга запада Центрального Казахстана или кембрийская дуга антиклинали Тайен в Тасмании.

Продолжительность развития вулканических дуг может быть различной. Например, в Южной Монголии дуги существовали в интервале от конца ордовика до раннего карбона включительно, в Австралии — с кембрия до раннего девона, в Чингизе — на протяжении всего кембрия и ордовика. Это достаточно длительный срок, измеряемый первыми сотнями миллионов лет. Но следует иметь в виду, что вулканические дуги в пределах этого интервала не оставались на одном и том же месте, а несколько мигрировали в ту или другую сторону. Для Южной Монголии удается выделить три этапа развития вулканической дуги: ордовик-силурийский, девонский и раннекаменноугольный; для Австралии — ранне-среднекембрийский, ордовик-силурийский и раннедевонский. В Чингизе вулканическая активность также проявлялась трижды: в раннем кембрии, в позднем кембрии — раннем ордовике и в позднем ордовике. Таких этапов может быть не обязательно три, но бесспорной является длительность

сохранения одинаковых обстановок на одном и том же месте. В ходе эволюции долговременных вулканических дуг состав вулканизма изменяется: существенно подводный андезит-базальтовый вулканизм с большим количеством спилитов и толеитов сменяется более кислыми андезит-дацитовыми извержениями с обильными пирокластами. Внедрение батолитообразных масс гранитоидов относится обычно к последнему этапу эволюции долговременных дуг. Существуют современные аналоги такого рода долговременных дуг, например Японская или Курильская.

Наряду с долговременными существовали кратковременные дуги, функционировавшие один этап. К ним относятся, например, позднеордовикская дуга запада Центрального Казахстана, раннекембрийские дуги Западного Саяна и Восточной Тувы, кембрийская дуга Тасмании и др. Состав вулканических извержений в них может быть различным, отвечающим разным этапам развития долговременных дуг.

Для зон островодужного типа характерна следующая зональность магматизма и металлогении (от фронтальной части дуги к тыловой):

1) зона толеитового вулканизма, сопровождаемая протрузиями гипербазитов, глубоководными осадками, меланжем, олистостромой и глаукофановым метаморфизмом; отвечает глубоководному желобу и осадочной террасе; с нею связаны медноколчеданные месторождения в эффузивах;

2) зона известково-щелочного андезит-базальтового вулканизма и габбро-плагиогранитных интрузий (собственно островодужная ассоциация); фиксирует положение прежних вулканических дуг; к ней приурочена колчеданная медная и полиметаллическая минерализация, иногда с золотом, примечательны стратиформные месторождения типа «куроко». В долговременных дугах в ранние этапы формируются преимущественно колчеданные руды, в поздние — медно-порфировые, иногда медно-молибденовые руды. В тыловых частях появляются щелочные разности (щелочные базальты, шошониты, латиты);

3) зона терригенного прогиба, располагавшаяся в тылу островной дуги и отвечающая выполнению окраинного моря. Магматические проявления здесь очень редки и в отношении эндогенной минерализации она практически безрудна (заключение о безрудности относится только к эпохе формирования данной островной дуги, в последующие эпохи может стать вместилищем самых различных месторождений). В тех случаях, когда вскрыто ее основание, последнее сложено ассоциацией пород, близкой к офиолитовой (как, например, основание Западно-Саянского прогиба, обнажающееся по его обрамлению); в них сосредоточены месторождения хрома, никеля, асбеста;

4) зона развития тоналит-гранодиоритовых батолитов с золотой минерализацией и железо-медным скарновым оруденением; полностью располагается на прилежащей континентальной окраине.

На примере Рудного Алтая видно, что иногда появляется дополнительный элемент — зона известково-щелочных вулканитов и порфировых субвулканических интрузий, расположенная между терригенным прогибом и зоной батолитов; с этой зоной связаны полиметаллические месторождения.

Первые три зоны имеют современных аналогов; четвертая зона, отмеченная тоналит-гранодиоритовыми батолитами на континентальной окраине, в современных условиях непосредственно не выявляется. Косвенных ее свидетелей, вероятно, можно видеть в молодых гранитах о-ва Эльбы в тылу Сицилийско-Калабрийской дуги и в резко повышенном тепловом потоке в тылу Японской дуги, в Корее [319], указывающем на возможное формирование батолитов на глубине. Крайне интересные находки плагиогранитов на дне Карибского

моря в хр. Авес в тылу Антильской дуги и в хр. Палау-Кюсю в тылу Бонинской дуги также, возможно, свидетельствуют об образовании современных батолитовых зон.

Геодинамическая интерпретация зон островодужного типа предусматривает существование крутопадающей зоны Беньофа с поддвигом, субдукцией и поглощением литосферы во фронте островной дуги и с раздвигом и новообразованием литосферы в тыловой части.

В целом магматизм всех зон несет многие признаки глубинного, мантийного происхождения. Как убедительно показали Г. С. Горшков [54] и Е. К. Мархинин [113], вулканиты известково-щелочной серии Курило-Камчатской и других островных дуг не меняют свой состав в зависимости от различий типов земной коры тех участков, где они изливаются. Следовательно, их источник находится в мантии. Тоналит-гранодиоритовые батолиты отличаются существенно натровой специализацией, очень низкими содержаниями литофильных редких элементов, низким отношением Rb/Sr, что говорит о значительной роли в их образовании мантийных источников. Согласно концепции тектоники плит источником магматизма является плавление (под воздействием теплоты трения), погружающейся в ходе субдукции литосферной плиты. За счет переплавления в зоне субдукции могут быть образованы породы известково-щелочной серии (и габбро-плагиограниты). Что касается щелочных разностей и тоналит-гранодиоритовых батолитов, то для них, вероятно, необходим другой источник. Им может быть встречный поток энергии и мантийного вещества, направленный из-под континента к фронтальной части дуг, т. е. навстречу субдукции.

ЗОНЫ АНДИЙСКОГО ТИПА

Зоны активных окраин континента андийского типа (см. рис. 45,III) появлялись на протяжении фанерозоя лишь эпизодически. В палеозое они известны лишь в первой половине девона (Британские острова, Казахстан, Южная Сибирь) и в позднем палеозое (Северная Евразия, Восточная Австралия, Юго-Восточная Азия). Возможно, к этому типу следует отнести обстановки конца докембрия в Мидленде Англии, Северо-Восточной Африки, а также кембрия Чешского массива. В мезозое и начале кайнозоя к зонам андийского типа относились восточная окраина Азиатского континента и западная часть Антарктиды; в позднем кайнозое этот тип свойствен лишь Андам.

Наиболее характерной чертой зон андийского типа является интенсивный континентальный магматизм как эффузивный, так и интрузивный, образующий сложные вулкано-плутонические комплексы. Они обычно слагают протяженные — в первые тысячи километров — пояса, фиксирующие собой древние континентальные окраины, приуроченные к активным границам литосферных плит. С вулканитами тесно переплетаются молассы. При палеогеографическом анализе всегда выявляются аналоги трех основных структурных элементов современной андийской окраины: 1) глубоководного желоба, 2) осадочной террасы между желобом и краем континента и 3) поднятых горных цепей с интенсивным магматизмом, в которых важную роль местами играют рифтоподобные структуры типа грабена Альтиплано.

Хуже распознаются аналоги глубоководного желоба. Они обычно подвергаются интенсивной деформации и раздавливаются на узкие чешуи, часто погребенные под шарьяжами. Остатки глубоководных желобов заключены в эвгеосинклинальных зонах, всегда сопровождающих вулкано-плутонические

пояса на каком-то удалении от них, как современный желоб сопровождает Андийский пояс. В эвгеосинклинальных зонах примечательно появление узких полос офиолитов, зеленых и глаукофановых сланцев, выжатых по пологим разломам и переплетающихся с олистостромами. Ширина таких офиолитовых полос обычно невелика — километры и первые десятки километров. Значительная их часть, вероятно, перекрыта при надвигании континентальной окраины. Примерами являются среднепалеозойский пояс Лизард — Старт в Корнуэлле, среднепалеозойская Чарская зона в Восточном Казахстане, позднепалеозойская Солонкерская зона в Южной Монголии, мезозойская Корякская зона на Северо-Востоке СССР и позднемезозойская зона Симанто в Японии.

Терригенные прогибы, располагающиеся в тылу эвгеосинклинальных зон (глубоководных желобов), отделяя их от вулкано-плутонических поясов, являются безусловными аналогами осадочной террасы. Девонские отложения Девоншира в Корнуэлле, Калба-Нарынской зоны и Южного Алтая в Восточном Казахстане, отложения позднего палеозоя Лугингольского и аналогичных прогибов в Южной Монголии, мезозойские образования Западно-Сахалинского прогиба и другие представляют собой остатки прежних осадочных террас. Они сложены обломочными толщами со сменой по латерали мелководных осадков, иногда рифовых известняков вблизи континентальной окраины глубоководными турбидитными осадками с кремнями по мере приближения к прежнему желобу. Характерно появление подводных излияний толеитовых базальтов и присутствие большого количества пирокластического материала.

Области горных сильно расчлененных поднятий фиксируются наземным вулканизмом и молассами. Молассы выполняют либо узкие глубоко погруженные рифтового типа долины (срединная долина Шотландии), либо обширные предгорные области, отделяющие вулканические цепи от стабильных континентальных площадей. Продолжительность формирования континентальных вулкано-плутонических комплексов обычно невелика — 20—40 млн. лет, не более, но одновременно магматизм охватывает огромные площади.

Внутри площади развития магматизма всегда выявляется одна и та же магматическая и металлогеническая зональность, не зависящая от предшествующей истории данного региона и от особенностей строения субстрата.

Во внутренней части, прилежащей к прежнему краю континента, развиты вулканиты известково-щелочной серии, а во внешней части — щелочные и бимодальные серии. По распределению гранитоидов выявляется следующая зональность: 1) зона развития гранит-гранодиоритовых батолитов с золото-молибденовыми, иногда медно-порфировыми месторождениями (эта зона тяготеет к полям проявления известково-щелочного вулканизма), 2) зона развития мелких тел пород диорит-монцонитового типа, к которым приурочены полиметаллические месторождения, 3) зона развития редкометальных — стандартного и литий-фтористого типов — гранитов со свойственным им редкометальным, в первую очередь олово-вольфрамовым оруденением, 4) зона щелочного магматизма, характеризующаяся цирконий-редкоземельно-ниобиевой металлогенией. Между зонами существенно известково-щелочного и щелочного магматизма часто располагается грабен рифтового типа.

В современных, вернее в позднекайнозойских, Андах хорошо распознаются внутренняя зона известково-щелочного вулканизма с большим количеством риолитов и внешняя зона с эффузивами повышенной щелочности. Из-под покрова эффузивов еще почти не вскрыты гранитоиды, можно только предполагать, что они есть на глубине и что их отдельные геохимические типы располагаются в той зональной последовательности, которая описана выше.

В пользу этого говорит появление мелких тел редкометальных гранитов, несущих олово и вольфрам, в тылу Андийского вулканического пояса (в Боливии).

В геодинамической интерпретации зональности андийского типа наиболее бесспорным представляется ее связь с ископаемыми зонами Беньофа, которые, как установлено в Андах, являются пологопадающими. По аналогии с современными Андами следует считать, что зональность андийского типа приурочена к окраине континентальной литосферной плиты у ее границы с океанической плитой и появление этого типа обстановок обусловлено надвиганием континентальной плиты на океаническую, причем в тыловых частях возникают условия растяжения. В соответствии с этим могут быть разные источники магматизма.

Магматизм андийского типа имеет, вероятно, сложное происхождение, в нем присутствуют как глубинные, мантийные элементы, так и чисто коровые. По-видимому, известково-щелочные вулканиты базальтового и андезит-базальтового состава, диорит-монцониты, щелочные базальты и большинство щелочных интрузий имеют мантийное происхождение. Вместе с тем кислые вулканиты (риолиты, игнимбриты), равно как большинство гранитоидов, особенно эвтектические граниты стандартного типа, возникли в коре. Следует, однако, иметь в виду, что заключение о коровом происхождении имеет отношение только к самой магме кислого состава. Что касается геохимической специализации, в частности содержания редких и летучих элементов, то никак нельзя исключать для них влияния мантийных источников. Металлогения зон андийского типа является литофильной. Ведущее значение в ней принадлежит олову, вольфраму, редким элементам. Обычно считается, что месторождения этих элементов сконцентрированы только в пределах древних кристаллических массивов, обладающих сформированной континентальной корой и что поэтому их источник лежит только в континентальной коре, откуда они экстрагируются и затем накапливаются в ходе выплавки гранитной магмы. Однако во многих местах, например на Дальнем Востоке, в Средней Азии, Корнуэлле, эти месторождения находятся вовсе не в пределах срединных массивов, а внутри предшествующих эвгеосинклинальных зон. Это обстоятельство, равно как регионально выдержанная металлогеническая зональность, говорит скорее в пользу глубинного источника рудных элементов.

Известково-щелочные вулканические серии и гранит-гранодиоритовые батолиты внутренних зон андийского типа очень близки по составу к островодужным комплексам и их происхождение, очевидно, также связано с зонами субдукции. Вместе с тем серии щелочных пород и редкометальных гранитоидов, расположенные в тыловых, подверженных растяжению, частях зональности, формировались скорее всего в тех же условиях, что и щелочные и бимодальные серии континентальных рифтовых зон.

Если справедлива интерпретация зон андийского типа, как связанных с надвиганием континентальной плиты на океаническую, то в этом случае причины появления их следует искать в событиях, происходящих в удаленных областях. Глобальные палеотектонические реконструкции показывают, что окраины зон андийского типа с присущими им континентальными вулканоплутоническими комплексами формируются одновременно с крупными перестройками в движении литосферных плит, в частности с перестройками в расположении осей спрединга и с изменением темпа спрединга в срединно-океанических хребтах. Следовательно, зоны андийского типа можно считать косвенными показателями такого рода перестроек.

ЗОНЫ НЕВАДИЙСКОГО ТИПА

Зоны невадийского типа (см. рис. 45,IV) обнаруживаются только в ископаемом состоянии, современные их аналоги неизвестны, причем в геологическом прошлом они свойственны только мезозою западных окраин Северной и Южной Америки, хотя нельзя исключить возможность их выявления в других регионах и в другие эпохи. Им характерно формирование огромных гранитоидных батолитов, таких, как Невадийский на Западе Северной Америки или Андийский в Южной Америке.

Лишь два выявленных пока случая зон невадийского типа, относящихся только к Америке, не дают уверенности считать наблюдающиеся в них закономерности общими. Обращают на себя внимание некоторые обстоятельства: 1) формирование батолитов следовало сразу за окончанием формирования островодужных комплексов, как бы наследуя островодужные обстановки, располагаясь в их тыловых частях; 2) батолиты сами ассоциируют с одновозрастными им вулканитами, имеющими преимущественно известково-щелочной состав, вулканиты, вероятно, обычно слагали покрышку батолитов, составляя с ними вулкано-плутонические ассоциации; 3) батолиты формировались длительно, в течение 60—70 млн. лет, сохраняя на протяжении этого времени удивительное постоянство состава, испытывая лишь смещение в глубь континента.

Состав магматических продуктов в среднем отвечает гранодиориту.

Магматическая зональность невадийского типа проявляется в смене по направлению в глубь континента кварцевых диоритов и тронд'емитов с низким содержанием калия (т. е. пород тоналит-гранодиоритового типа) гранодиоритами и далее кварцевыми монцонитами и гранитами (т. е. породами гранит-гранодиоритового типа). Если учесть одновозрастность батолитов с франциканской формацией, то к этой зональности следует добавить со стороны океана низкокалиевые океанические базальты. Одновременно с изменением состава магматических пород в глубь континента происходит увеличение содержания K_2O и отношения K_2O/Na_2O, а также изменяются другие геохимические параметры (увеличивается Rb/Sr, Sr^{87}/S^{86} и т. д.). Металлогеническая зональность проявляется в смене золото-медного оруденения вблизи края континента золото-полиметаллическим и медно-молибденовым в глубь континента. Местами по периферии отмечаются вольфрамовые месторождения. Металлогения в целом халькофильная.

Магматическая и металлогеническая зональность невадийского типа имеет общие черты как с зональностью островодужного, так и андийского типов. С первой ее сближают преимущественно известково-щелочной характер магматизма, халькофильность металлогении, присутствие плагиогранитов, но отличает отсутствие явных остатков вулканических островных дуг и окраинных морей. Со второй она сходна по приуроченности к активной континентальной окраине и по наличию протяженных вулкано-плутонических поясов, но существенно отличается отсутствием гранитов стандартного и литий-фтористого типов, щелочных интрузий и литофильной металлогении.

Крайне низкие значения Sr^{87}/Sr^{86} (0,703—0,709), установленные для Невадийского и Андийского батолитов, говорят о невозможности их чисто корового происхождения. Существуют данные, что гранитоиды образовались в значительной мере в верхней мантии либо в самых нижних частях коры (см. стр. 126). Как показал У. Гамильтон [258] на примере Невадийского батолита, никакого вдавливания вниз сиалических корней, за счет переплавления которых могли

бы возникнуть батолиты, не происходило, а все увеличение мощности коры обусловлено формированием батолитов. Это еще раз свидетельствует о большой роли мантийных источников при образовании батолитов.

Геодинамическая интерпретация обстановок зон невадийского типа так или иначе должна предусматривать существование зоны Беньофа, наклоненной от океана под континентальную окраину. Угол наклона, по-видимому, был промежуточным по сравнению с зонами островодужного и андийского типов и равнялся 45°. У. Гамильтон [258] считал Невадийский батолит полным аналогом магматизма островных дуг, связывая его образование с переплавлением погружающейся вдоль зоны Беньофа океанической плиты. Дж. Дьюи и Дж. Бёрд [232] ставят знак равенства между кордильерским (или невадийским) и андийским типами орогенов, полагая, что они возникают там, где океаническая плита поддвигается прямо под континентальную плиту. Образование батолитов объясняется ими скучиванием и переплавлением литосферы в результате сжатия над зоной Беньофа. Для понимания геодинамических условий, господствующих в зонах невадийского типа, крайне важно, очевидно, то обстоятельство, что внедрение гранитоидных батолитов постоянно сопровождалось складчатостью. На Западе Северной Америки внедрение гранитоидов совпадает с проявлениями основных фаз невадийской орогении, создавшей основные черты структуры. Более поздние внедрения гранитоидов отвечают уже ларамийской и севьерской орогениям, с которыми связана структура соответственно Скалистых гор и Калифорнии. В Южной Америке Андийский батолит внедрялся одновременно с фазами андийской складчатости; в данном случае можно пытаться объяснить складчатость диапировым внедрением батолитов и разваливанием структуры в обе стороны от них. Но граниты, как правило, секут уже созданную складчатую структуру и являются посткинематическими, т. е. условия сжатия были и до их окончательного становления. Следовательно, очевиден вывод, что характерной чертой зон невадийского типа являются условия сжатия, господствующие непрерывно на протяжении формирования батолитов на всей площади континентальной окраины. В этом заключается одно из коренных отличий зон невадийского типа от зон андийского типа, где на поверхности преобладают скорее условия растяжения, и от зон островодужного типа, где обстановки сжатия и растяжения перемежаются между собой. Исходя из этого, можно предположить, что в зонах невадийского типа переплелись условия, свойственные зонам андийского и островодужного типов: активное поддвигание океанической плиты сталкивается с встречным надвиганием континентальной плиты. Можно представить этот процесс и как столкновение двух плит: океанической и континентальной с явлениями субдукции океанической плиты под континентальную. Зоны невадийского типа, как и андийского, отмечают крупные глобальные перестройки.

ЗОНЫ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ТИПА

В качестве зон монголо-охотского типа следует рассматривать области континентального магматизма, располагающиеся в виде обширных подковообразных ареалов, выдвинутых далеко в глубь континента по отношению к близлежащей континентальной окраине и окаймляющих обычно крупные зоны разломов и связанные с ними структуры. Примерами зон этого типа служат области проявления мезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса и среднепозднепалеозойского магматизма Джунгаро-Балхашской области (вместе

с «краевым вулканическим поясом» А. А. Богданова). Современным примером является область проявления позднекайнозойского магматизма по обрамлению структур Калифорнийского залива (Провинция Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо, Центральная Мексика, Калифорнийский полуостров). Во всех них наблюдаются вулкано-плутонические ассоциации, среди которых обосабливаются две группы. Первая из них характеризуется известково-щелочным составом (кыринский и удский гранит-гранодиоритовые комплексы Монголо-Охотской области, каменноугольный известково-щелочной вулканизм и тонарские гранитоиды Джунгаро-Балхашской области, эоцен-олигоценовый известково-щелочной вулканизм Запада США). Эта группа ближе всего напоминает проявления магматизма невадийского типа. Для второй группы наиболее примечательно развитие пород бимодальной серии в ассоциации со щелочным магматизмом, а также появление большого количества литий-фтористых гранитов (области распыленного магматизма Монголо-Охотской области, позднепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской области, проявления бимодального и щелочного вулканизма Провинции Бассейнов и Хребтов Запада США). Эта группа имеет сходство с вулканитами внутриконтинентальных рифтовых зон. Обе группы пород могут находиться в различных сочетаниях по вертикали и горизонтали. Обычно комплексы обеих групп одновозрастны, при этом породы известково-щелочной группы располагаются во внутренней части подковообразного ареала, а бимодальная и щелочная серии занимают его периферию. В этом случае зональность очень похожа на андийскую. В других случаях появлению такого рода зональности предшествует развитие одного известково-щелочного вулканизма (карбон Джунгаро-Балхашского ареала, средний кайнозой Запада США).

Зоны монголо-охотского типа характеризуются концентрической магматической зональностью, осью которой служат узкие грабенообразные прогибы, уходящие со стороны континентальных окраин в глубь континента на многие сотни и даже первые тысячи километров (см. рис. 45,IIIБ). В пределах Монголо-Охотской области такой прогиб в триасе и юре располагался вдоль Монголо-Охотского разлома от Сихотэ-Алиня до Восточной Монголии. Его длина составляет 1500 км. В Джунгаро-Балхашской области морской прогиб на протяжении девона, карбона и ранней перми существовал на месте Северного Прибалхашья (Саякская мульда). В позднекайнозойской обстановке Запада Северной Америки современным аналогом такого прогиба является Калифорнийский залив. Все эти прогибы распадаются на изолированные, разделенные поперечными поднятиями седиментационные ванны, выполненные преимущественно терригенными толщами, часто флишоидными, с признаками турбидитного происхождения; к краям прогибов они сменяются прибрежными грубообломочными осадками типа моласс.

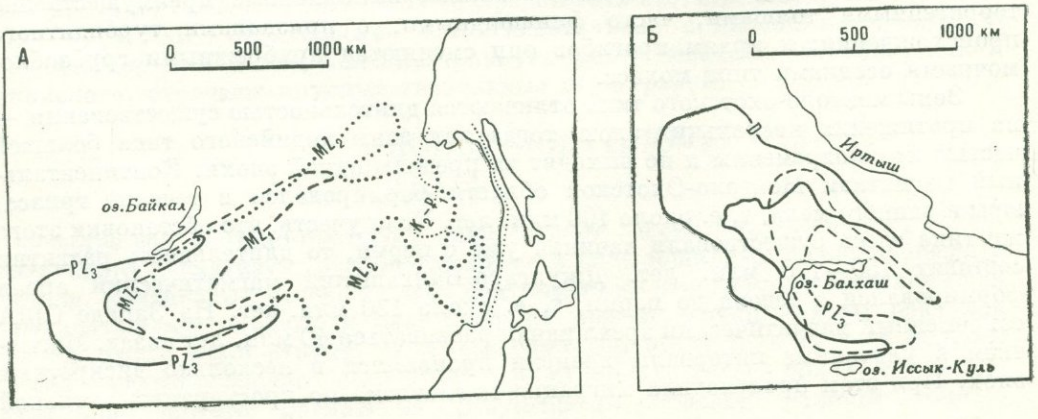
Зоны монголо-охотского типа отличаются длительностью существования — на протяжении нескольких эпох, тогда как зоны андийского типа большей частью кратковременны и не выходят за пределы одной эпохи. Континентальный магматизм Монголо-Охотской области формировался в течение триаса, юры и раннего мела, т. е. около 100 млн. лет. Если учесть, что обстановки этого же типа здесь существовали начиная уже с перми, то длительность развития составит 150—170 млн. лет. Джунгаро-Балхашский магматический ареал формировался с девона до перми, т. е. около 130 млн. лет. На Западе США современный магматический ареал начал развиваться 40 млн. лет назад. Магматизм в указанные интервалы времени проявлялся в несколько дискретных эпох. При этом происходила миграция магматизма по простиранию активной

зоны в сторону континентальной окраины. Магматический ареал каждой последующей эпохи оказывается несколько смещенным по сравнению с ареалом предшествующей эпохи, так что разновозрастные ареалы как бы вписываются друг в друга (рис. 46). В Монголо-Охотской области с перми до раннего мела такое смещение составляет около 1000 км, в Джунгаро-Балхашской области с девона по пермь около 500 км. По скорости миграции ареалов можно, видимо, судить о скорости перемещения литосферных плит (скорость движения в Монголо-Охотской области составит около 0,6 см/год с вектором, направленным на юго-запад, а в Джунгаро-Балхашской области — около 0,4 см/год с вектором, ориентированным на северо-запад).

Магматическая и металлогеническая зональность монголо-охотского типа в полном виде представлена следующими зонами: 1) морским терригенным прогибом, соединяющимся у реконструируемого края континента с одновозрастной эвгеосинклинальной зоной (океаническим бассейном), со свойственным ограниченным толеитовым и известково-щелочным вулканизмом, 2) зоной известково-щелочного вулканизма и гранит-гранодиоритовых батолитов с золото-молибденовым, иногда медно-порфировым оруденением, 3) зоной «распыленного» магматизма с бимодальным вулканизмом и подзонами диорит-монцонитов и редкометальных (стандартных и литий-фтористых) гранитов; с диорит-монцонитами связано полиметаллическое и сульфидно-касситеритовое оруденение, с редкометальными гранитами и с кислыми разностями бимодальной серии олово-вольфрамовое оруденение, а также бериллиевая (бертрандитовая) и другая редкометальная минерализация, 4) зоной щелочного магматизма с редкоземельной, циркониевой и ниобий-танталовой минерализацией.

При геодинамической интерпретации обстановок зон монголо-охотского типа необходимы данные по кайнозою Запада США. Проявления кайнозойского магматизма на этой территории обусловлены последовательным перекрытием континентальной окраиной Северной Америки системы Восточно-Тихоокеанского поднятия в том месте, где этот спрединговый хребет перерождается в трансформную зону, находящую продолжение под Калифорнийским заливом и далее под континентом. При этом проявления известково-щелочного вулканизма отражают обстановку надвигания континентальной плиты на систему срединно-океанического хребта, в частности на трансформную зону, и харак-

Рис. 46. Миграция магматических ареалов: А — в Монголо-Охотском поясе, Б — в Джунгаро-Балхашской области. Индексы означают возраст соответствующих ареалов

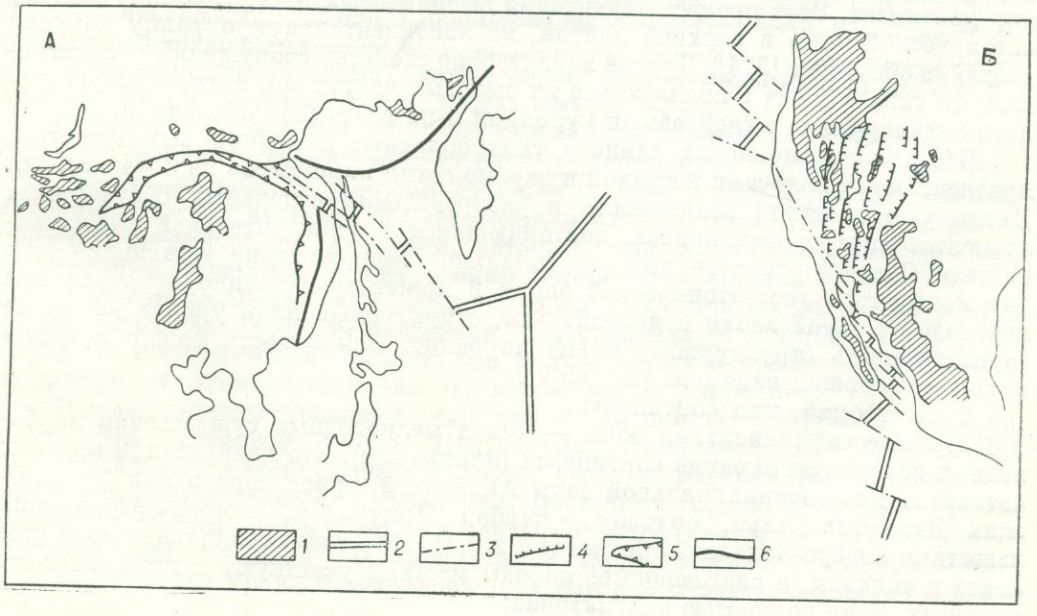


терны для тех районов, где нет раскола континентальной плиты, тогда как проявления бимодального и щелочного магматизма отвечают обстановке начавшегося раскалывания (рифтинга) континентальной плиты. В отличие от рифтовых зон Восточной Африки, являющихся изначально частью Мировой рифтовой системы и вызывающих первичный раскол континентальной плиты, рифтинг Провинции Бассейнов и Хребтов является, так сказать, вторичным, обусловленным перекрытием системы срединно-океанического хребта континентальной плитой.

Очевидно, аналогичные взаимоотношения были свойственны и прошлым обстановкам данного типа, т. е. поперечные (к континентальной окраине) линеаменты и связанные с ними морские прогибы должны были располагаться на продолжении систем срединно-океанических хребтов. Действительно, Монголо-Охотский разлом и связанный с ним магматический ареал находятся на продолжении мезозойской (юрско-раннемеловой) системы Тихоокеанского срединно-океанического хребта, которая протягивалась в это время примерно вдоль современных Гавайского и Императорского хребтов [296]. Эта система, если ее продолжать в северном и северо-западном направлениях, будет следовать, разветвляясь, с одной стороны в хр. Ширшова (в западную часть Берингова моря), а с другой — в своей северо-западной ветви, мимо южной оконечности Камчатки прямо к Монголо-Охотскому разлому (рис. 47). В позднем мелу эта более древняя система Тихоокеанского хребта затухает и возникает новая, уже на месте современного Восточно-Тихоокеанского поднятия. В соответствии с этим перестает быть активной зона Монголо-Охотского разлома, магматический ареал исчезает и проявления магматизма целиком концентрируются

Рис. 47. Схема Восточной Азии (А) в мезозое и Запада Северной Америки (Б) в позднем кайнозое

1 — ареалы магматизма; *2* — оси спрединга (для мезозоя предположительные); *3* — трансформные разломы; *4* — сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов; *5* — граница мезозойского морского прогиба (аналога Калифорнийского залива) на востоке Азии; *6* — край Азиатского континента в мезозое



на континентальной окраине (андийского типа), где в позднем мелу — палеогене формируется Сихотэ-Алиньский вулканический пояс.

Средне-позднепалеозойский Центрально-Казахстанский ареал, обрамлявший Джунгаро-Балхашскую область, также, видимо, располагался на продолжении срединно-океанического хребта, за счет спрединга которого возник позднепалеозойский палео-Тетис. Имеющиеся материалы не позволяют наметить точное положение этого хребта, его остатки скрыты сейчас под Джунгарской впадиной.

Выше говорилось о миграции магматизма в зонах монголо-охотского типа по направлению к континентальной окраине и прилежащему океану. Это значит, что появление тектонической активности и магматизма данного типа не может быть обусловлено простым проникновением системы срединно-океанического хребта в пассивный, неподвижный континент. Миграция магматизма свидетельствует о движении континентальной плиты. Обстановки монголо-охотского типа, таким образом, возникают там, где континентальная плита при своем движении к океану перекрывает срединно-океанический хребет, в частности там, где он замещается трансформными разломами.

Происхождение магматизма зон монголо-охотского типа аналогично для известково-щелочной серии зонам островодужного и невадийского типов, для бимодальной и щелочной серий — магматизму рифтовых зон.

ЗОНЫ ОБДУКЦИИ

Зоны обдукции (см. рис. 45,V) свойственны линейным складчатым сооружениям альпийского типа. Они устанавливаются на основании данных по Аппалачам, Альпам, Уралу и другим регионам. Современные аналоги описаны для Новой Гвинеи и Новой Каледонии. Для всех них примечательны крупные шарьяжи, важнейшим элементом которых являются аллохтонные офиолитовые пластины, оторгнутые от материнских залежей и надвинутые на платформу, или континент. Этот процесс надвигания офиолитовых масс, т. е. по существу океанической коры и верхней мантии, на континентальную окраину получил название обдукции [224]. Другое характерное свойство сооружений рассматриваемого типа состоит в появлении в их тыловых частях зон высокотемпературного метаморфизма с гнейсовыми куполами и их сланцевой оболочкой.

Все складчатые пояса данного типа обладают линейной вытянутостью, прослеживаясь полосами шириной в первые сотни километров на 3—4 тыс. км. Давно уже замечена зональность в распределении отдельных структурных элементов внутри этих поясов, повторяющаяся с исключительной выдержанностью. Следует отметить, что это зональное расположение устанавливается для конкретной геотектонической эпохи и может существенно меняться при переходе от одной эпохи к другой. Так, структурный план уралид может не соответствовать структурному плану доуралид. Зональность можно представить в следующем виде (см. рис. 45,V):

1) платформа, или континент;

2) миогеосинклинальная зона — чехол мелководных существенно карбонатных осадков на окраине континента (платформы). Это кембрий или ордовик автохтона миогеосинклинальной зоны Аппалачей, триас, юра и мел французских Западных Альп, ордовик — карбон Приуралья, кембро-ордовикский известняк Северо-Западной Шотландии и т. д. Миогеосинклинальная зона уже смята в складки, а слагающие ее породы местами участвуют в тектонических покровах. Зона полностью амагматична;

3) зона офиолитовых покровов. На миогеосинклинальном, по существу эпиконтинентальном, разрезе часто располагаются крупные аллохтонные пластины, сложенные другим комплексом пород. Это известные Таконские клиппы Центральных и Северных Аппалачей, покровы Хамбер-Арм и Хэр-Бей Западного Ньюфаундленда, покровы серии Далред на серии Мойн в Шотландии, по существу вся Тронхеймская «мульда» в Норвегии, Пеннинские покровы Альп, Зиланр и Крокинский массив на Урале. Обычно эти аллохтонные образования слагают подобие крупных синклинориев и состоят из серии тектонических покровов, вложенных друг в друга. Более нижние покровы содержат мощные флишеподобные терригенные и кремнисто-терригенные часто с олистостромами толщи, имеющие обычно турбидитное происхождение. Эти толщи по возрасту строго соответствуют либо всему миогеосинклинальному разрезу, либо отдельным его частям. Верхние покровы, которые присутствуют не везде, образованы офиолитами. В Ньюфаундленде установлено, что более верхние аллохтонные пластины поступали с соответствующе все более далекого расстояния из внутренних частей складчатого пояса. Вместе с тем корневые зоны этих покровов до сих пор нигде еще точно не определены, часто предполагается, что они просто выжаты и корневая зона представлена сейчас тектоническим швом. Терригенные толщи, залегающие в нижних покровах, формировались, несомненно, в несравненно более глубоководной обстановке, чем миогеосинклинальный разрез. Как убедительно показал Дж. Роджерс [359], в Аппалачах эти толщи накапливались на континентальном подножье уже на океаническом основании. Они отмечают, следовательно, прежнюю границу континента и океанического бассейна (какой бы природы он не был), но эта граница может быть найдена лишь после палинспастического восстановления прежнего положения бассейнов осадконакопления;

4) краевой (передовой) антиклинорий, в котором на поверхности вновь выведено континентальное основание, то же самое, что составляет фундамент миогеосинклинали (Блу Ридж и Грин Маунтис в Аппалачах, Лонг Рейндж в Ньюфаундленде, внешние кристаллические массивы Альп, Урал-Тау). Местами в этих древних толщах обнаруживаются проявления молодого метаморфизма и внедрение гранитов;

5) главный (офиолитовый) тектонический шов с офиолитовыми пластинами и меланжем (выражен далеко не всегда четко);

6) эвгеосинклинальная зона, которая обычно образована двумя крупными сериями: нижней, офиолитовой, со спилит-диабазовыми вулканитами и верхней, островодужной. Возрастной объем этих двух серий (особенно нижней) изменяется вкрест простирания эвгеосинклинальной зоны. Эта зона отвечает прежним океаническим бассейнам, которые были аналогичны, скорее всего, современным окраинным и внутренним морям (типа Японского или Тирренского). Эвгеосинклинальный комплекс в отдельных своих частях или полностью может быть в аллохтонном залегании. В Аппалачах, например, установлены выходы в тектонических окнах из-под этого комплекса древних кристаллических пород (балтиморских гнейсов) с возрастом 1000 млн. лет;

7) зона гранито-гнейсовых куполов и высокотемпературного метаморфизма. Это Оливерские купола Центральных Аппалачей, зона Флер-де-Лис Ньюфаундленда, метаморфические зоны Северных нагорий Шотландии, внутренние зоны скандинавских каледонид, Восточные Альпы, гнейсовые купола на Урале. Пояса высокотемпературного метаморфизма могут располагаться в разных частях эвгеосинклинальной зоны, часто непосредственно примыкают к зонам 5 и 4. На Урале установлено [77], что они обязательно имеют в своей

основе мобилизованный древний сиалический субстрат. Очевидно, это с полным правом приложимо и к другим поясам. Так, в ядрах Оливерских куполов в Аппалачах также предполагается гренвильское (1000 млн. лет) основание, льюисские (2400 млн. лет) выступы известны среди метаморфид Северной Шотландии, герцинские массивы есть в метаморфической зоне Альп;

8) крайняя внутренняя зона (океанический бассейн) отличается от всех перечисленных прежде всего тем, что в ней не было складчатости, покровообразования и метаморфизма, которые столь характерны для смежных, внешних зон. Напротив, в ней во время проявления главных деформаций формируются полные и непрерывные разрезы эвгеосинклинальных комплексов с присущими им сериями: офиолитовой и островодужной (особенно характерна последняя). В Аппалачах — это районы запада Нью-Брансуика, в Ньюфаундленде — районы к юго-востоку от разлома Люк-Арм (пояса Магог и Гандер-Лейк), где наблюдаются полный разрез ордовика и переходы его в силур; в британских каледонидах — районы Южных нагорий Шотландии, где установлены полные разрезы ордовика и нижнего силура. В Альпах — в наиболее молодом из рассматриваемых сооружений — аналогом данной зоны можно считать Тирренское море с обрамляющей его с юга Калабрийско-Сицилийской вулканической дугой и с зоной Беньофа, падающей на север. Примечательно, что время образования глубоководных «океанического» типа бассейнов Западного Средиземноморья относится к концу олигоцена и миоцену, т. е. как раз к тому времени, когда в тылу их, в Альпах шло покровообразование, сопровождаемое метаморфизмом. Вполне возможно, что аналогичные моря и вулканические дуги формировались в ордовике и силуре в Аппалачах и Британии. На Урале этой зоне отвечает валерьяновская свита с ее андезитовым вулканизмом и морскими толщами. Ее возраст (верхи C_1) примерно совпадает со временем складчатости и метаморфизма Урала.

При геодинамической интерпретации необходимо учитывать: а) аллохтонное налегание эвгеосинклинального разреза на континентальное подложье (явление обдукции), б) отсутствие корневых зон покровов, в) появление высокотемпературного метаморфизма и обязательное наличие в ядрах мобилизованного древнего сиалического субстрата, г) совпадение во времени покровообразования, складчатости и метаморфизма, с одной стороны, и развития (может быть, новообразования) вулканических дуг и глубоких «океанических» бассейнов — с другой.

Для объяснения обдукции существуют две группы гипотез. В соответствии с первой из них океаническая кора (в океане атлантического типа) ломается где-то недалеко от края континента и надвигается на континентальную окраину под воздействием давления, идущего от оси спрединга; вторая предусматривает существование окраинного моря и вулканической дуги с зоной Беньофа, падающей под континент.

При раздавливании окраинного моря его океаническое подложье выдавливается на континентальную окраину.

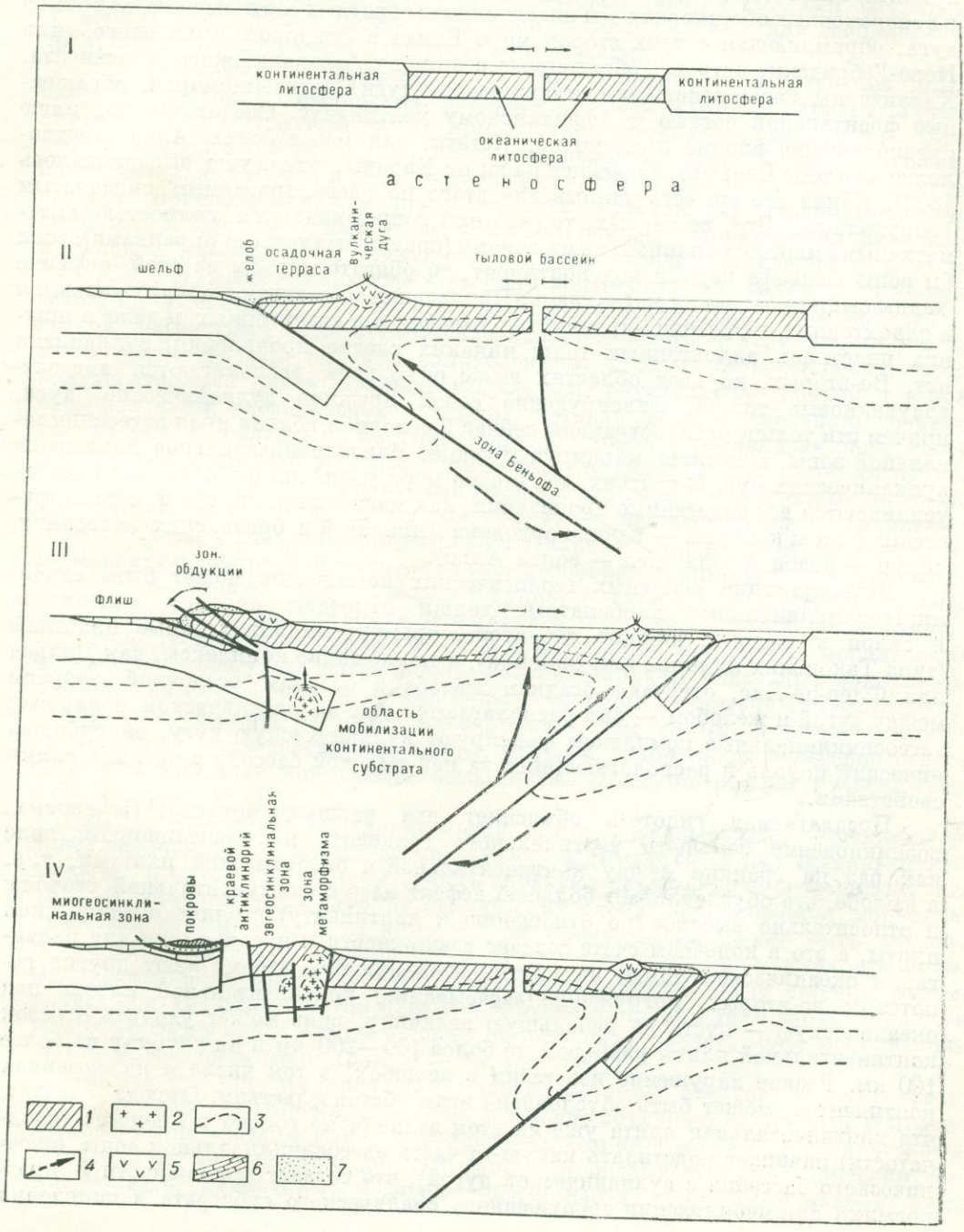
У обеих гипотез есть свои положительные стороны, но и есть отрицательные: в частности ни та, ни другая не в состоянии объяснить ни метаморфизм, ни перемещение вверх более тяжелой океанической пластины.

Можно предложить иную схему развития зон обдукции (рис. 48, I—IV), где показаны четыре последовательных этапа:

I. Первоначальный рифтинг и новообразование океанического бассейна путем спрединга (кембрий Аппалач и Шотландии, триас — юра Альп, поздний ордовик — силур Урала).

Рис. 48. Схема развития зон обдукции

1 — океаническая литосфера; *2* — мобилизованные палингенные гранитоиды и область высокотемпературного метаморфизма; *3* — примерное положение геоизотерм; *4* — направление движения астеносферных потоков, *5* — проявления островодужного вулканизма; *6* — шельфовые карбонатные комплексы; *7* — комплексы континентального подножия



II. Образование у континентальной окраины системы островной дуги, обращенной фронтальной, выпуклой стороной к континенту, с зоной Беньофа, падающей от континента под океанический бассейн (а не под континент). Обычно принято считать, что зоны Беньофа обязательно падают под континент. Но и в современных обстановках мы знаем случаи обратных соотношений, например дуга, обрамляющая с трех сторон море Банда в Зондском архипелаге, или Ново-Гебридские острова, обращенные в сторону Австралийского континента. Характерны в этом отношении вулканические дуги Средиземноморья, обращенные фронтальной частью к Африканскому континенту. Следовательно, наше предположение вполне правомочно. Кстати, для мезозойских Альп предположение о зоне Беньофа, падающей на юг от Европы, ранее уже высказывалось [332]. Какие все же есть данные для этого по рассматриваемым складчатым сооружениям? Это, во-первых, то, что они сопровождаются полностью амагматичными миогеосинклинальными зонами (континентальными окраинами): если бы зоны Беньофа падали под континент, то обязательно бы на этой окраине видны были проявления магматизма. Проявления магматизма обнаруживаются в аллохтонных терригенно-кремнистых толщах, а в автохтонных и даже в нижних пластинах аллохтонных толщ никаких следов проявления вулканизма нет. Во-вторых, во всех областях выше офиолитов располагаются андезит-граувакковые толщи, фиксирующие собой прежние вулканические дуги, причем эти толщи распространены сейчас в основном вблизи края эвгеосинклинальной зоны, возможно маркируя прежнее близконтинентальное положение вулканических дуг. В-третьих, то, что по мере удаления от края континента усиливаются все эндогенные проявления, как магматические, так и метаморфические (конец кембрия — начало ордовика Аппалачей и британских каледонид, силур — девон Урала, мел — эоцен Альп).

Интерпретация основных геологических комплексов может быть такой: миогеосинклинальные карбонатные толщи отмечают окраину континента и склон к желобу; нижние терригенно-кремнистые аллохтонные пластины (типа Таконских клиппов или Зилаира), а также такие комплексы, как Далред или Флер-де-Лис, отвечают осадкам желоба и осадкам осадочной террасы между дугой и желобом — они располагаются уже на океаническом подложье; эвгеосинклинальные комплексы фиксируют вулканическую дугу, ее субокеанический цоколь и располагающийся за ней тыловой бассейн с океаническими свойствами.

Предлагаемая гипотеза объясняет два важных момента: во-первых, возникновение большого вертикального градиента в гравитационном поле как раз на границе между континентальной и океанической плитами, т. е. в желобе, что обусловливает большой дефект масс с континентальной стороны и относительно высокое (по отношению к континенту) стояние океанической плиты, а это в конечном счете создает возможности и предпосылки для надвигания океанической плиты на континентальную (то, что не дают другие гипотезы); во-вторых, погружение (засасывание) континентальной плиты под океаническую — пусть на небольшую величину, вниз может уходить отрезок континентальной плиты размером не более 100—200 км и на глубину не более 100 км. Резкое нарушение изостазии в желобах, в том числе и на окраинах континентов, может быть обусловлено этим обстоятельством. Отсюда следует, что континентальная плита уже на этом этапе (а не только в процессе складчатости) начинает подстилать какую-то часть эвгеосинклинальной зоны (океанического бассейна с вулканической дугой), что создает возможности и предпосылки для мобилизации погруженного сиалического субстрата и появления

зон высокотемпературного метаморфизма. Но мобилизация может начаться лишь при достижении определенных температур. На рис. 48,II показано примерное положение геоизотерм, исходя из обычно принятой схемы для систем островных дуг, т. е. с глубоким термальным желобом под фронтальной частью и термальным куполом под самой вулканической дугой и тыловым бассейном. В период засасывания континентальной плиты условия для мобилизации погруженного сиалического субстрата не создаются.

III. Прекращение засасывания континентальной плиты (середина ордовика Аппалачей и британских каледонид, конец раннего карбона Урала, олигоцен Альп). Причины такого прекращения могут быть различными. Одна из них, наиболее вероятная, — просто невозможность дальнейшего погружения континентальной плиты в силу ее плавучести. Но нельзя исключить и других, скажем, приспособление к изменившемуся глобальному геодинамическому полю и т. д. Судя по приведенным выше материалам, одновременно возникает в тыловых частях новая вулканическая дуга, причем скорее всего с зоной Беньофа, падающей теперь уже в сторону континента (но, видимо, это не обязательно, важен сам факт прекращения засасывания). Сразу же происходит резкая перестройка — восстановление изостатического и термального равновесия. Развитие идет по двум направлениям. С одной стороны, погруженная континентальная плита начинает вздыматься, обусловливая подъем и вышележащей части океанической пластины, которая дальше уже чисто гравитационно может сползать на континентальную окраину, выдавливая перед собой выполнение осадочной террасы и желоба и большей частью погребая их под собой. Этим объясняется и обратный порядок залегания аллохтонных пластин, и отсутствие видимых корневых зон. Думается, что этот процесс усиливается (а может быть, в значительной мере обусловливается) давлением на океаническую плиту с внутренней стороны за счет новообразования, путем раздвижения, тылового басейна за вновь возникшей вулканической дугой. С другой стороны, происходит резкая перестройка термального поля; термальный желоб ликвидируется, геоизотермы поднимаются и в результате начинается мобилизация сиалического субстрата погруженной континентальной пластины, появляются зоны высокотемпературного метаморфизма и массивы палингенных гранитоидов. Внутренняя граница развития метаморфизма тем самым отмечает границу погруженной континентальной плиты, что дает возможность примерно судить об абсолютной величине отрезка этой плиты, затянутой под океанический бассейн (см. рис. 48,III).

IV. Погруженная континентальная плита раскалывается. Отдельные ее более внешние, немобилизованные клинья воздымаются, с них соскальзывают покровы, а выходы их на поверхность образуют краевые антиклинории (Урал-Тау). В оставшихся на глубине сиалических блоках продолжается мобилизация. Они сильно утолщают кору и с их присутствием может быть связано появление сиалических корней у гор. Вдоль расколов выжимаются офиолиты. Одновременно по соседству идет дальнейшее развитие новой системы вулканической дуги. Если остатки прежней континентальной плиты вновь окажутся вовлеченными в аналогичный процесс, то они снова подвергнутся мобилизации (и это может быть многократно) — см. рис. 48,IV.

Думается, что предложенная модель, которую следует рассматривать, конечно, лишь как гипотезу, достаточно хорошо объясняет те сложные вопросы, которые были указаны выше: и условия залегания тяжелого «океанического» субстрата на континентальном (это залегание оказывается тектоническим, но, так сказать, первичным, и значительные части эвгеосинклинальной зоны

должны рассматриваться как аллохтонные), и отсутствие корневых зон (которые погребены), и появление высокотемпературного метаморфизма с древними мобилизованными ядрами и т. д.

Главное отличие зон обдукции от предыдущих зон состоит в том, что если описанные до этого случаи предусматривали, в ходе взаимодействия океанической плиты с континентальной, погружение океанической плиты, то в рассматриваемом случае ведущим является поддвигание континентальной плиты под океаническую. Металлогения зон обдукции на ранних этапах их развития, когда формируются офиолиты и андезито-граувакковые комплексы, полностью аналогична зонам островодужного типа. Специфичными для них являются гнейсовые купола, палингенные гранитоиды, пегматиты, иногда щелочные породы (миаскитового типа), с которыми связана редкоземельная и тантал-ниобиевая минерализация.

ЗОНЫ СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

В качестве характерного примера зоны столкновения континентов (см. рис. 45,IV) обычно приводят Гималаи, возникшие в результате сближения и последующего столкновения Индии и Азии. Разделявший их в мезозое океан Тетис был поглощен в зоне субдукции, наклоненной под Азию. От океана остался только след в виде офиолитового шва зоны Инда. Индия, находясь вместе с океаном Тетис в пределах единой литосферной плиты, была приведена в соприкосновение с Азией. Ее плавучесть препятствовала погружению в мантию, и поэтому началось непосредственное динамическое взаимодействие двух континентов. В результате края континентов «вздыбились», образовав Гималайскую горно-складчатую цепь, опрокинутую к югу, на Индийскую платформу. Одновременно вдавливание сиалических масс вниз вызвало образование глубоких корней, выплавку палингенных гранитов и высокотемпературный метаморфизм.

По-видимому, этот тип складчатых сооружений был достаточно широко распространен и в прошлом. К зонам столкновения континентов относят, например, позднепалеозойские Южные Аппалачи с их крупнейшими шарьяжными перекрытиями и Предаппалачским краевым прогибом. Возможно, позднепалеозойско-раннемезозойская структура Урала также возникла в результате столкновения континентов. Вероятно, к зонам столкновения принадлежат варисциды Средней Европы [233], где произошло спаивание многочисленных микроконтинентов, утолщение коры и, как следствие, проявление высокотемпературного метаморфизма и выплавка палингенных гранитов. С геодинамической точки зрения в зонах столкновения господствуют условия сжатия, но без значительных явлений поддвигания или надвигания одной плиты на другую и, следовательно, без четко выраженных зон Беньофа.

Металлогения зон столкновения континентов характеризуется лишь слабым проявлением эндогенной редкометальной минерализации, связанной с палингенными гранитами и пегматитами. По-видимому, значительную роль должны играть процессы регенерации и мобилизации рудного вещества их континентальной коры, приводящие к образованию телетермального оруденения, «альпийских» жил и т. п.

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ КАК СМЕНА РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

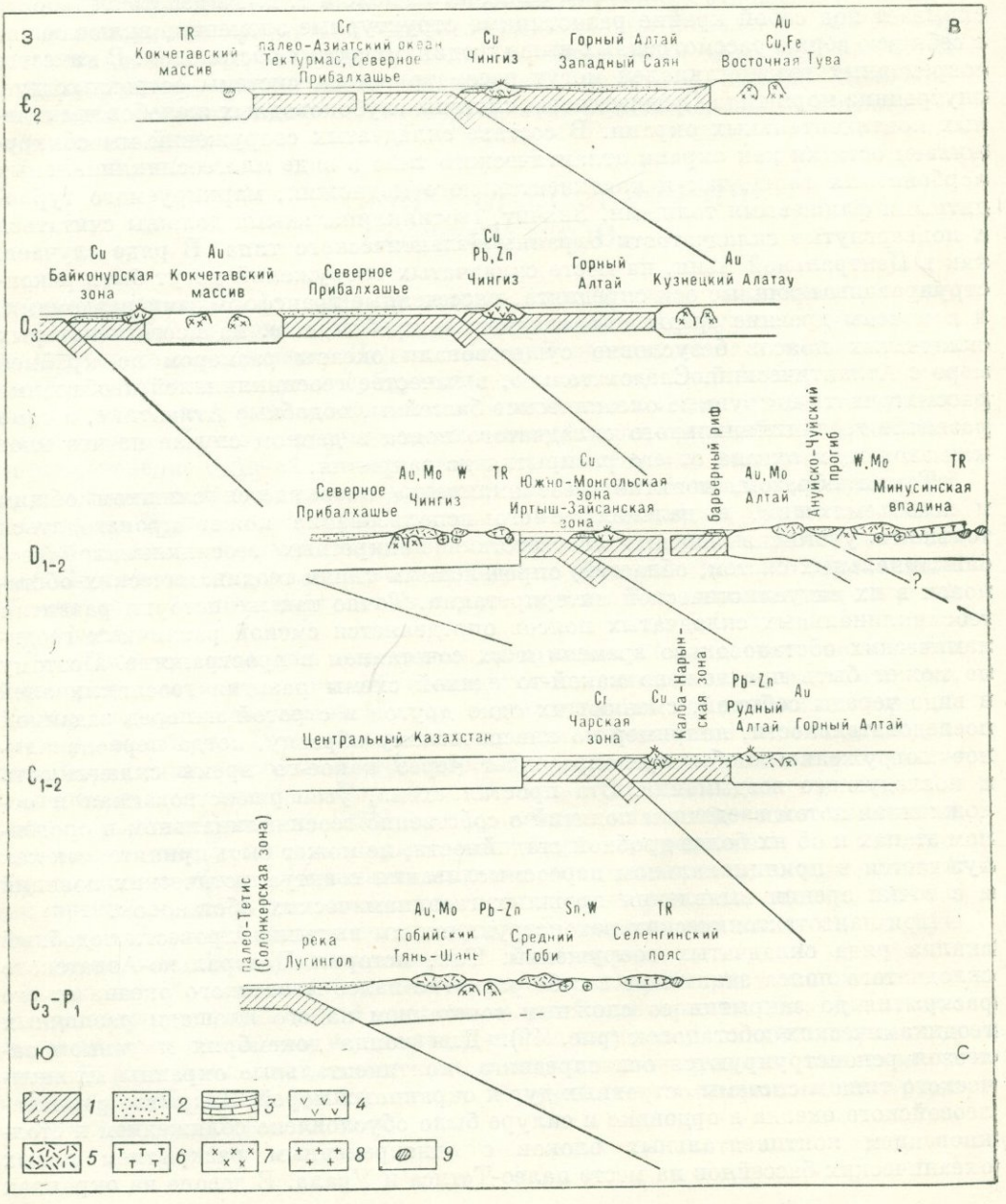
Обозначаемое одним словом понятие «геосинклиналь», или его усложненными производными (геосинклинальный складчатый пояс и т. д.), в действительности скрывает под собой крайне разнотипные структурные элементы, включающие в себя всю серию рассмотренных выше геодинамических обстановок. В качестве современных геосинклиналей могут рассматриваться системы островных дуг, внутренние моря типа Средиземного, системы глубоководных желобов и активных континентальных окраин. В составе складчатых сооружений мы обнаруживаем остатки как окраин атлантического типа в виде миогеосинклинальных карбонатных толщ, так и континентального подножия, маркируемого турбидитными флишевыми толщами. Значит, геосинклинальными должны считаться и подвергнутые складчатости окраины атлантического типа. В ряде случаев, как в Центральной Азии, на месте складчатых сооружений могут быть реконструированы прошлые оси спрединга, рассеченные трансформными разломами, и намечены древние срединно-океанические хребты, т. е. на месте некоторых складчатых поясов безусловно существовали океаны размером по крайней мере с Атлантический. Следовательно, в качестве геосинклиналей необходимо рассматривать и крупные океанические бассейны, подобные Атлантике, а само развитие геосинклинального складчатого пояса в данном случае не что иное как эволюция океана от его раскрытия до закрытия.

Таким образом, понятие «геосинклиналь» оказывается слишком общим и всеобъемлющим, и дальнейшее его использование может производиться только с учетом выяснения соответствия конкретных геосинклиналей (геосинклинальных систем, областей) определенным типам геодинамических обстановок в их актуалистической интерпретации. Точно так же история развития геосинклинальных складчатых поясов определяется сменой различных геодинамических обстановок во времени и их сочетанием в пространстве. Поэтому не может быть предложено какой-то единой схемы разития геосинклиналей в виде череды событий, сменяющих одно другое в строгой наперед заданной последовательности, например по классическому образцу, когда первоначальное погружение якобы предопределяет через какое-то время складчатость и последующее воздымание. Эта простая схема, усовершенствованная и осложненная потом введением понятий о собственно геосинклинальном и орогенном этапах и об их более дробной стадийности, не может быть принята, так как нуждается в принципиальном переосмысливании с актуалистических позиций и с точки зрения выявления прошлых геодинамических обстановок.

При палеотектонических реконструкциях мы пытались провести подобный анализ ряда складчатых сооружений. Так, история Центрально-Азиатского складчатого пояса заключает в себе развитие палео-Азиатского океана от его раскрытия до закрытия со сложным сочетанием на его площади различных геодинамических обстановок (рис. 49). Для конца докембрия и раннего палеозоя реконструируются оси спрединга, континентальные окраины атлантического типа и системы островных дуг и окраинных морей. Закрытие раннепалеозойского океана в ордовике и силуре было обусловлено сближением и столкновением континентальных блоков с одновременным раскрытием новых океанических бассейнов на месте палео-Тетиса и Урала. В девоне на окраинах

Рис. 49. Палеотектонические разрезы Центрально-Азиатского пояса

1 — океаническая литосфера; *2* — турбидиты; *3* — карбонатные осадки; *4—6* — проявления вулканизма (*4* — островодужного, *5* — наземного, преимущественно известково-щелочного, *6* — щелочного и бимодального); *7* — габбро-плагиограниты, тоналит-гранодиориты и гранит-гранодиориты; *8* — редкометальные гранитоиды; *9* — щелочные интрузии



Казахстанского и Сибирского континентов возникли зоны андийского типа, а в ряде мест (Южная Монголия) на краю океана палео-Тетис — островодужного типа. В карбоне на большей части территории формировались складчатые сооружения типа зон столкновения, но одновременно происходило раскрытие позднепалеозойского палео-Тетиса, обрамленного на севере системой островных дуг. В позднем палеозое господствовали зоны андийского типа.

Развитие геосинклинальных складчатых сооружений Средней Азии (рис. 50) в раннем палеозое было связано с жизнью палео-Азиатского океана,

Рис. 50. Палеотектонические разрезы Средней Азии. Условные обозначения см. рис. 49.

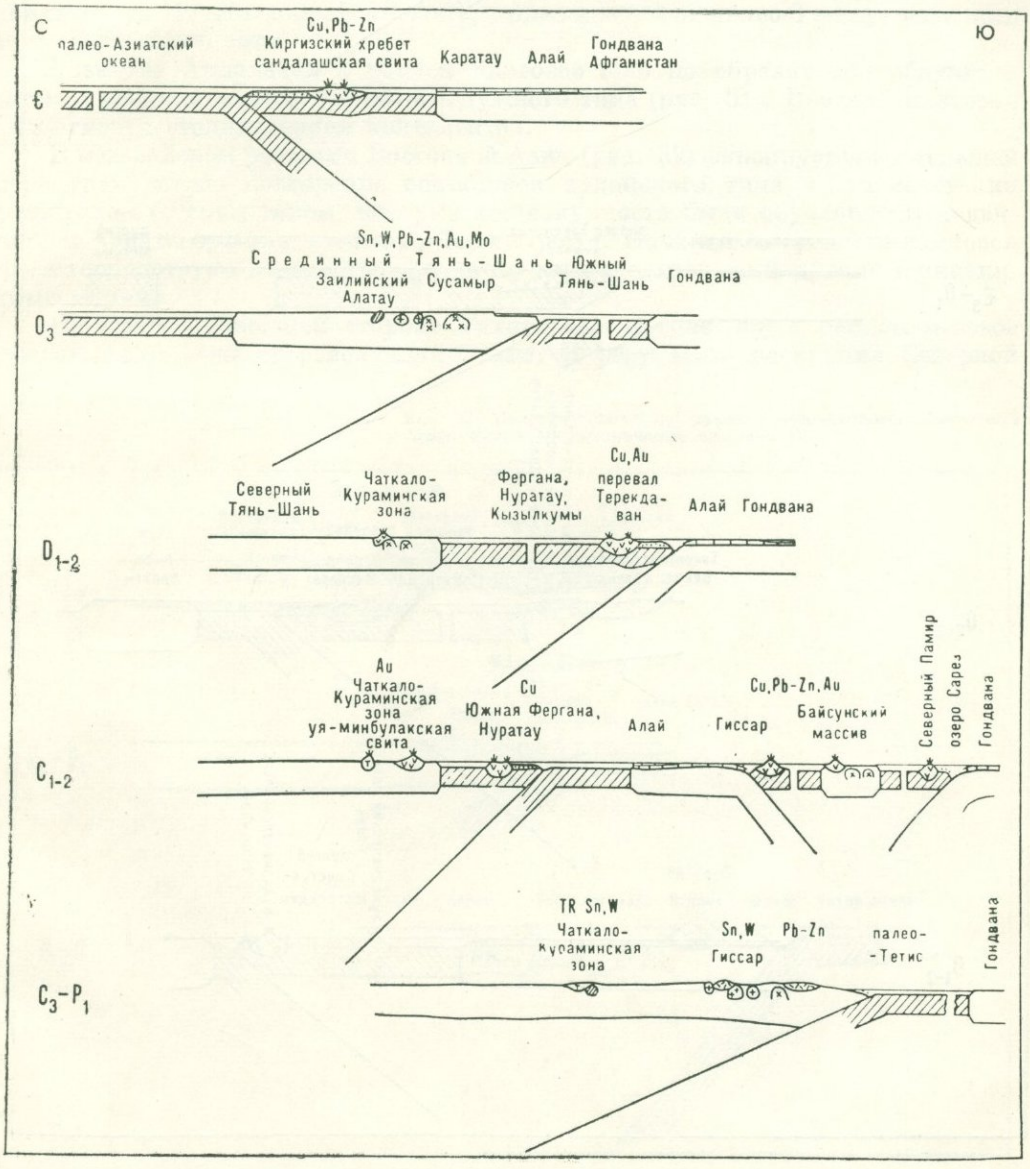
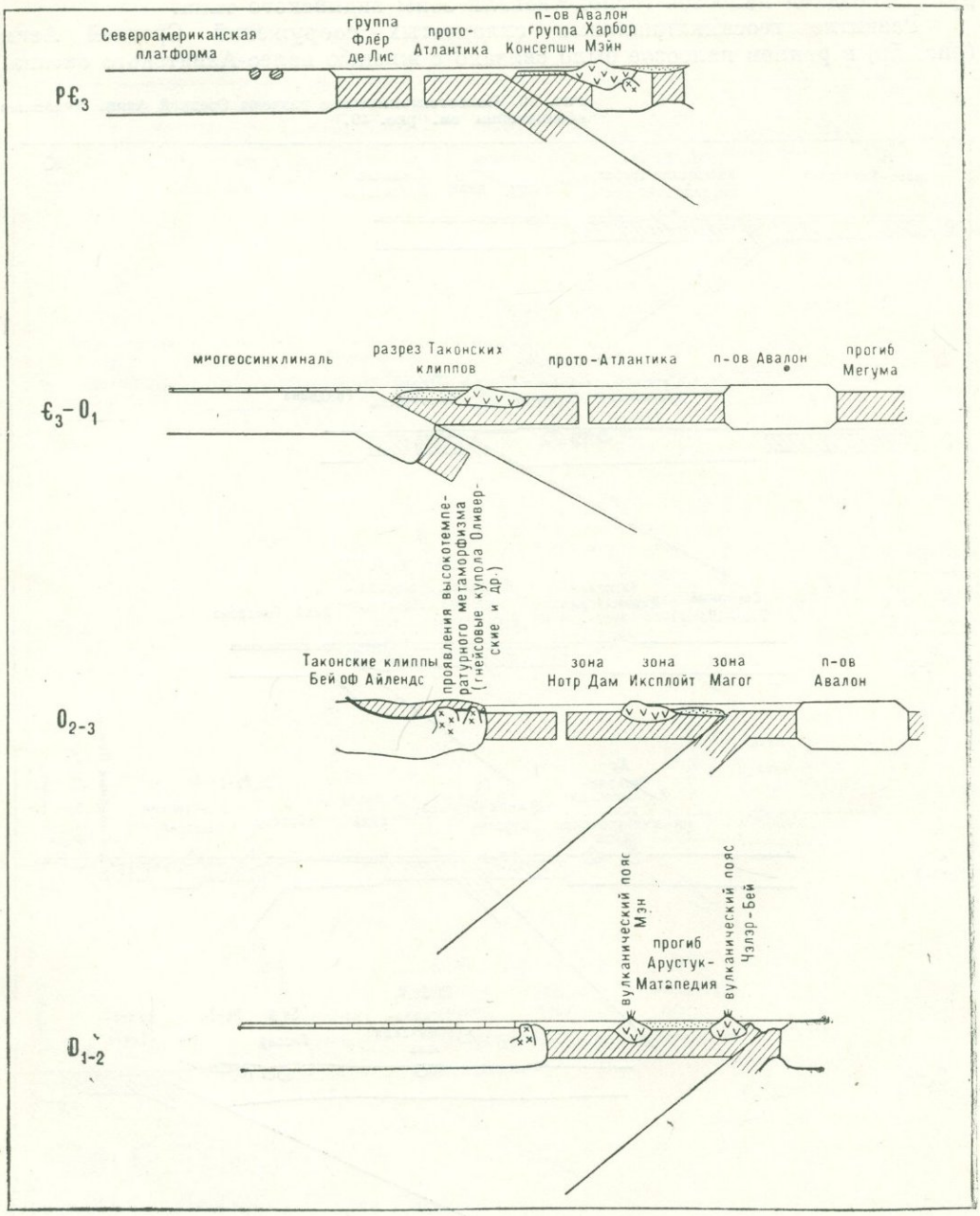


Рис. 51. Палеотектонические разрезы Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. Условные обозначения см. рис. 49



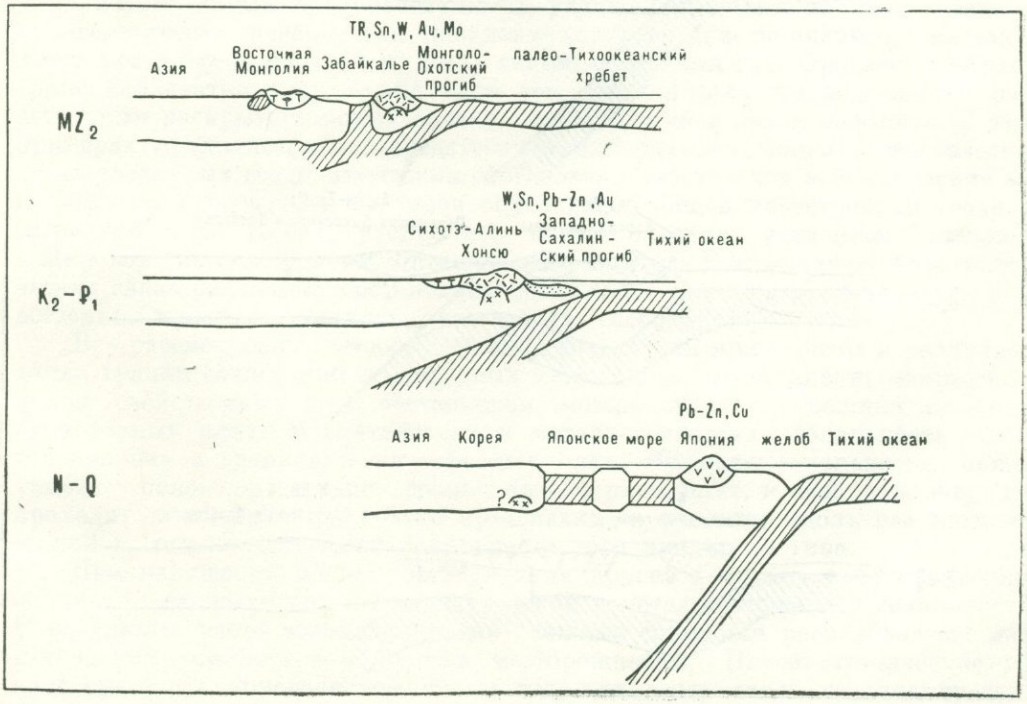
когда микроконтиненты Северного и Среднего Тянь-Шаня были, по-видимому, спаяны с Гондваной и обрамлялись с севера вулканической островной дугой. В среднем палеозое раскрылся Южно-Тяньшаньский океанический бассейн и на краю Северо-Тяньшаньского микроконтинента в позднем палеозое возникли зоны андийского типа (Срединный Тянь-Шань). В девоне продолжалось раскрытие океанического бассейна с одновременным формированием систем островных дуг. В раннем карбоне вырисовывается целая серия островных дуг, обращенных фронтальными частями в разные стороны. В позднем палеозое в ходе столкновения микроконтинентов и островных дуг вся Средняя Азия спаялась в единый континентальный блок, припаявшийся к Казахстанскому континенту. На его южной окраине, примыкавшей к палео-Тетису, возникли зоны андийского типа.

Развитие Аппалачей в раннем палеозое шло по образцу зон обдукции, затем в среднем палеозое — островодужного типа (рис. 51). Поздний палеозой был отмечен столкновением континентов.

В мезозойском развитии Восточной Азии (рис. 52) фиксируется по меньшей мере трехкратное повторение обстановок андийского типа в его сочетании с монголо-охотским типом, которые в совокупности были обусловлены надвиганием Азиатского континента на Тихий океан. Начиная со среднего кайнозоя здесь господствуют зоны островодужного типа с островными дугами и окраинными морями.

На противоположной стороне Тихого океана (рис. 53) в раннем мезозое существовали зоны островодужного типа. В результате раскрытия Северной

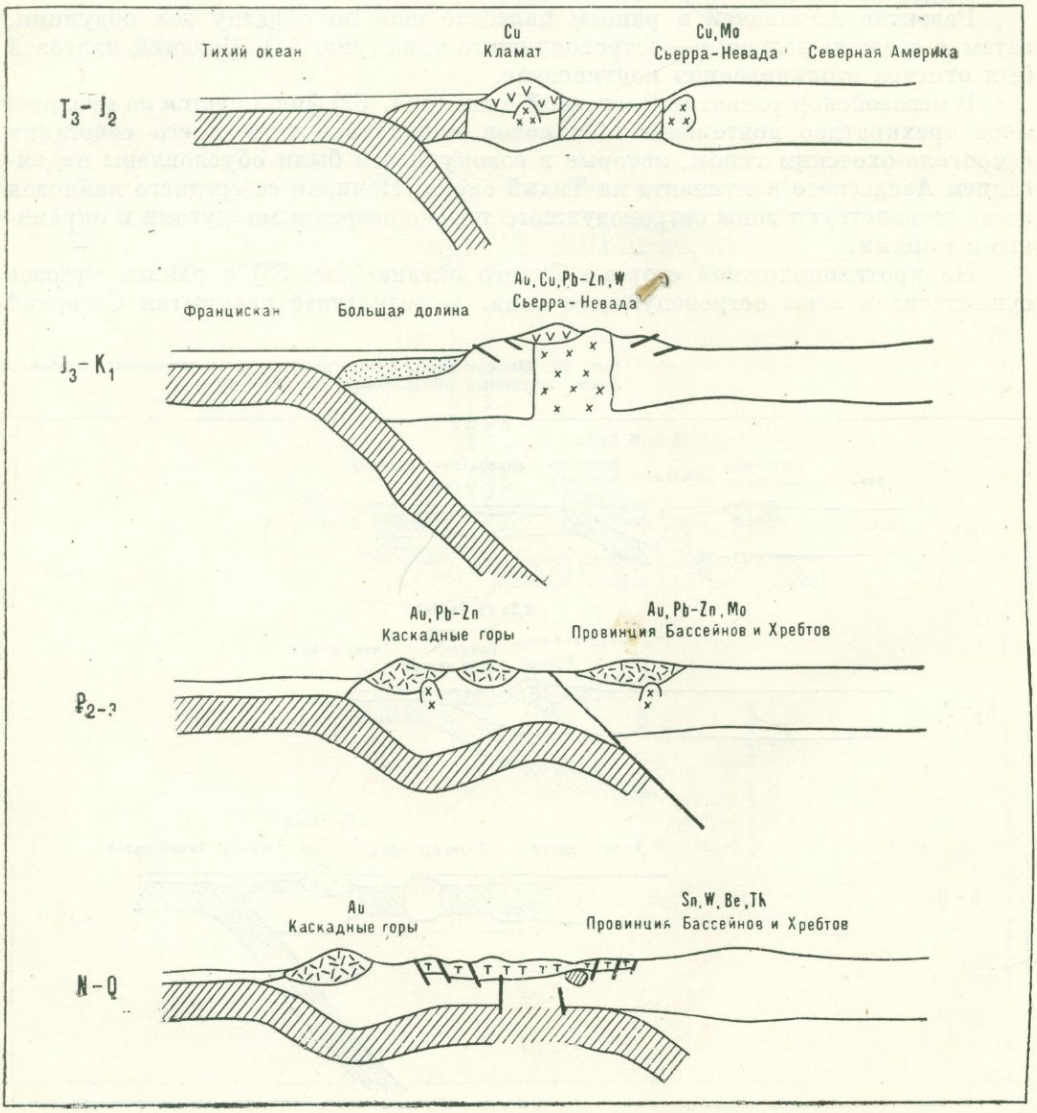
Рис. 52. Палеотектонические разрезы мезо-кайнозоя Восточной Азии. Условные обозначения см. рис. 49



Атлантики Североамериканский континент столкнулся с островной дугой (невадийская складчатость), его край нарастился и на нем возникли зоны невадийского типа. Дальнейшее движение Северной Америки на запад привело к перекрытию Восточно-Тихоокеанского поднятия, вследствие чего здесь возникла сложная обстановка трансформных зон внутри континента.

Подобным образом может быть представлено развитие любого складчатого пояса. Важно при этом в каждый этап развития выделить, так сказать, «элементарные» геодинамические обстановки и изучить их сочетания на площади. В ходе развития (во времени) происходит наложение одних обстановок на дру-

Рис. 53. Палеотектонические разрезы мезо-кайнозоя Запада Северной Америки. Условные обозначения см. рис. 49



гие. Когда на прежнем океаническом ложе возникает система островной дуги, испытывающая при столкновении складчатость и метаморфизм, а затем формируются зоны андийского типа с присущими ей континентальными вулкано-плутоническими комплексами, то общая направленность развития вполне отвечает классической схеме эволюции геосинклиналей со сменой начального магматизма синорогенным и далее субсеквентным с соответствующим переходом от собственно геосинклинального этапа развития к орогенному. Но могут быть и другие случаи. Так, формирование зон обдукции практически никогда не сменяется обстановками андийского типа: это и понятно, поскольку они обусловлены прямо противоположными процессами — соответственно поддвиганием и надвиганием континентальной плиты. В складчатых сооружениях зон обдукции поэтому всегда отсутствуют «субсеквентные» вулкано-плутонические комплексы, зато развиты краевые прогибы с их молассовым выполнением. Зоны андийского типа вообще появляются эпизодически в истории Земли, о чем уже шла речь выше. Поэтому столь обычны случаи, когда «субсеквентный» магматизм не проявлен. И, напротив, в Восточной Азии зоны андийского типа существовали длительное время в мезозое и начале кайнозоя, наложившись на совершенно различный субстрат. Обычно они считаются здесь показателями многократной тектоно-магматической активизации, часто автономной, не известно с чем связанной и какими причинами обусловленной. С рассмотренных позиций «загадочная» активизация находит простое объяснение: она обусловлена длительным надвиганием Азиатской континентальной плиты на Тихоокеанскую океаническую плиту. Заметим, что зоны андийского типа на востоке Азии сменились в кайнозое зонами островодужного типа, т. е. схема развития здесь прямо противоположна каноническому образцу.

Возможны совершенно различные сочетания элементарных обстановок в их вертикальных и горизонтальных рядах. Некоторые из них, очевидно, парагенетически связаны. Так, появление зон обдукции, по-видимому, не может иметь места без развития в их тылу систем островных дуг. Орогенез и образование складчатых сооружений типа зон столкновения сопровождается обязательным раскрытием новых океанических бассейнов путем рифтинга. В этих примерах проявляется непосредственная или региональная парагенетическая связь различных геодинамических обстановок. Вместе с тем возникновение зон андийского и невадийского типов обусловлено общей перестройкой геодинамического поля Земли, раскрытием новых океанов, усилением спрединга в Мировой системе срединно-океанических хребтов. В этом случае парагенетическая связь различных обстановок проявляется уже не в региональном, а во всеземном масштабе, являясь, так сказать, глобальной.

Все рассмотренные геодинамические обстановки приурочены к различным типам границ сочленения литосферных плит. По распространению комплексов пород, свойственных этим обстановкам, можно судить о прошлых границах литосферных плит. Магматическая и металлогеническая зональность также соподчинена с границами литосферных плит. Выявляя зональность, можно намечать положение древних границ литосферных плит, и наоборот, зная, где проходит такая граница, можно предсказывать развитие вдоль нее магматической и металлогенической зональности того или иного типа.

При наложении одних обстановок на другие происходит одновременное наложение свойственной им магматической и металлогенической зональности. В результате часто возникают очень сложные сочетания разнообразных магматических комплексов и рудных месторождений. Палеотектонические реконструкции с определением смены тех или иных типов геодинамических

обстановок дают возможность установить истинную картину распределения магматизма и металлогении в пространстве для каждого конкретного интервала времени.

Развитие любого геосинклинального складчатого пояса может быть представлено в виде эволюции океанических бассейнов от их раскрытия до закрытия и образования на их месте новой континентальной коры. В соответствии с концепцией А. В. Пейве и других [132], формирование континентальной коры проходит три главные стадии: 1) океаническую, 2) промежуточную, или переходную (когда возникают островные дуги), и 3) континентальную (отвечающую образованию «субсеквентных» вулкано-плутонических комплексов). Вместе с тем, как показывают глобальные реконструкции, в течение палеозоя и мезозоя постоянно существовали два полушария: океаническое и континентальное. Первое из них было занято Тихим океаном, который, безусловно, является очень древним, докембрийским, хотя и не обязательно первичным; по существу только с мезозоя начинается закрытие его краевых частей. Внутри же другого, существенно континентального полушария в пределах северной его половины перманентно происходило раскрытие и закрытие прогибов с океаническим типом коры. Эти бассейны сравнимы либо с рифтовыми океанами типа Атлантического, либо с системами окраинных и внутренних (средиземных) морей. Складчатые пояса возникали только на месте океанов и океанических бассейнов, располагавшихся внутри континентального полушария. В этих поясах нельзя обнаружить остатки такого океана, как Тихий.

Внутри континентального полушария реконструируются три наиболее крупных океана: 1) палео-Азиатский, существовавший с позднего докембрия до середины палеозоя, 2) палео-Атлантический, того же возрастного интервала и 3) океан Тетис, раскрывавшийся трижды — в среднем палеозое, в позднем палеозое (палео-Тетис) и в мезозое. Возможно, к позднему кайнозою относится четвертое раскрытие (нео-Тетиса) на месте современного Средиземноморья. Эти океанические бассейны были постоянно связаны друг с другом и с океаническим полушарием (Тихим океаном), то в одну, то в другую сторону от которого происходило раскрытие этих бассейнов.

На протяжении палеозоя и мезозоя основная тектоническая активность концентрировалась вдоль реконструируемых океанических бассейнов и прилежащих континентальных окраин, обнаруживая удивительную унаследованность, приуроченность к одним и тем же зонам. Океанические бассейны раскрывались и закрывались попеременно, и даже можно говорить об определенном динамическом равновесии, но, как правило, эти движения происходили по одним и тем же линеаментам, лишь несколько смещаясь в сторону. Это хорошо прослеживается в истории развития палео-Атлантики или палео-Тетиса. Происходила комбинация отдельных бассейнов или их отрезков между собой, а затем их рекомбинация. Так, на протяжении среднего и частью позднего палеозоя южный отрезок палео-Атлантики соединялся с палео-Тетисом, а в раннем палеозое палео-Атлантика составляла, видимо, единое целое с палео-Азиатским океаном. Унаследованность сказывается и в мезозое, когда вдоль прежнего палео-Тетиса, смещаясь несколько к югу от него, возник мезозойский Тетис, а вдоль палео-Атлантики (со смещением к востоку) — северная часть Атлантического океана. Тем самым можно, очевидно, предполагать существование определенной глобальной регматической сетки, к которой приспособлены все главнейшие движения, связанные с жизнью океанических бассейнов и их взаимоотношениями с континентами.

В геологической истории происходит главным образом раскрытие и закрытие океанических пространств, а сами эти движения осуществляются, так сказать, с помощью маятникового механизма. Продолжительность жизни океанического бассейна (геосинклинально-океанического цикла) от его раскрытия до закрытия равна 200—400 млн. лет. Палео-Азиатский океан существовал по крайней мере с 850 до 450 млн. лет, палео-Тетис с 450 до 250 млн. лет, палео-Атлантика с 600—650 до 400 млн. лет (эти цифры хорошо совпадают с давно уже установленной продолжительностью геотектонических циклов).

Все это не исключает, конечно, крупных перестроек, которые привели, например, к распаду Гондваны. Обзор реконструкций на протяжении практически всего фанерозоя убедительно показывает, что мезо-кайнозойский спрединг с образованием новых весьма обширных океанов на месте прежней Гондваны с раскалыванием континентов после очень продолжительного периода, в течение которого они были, казалось, спаяны прочно между собой, — явление исключительное в истории Земли и оно вполне может знаменовать собой новый этап в развитии нашей планеты [180]. Ничего похожего на распад Гондваны в геологической летописи в палеозое не обнаруживается. Не случайно именно к мезозою и кайнозою приурочены главные проявления «субсеквентного» магматизма.

ЗОНЫ БЕНЬОФА КАК МАГМО- И РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ

Геодинамические обстановки поглощаемых границ плит всегда сопровождаются зонами Беньофа (Заварицкого — Беньофа). Это бесспорно для зон островодужного и андийского типов. Зоны невадийского типа также скорее всего должны располагаться над зонами Беньофа. При столкновении континентов положение прежней зоны Беньофа маркирует остаточный офиолитовый шов. Зоны монголо-охотского типа, возникающие в результате надвигания континента на срединно-океанический хребет, возможно, также включают во внешней части какие-то аналоги зон Беньофа. Безусловный аналог этих зон обнаруживается в зонах обдукции.

Следовательно, зоны Беньофа являются определяющими структурными элементами, отражающими взаимоотношения литосферных плит между собой и обусловливающими появление в поверхностных слоях над ними магматизма и эндогенных рудных месторождений. Этот вывод недавно сформулировал В. И. Смирнов [156]. Линия выхода зоны Беньофа на поверхность является границей распространения магматизма, представляя собой, так сказать, магматический фронт. В зонах островодужного, андийского и невадийского типов линия выхода зоны Беньофа отделяет практически амагматичную в данном месте океаническую плиту, покрытую тонким слоем осадков, от области интенсивного магматизма, развивающегося на океаническом или континентальном основании. В зонах обдукции эта линия служит границей между полностью амагматичной миогеосинклинальной зоной, отвечающей окраине атлантического типа, и насыщенной магматизмом эвгеосинклинальной зоной, отвечающей океаническому бассейну с вулканической островной дугой. Выявление такого рода резких границ между амагматичными и магматичными областями в ископаемом виде, внутри сформированных складчатых сооружений, позволяет наметить положение ископаемых зон Беньофа. Дополнительным важным

критерием для этого служит полярность магматической и металлогенической зональности; в направлении погружения зон Беньофа увеличивается щелочность магматизма, а минерализация становится все более литофильной. Полярность указывает на направление падения зон Беньофа.

Констатация большой роли зон Беньофа как магмо- и рудоконтролирующих структур хотя и важна, но еще не расшифровывает глубинных процессов, обусловливающих магматическую деятельность. Зоны Беньофа сами по себе, как поверхности концентраций очагов землетрясений, являются гигантскими сколами внутри земных оболочек. Они, как мы видели, разнообразны по условиям залегания. От крутизны падения зон Беньофа зависит появление того или иного типа геодинамических обстановок: с крутопадающими связан островодужный тип, с пологопадающими — андийский. Природа процессов, связанных с активностью зон Беньофа, далеко еще неясна.

МАГМООБРАЗОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Мантийные и коровые источники магм в разных геодинамических обстановках. Магматизм срединно-океанических хребтов — их рифтовых долин и трансформных разломов — имеет безусловно мантийную природу. Это очевидно из того, что здесь развиты только ультрабазит-базитовые комплексы, отвечающие в целом предполагаемому веществу мантии, скорее всего пиролиту. Кроме того, базальты толеитовой серии комплементарны с гипербазитами [60], что говорит об их образовании из одного мантийного источника. Океанические базальты имеют низкие Sr^{87}/Sr^{86}, равные в среднем 0,7037 [177].

Во внутриконтинентальных рифтах преобладают производные мантийных магм. Это относится к базальтам толеитовой и щелочно-базальтовой серии, к большинству пород щелочной серии и к щелочно-ультраосновным комплексам с карбонатитами. Они обладают низкими значениями Sr^{87}/Sr^{86}, равными 0,7034—0,7070. Однако кислые породы бимодальных серий, как эффузивы, так и в особенности граниты (свойственные также тыловым частям зональности андийского типа), имеют преимущественно коровое происхождение. Об этом говорит их эвтектоидный состав, кроме того, трудно представить образование огромных масс кислого материала в бимодальной серии контрастного базальт-риолитового состава за счет дифференциации первичной базальтовой магмы. Вместе с тем, судя по низким значениям Sr^{87}/Sr^{86}, равным 0,7035—0,7045, какая-то часть кислых пород либо имеет мантийное происхождение, либо образовалась при участии мантийных источников. Породы известково-щелочной серии, характерные для зон островодужного типа и для внутренних зон активных окраин континентов (зоны андийского и невадийского типов), как установлено уже многими исследователями, имеют мантийное происхождение. Об этом говорит и то обстоятельство, что значения Sr^{87}/Sr^{86} в них такие же, как в океанических базальтах, — 0,7037.

Сложнее обстоит дело с происхождением гранитоидных батолитов тоналит-гранодиоритового и гранит-гранодиоритового геохимических типов, появляющихся в тех же зонах, что и известково-щелочная серия, и во многом близких к этой серии по своему химическому составу. Батолитам часто приписывается коровое происхождение. Предполагается, что при погружении мощной

толщи осадков ее нижние горизонты, попадая в области повышенной температуры, начинают плавиться, образуя в конечном счете батолиты. Они должны возникать, таким образом, на месте крупных синклинориев или других участков погружения континентальной коры. Однако в большинстве случаев батолиты занимают как раз наоборот — области поднятий. Это хорошо известное правило. Так, Невадийский батолит образовался вовсе не на месте области погружения. Крайне интересные данные по изотопам стронция и свинца (см. стр. 126) говорят о невозможности чисто корового происхождения этого батолита: отношения изотопов стронция и свинца в гранитоидах существенно другие, чем во вмещающих породах, а их значения сравнительно низкие, приближающиеся к мантийным. Совокупность геологических и геохимических материалов по Невадийскому батолиту свидетельствует о том, что он зародился либо в самых нижних частях коры, либо непосредственно в верхней мантии. Скорее всего в образовании батолитов участвовали как мантийные, так и коровые источники. Экспериментальные исследования плавления тоналитов и гранодиоритов Невадийского батолита показывают, что происхождение его можно объяснить смешиванием в низах коры мантийной габброидной магмы с анатектической гранитной [352]. Это, вероятно, подтверждается тем, что силикатная составляющая гранитоидных батолитов частично заимствуется из континентальной коры.

Интрузии диорит-монцонитового геохимического типа, появляющиеся на активных окраинах континентов, образуются, очевидно, из чисто мантийной магмы, поскольку они сохраняют постоянство состава вне зависимости от состава вмещающих пород и комплементарны с базальтами, андезитами и эклогитами [9]. Значения Sr^{87}/Sr^{86} в диорит-монцонитах сравнительно низкие, равны 0,706—0,708 [166, 242].

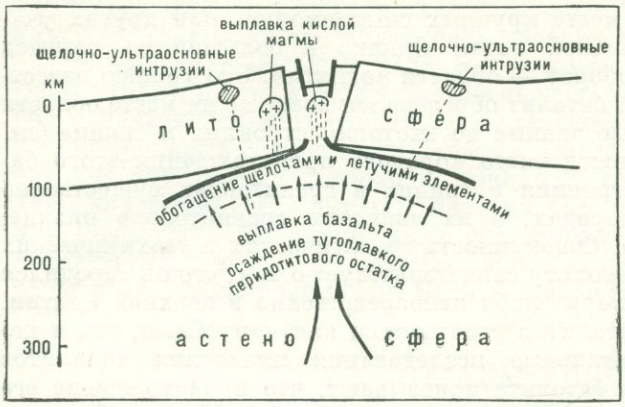
В зонах обдукции и столкновения континентов граниты возникали в результате плавления коры в тех участках, где она утолщалась в процессе скучивания сиалических масс, их вдавливания вниз, или в результате воздействия на континентальную кору повышенного теплового потока. Такими являются гранитные ядра гнейсовых куполов или гранитные батолиты в зонах метаморфизма. Участие мантийных источников здесь было незначительным.

Таким образом, исключительно мантийные магмы свойственны только системам срединно-океанических хребтов, а преобладающие коровые магмы — зонам обдукции и столкновения континентов. В остальных геодинамических обстановках магматические породы возникают за счет как мантийных, так и коровых источников. Относительно ясным представляется происхождение коровых магм зон обдукции и столкновения континентов за счет мобилизации сиалического вещества континентальной коры при метаморфизме.

Магматические комплексы. Все разнообразие серий вулканических пород и геохимических типов интрузивных пород можно разделить на две большие группы, основываясь на близости составов и парагенетических связях комплексов, входящих в состав каждой группы, а также на их постоянной пространственной ассоциации в конкретных геологических условиях.

Для первой группы, которую мы назовем базальтовой, наиболее характерны производные базальтовых магм. Она объединяет толеитовую, щелочно-базальтовую и щелочную серии, в которые входят также гипербазит-базитовые члены офиолитовых ассоциаций, щелочно-ультраосновные и щелочно-габброидные комплексы. К ней же принадлежит бимодальная вулканическая серия, содержащая большое количество пород кислого состава. Поскольку кислые вулканиты в ряде случаев (Нигерия) генетически родственны редкометальным

Рис. 54. Схема подъема и дифференциации мантийного (астеносферного) диапира



гранитам, то в первую, базальтовую группу необходимо, как это ни кажется на первый взгляд парадоксальным, отнести и эти граниты.

Вторая группа, андезитовая, или известково-щелочная, характеризуется резким преобладанием производных магм известково-щелочного состава. В нее входят вулканиты известково-щелочной серии и гранитоиды габбро-плагиогранитного, тоналит-гранодиоритового и гранит-гранодиоритового геохимических типов, а также большая часть диорит-монцонитов и латитов. Сюда же относятся граниты стандартного и литий-фтористого типов, которые связаны с гранит-гранодиоритовыми батолитами.

Комплексы первой группы, либо в совокупности, либо в отдельности, встречаются в системах срединно-океанических хребтов, во внутриконтинентальных рифтовых зонах, в тыловых частях зон андийского, монголо-охотского и островодужного типов, т. е. во всех тех участках, которым свойственны условия растяжения. Исходя из этого, можно думать, что именно геодинамические условия растяжения необходимы для появления комплексов первой группы на поверхности.

Комплексы второй группы локализуются во внутренних, близокеанических частях зон островодужного, андийского и монголо-охотского типов, а также на всей площади зон невадийского типа. Они занимают те зоны, которые отвечают условиям сжатия и которые непосредственно связаны с зонами Беньофа и идущими вдоль них процессами субдукции и поглощения плит. В связи с этим комплексы известково-щелочной группы уверенно можно считать показателем существования под ними зоны Беньофа и зон надвигания или поддвигания литосферных плит.

Происхождение магматических комплексов первой группы, формирующихся в условиях растяжения, в наиболее чистом виде возможно рассмотреть в применении к рифтовым зонам. Для рифтовых зон как будто бы бесспорным является представление об их приуроченности к восходящим струям конвекционных течений, над которыми возникают в мантии горячие точки. Поднимающуюся массу вещества можно представить в виде разуплотненного мантийного диапира (рис. 54). Суть зональности, связанной с рифтовыми зонами, как внутриконтинентальными, как и внутриокеаническими, состоит в смене слабо дифференцированного толеитового вулканизма осевых частей щелочным магматизмом по периферии. Учитывая, что толеиты подстилаются габбро и гипербазитами, составляя с ними офиолитовую ассоциацию, можно говорить о смене по латерали офиолитового магматизма щелочным. Во внутриконтинентальных рифтах, где раскрытие крайне мало, как и на южном окончании Восточно-Африканских рифтов, проявления щелочного магматизма охватывают всю ширину этих зон. К проявлениям щелочного магматизма добавляются также кислые породы бимодальной серии. Можно предполагать, что магмати-

ческая зональность здесь не только латеральная, но и вертикальная: породы щелочной и бимодальной серии как бы «шапкой» покрывают сверху офиолиты. Офиолиты и их верхняя часть — толеиты — выступают на поверхность только при достаточном раскрытии рифтовой зоны.

Очевидно, первичный мантийный диапир имел усредненный состав, отвечающий суммарному составу конечных магматических продуктов мантийного генезиса (т. е. без учета проявлений кислого магматизма). Для офиолитов вполне пригодна пиролитовая модель А. Рингвуда и Д. Грина. Общий состав мантийного диапира должен, по-видимому, отвечать щелочному пиролиту. Показателями состава первичного материала мантийного диапира являются скорее всего ультраосновные щелочные интрузии [184]. При подъеме диапира его верхняя часть обогащается более легкоплавкими щелочными и другими литофильными элементами, а также летучими. Это обогащение идет за счет дифференциации вещества диапира скорее всего по механизму зонной плавки, по А. П. Виноградову. Соответственно нижние части диапира обедняются щелочами. Над диапиром в перекрывающей его литосферной плите возникает вздутие в виде свода, предшествующего рифтообразованию. По-видимому, у подошвы литосферы диапир останавливается и в верхней его части обосабливается оболочка, насыщенная щелочами. В ней возникают магматические очаги в результате частичного плавления вещества верхней оболочки диапира. Надо полагать, что степень частичного плавления была незначительной (около 10%), что обуславливало накопление в выплавках щелочных элементов [55]. Глубина подошвы литосферы, равная 100 км, отвечает условиям выплавки щелочных и щелочно-базальтовых магм [74]. Из этой оболочки вверх поступали отщепления, питавшие вулканические извержения и интрузии щелочного состава. По мере подъема в промежуточных очагах могла происходить дальнейшая дифференциация щелочных магм, что обусловило большое разнообразие петрографических типов щелочных пород рифтовых зон.

В перекрывающей диапир континентальной литосфере под воздействием теплового потока и потока литофильных и летучих элементов (трансмагматических потоков Д. С. Коржинского), отщепляющихся от диапира, возникали местные очаги плавления с образованием существенно эвтектических магм гранитного состава. Поскольку в этих выплавках принимают участие и щелочные компоненты, то выплавляемые магмы иногда обогащаются щелочами, давая породы агпаитового типа, и этот процесс может быть назван щелочным палингенезом [52]. К щелочной «шапке» диапира добавляется еще более верхняя кислая палингенная оболочка.

В результате одновременного поступления на поверхность щелочных выплавок с диапира и кислых коровых выплавок возникают бимодальные серии, причем обычны случаи более ранних излияний кислого состава. Низкие значения Sr^{87}/Sr^{86} при аномально низких содержаниях Sr в кислых породах бимодальной серии, видимо, обусловлены мантийным источником редких литофильных элементов (Sr, Rb, K, Ba) в этих породах.

Если не происходит раскрытие рифта, т. е. если давление диапира не способно вызвать полный раскол литосферной плиты и раздвижение ее сегментов в стороны, формирование щелочных и бимодальных серий может продолжаться длительное время (Восточно-Африканские рифты).

Если происходит раскрытие рифта, то давление на поверхности диапира падает и его вещество начинает подниматься вверх, заполняя образовавшуюся щель. Одновременно в поднимающейся пластине начинается массовая выплавка базальтов; процесс идет на глубинах 30—60 км, а процент выплавления

базальтов может достигать 20—30%. Эти условия отвечают выплавке из пиролита толеитового базальта [55]. Отв озникших магматических очагов вверх внедряются серии параллельных даек (sheeted dykes), питавших подводные вулканические извержения толеитового состава. Одновременно к первичному гипербазитовому реститу добавлялись пироксениты и габбро. Последующая серпентинизация и разуплотнение гипербазитов способствовали их подъему. При быстром раскрытии рифта, когда диапир не задерживается у подошвы литосферы, не образуется ни устойчивой верхней щелочной оболочки, ни коровых выплавок. Это, видимо, свойственно быстрому раскрытию отдельных частей Атлантического и Индийского океанов.

Происхождение магматических комплексов второй, известково-щелочной группы, возникающей над зонами Беньофа, обычно связывается, в соответствии с концепцией тектоники плит, с переплавлением погружающейся пластины океанической литосферы. В связи с тем что комплексы известково-щелочной группы приурочены к зонам сжатия, можно предполагать, что их образование происходит в условиях высокого тектонического (стрессового) давления, превышающего гидростатическое и способствовавшего фазовым переходам. Процессы субдукции и поглощения литосферы, идущие вдоль зоны Беньофа, исключают возможность формирования известково-щелочных магм за счет «первичных» мантийных диапиров, как в рифтовых зонах. Поэтому выплавка известково-щелочной магмы должна осуществляться как из материала погружающейся океанической плиты, так и из перекрывающей его литосферы, т. е. из вещества литосферы обеих взаимодействующих плит, преимущественно из пород габбро-базальтового состава. Эти два обстоятельства — высокое тектоническое давление и плавление литосферного вещества — представляют, очевидно, необходимые условия для образования пород известково-щелочных серий, которые следует учитывать при выяснении их генезиса.

Весьма обоснованными представляются данные А. Рингвуда и Д. Грина [55] о выплавке известково-щелочных пород из кварцевого эклогита как наиболее легкоплавкого состава в обстановке высоких давлений. Все это хорошо увязывается с отмеченными условиями известково-щелочной группы, при которых происходит переход базальта и габбро в эклогиты, а он наиболее легко осуществляется при высоких давлениях [14, 55]. В соответствии с этим выплавка пород известково-щелочных серий идет за счет базальтового слоя коры, погруженного в мантию, т. е. практически за счет вещества литосферы. Кроме того, в процессе эклогитизации, как показано Б. Г. Лутцем [107], идет интенсивное выделение Na_2O и SiO_2, которые могут вызывать натровый метасоматоз. Вместе с тем хорошо известно, что в вулканитах островных дуг по существу отсутствуют включения эклогитов. Поэтому эклогитовая модель должна приниматься с большой осторожностью. Возможны и другие варианты, в частности, непосредственное плавление габбрового или габбро-пироксенитового материала погружающейся океанической плиты без промежуточной его трансформации в эклогит.

Наиболее сложным представляется определение источника тепла, необходимого для их выплавки. Концепция тектоники плит этот источник видит в разогреве вещества за счет трения погружающейся литосферной плиты. Уже отмечалось выше, что энергетическая сторона процесса субдукции является слабо разработанной и что за счет одного трения вряд ли возможно получить все тепло, потребное для выплавки пород известково-щелочной серии. Поэтому, очевидно, существовал дополнительный источник тепла за счет конвективных струй, направленных от континента навстречу поддвигающейся плите. Природа

таких конвективных струй может быть различной: они либо связаны с основной ветвью конвекционного потока в астеносфере, несущего на себе литосферную плиту, либо с какими то новыми ветвями. Часто происхождение такого рода побочных ветвей в виде образования мелких ячеек вторичной конвекции объясняется как результат «закручивания» маловязкого астеносферного вещества в клине между зоной Беньофа и подошвой литосферы под воздействием схождения и движения вниз двух нисходящих потоков главных конвекционных ячеек. В нашу задачу не входит подробное обсуждение этой проблемы, важно лишь отметить, что по геологическим данным необходим дополнительный, по сравнению с теплотой трения, привнос тепла для образования пород известково-щелочной серии.

В конкретных геодинамических обстановках магматические комплексы двух рассмотренных групп либо распространены по отдельности, либо встречаются совместно.

Рифтовым зонам, как океаническим, так и внутриконтинентальным, свойственна только первая, «базальтовая» группа (включающая в слабо раскрывающихся внутриконтинентальных рифтах бимодальную серию и редкометальные граниты). Это отвечает формированию рифтовых зон в условиях растяжения. Напротив, в зонах невадийского типа распространены только комплексы известково-щелочной группы. Как мы видели, эти зоны возникают в условиях сжатия.

В других геодинамических обстановках магматические комплексы обеих групп сосуществуют совместно, отражая сосуществование условий сжатия и растяжения в разных зонах. Так, очень ярко это сосуществование проявлено в зонах монголо-охотского типа, в которых во фронтальных частях развиты породы известково-щелочной серии, возникшие за счет надвигания континентальной плиты на океаническую, а в тыловой — комплексы «базальтовой» группы, формирующиеся над зоной «наведенного» рифтинга, т. е. по существу над мантийным диапиром.

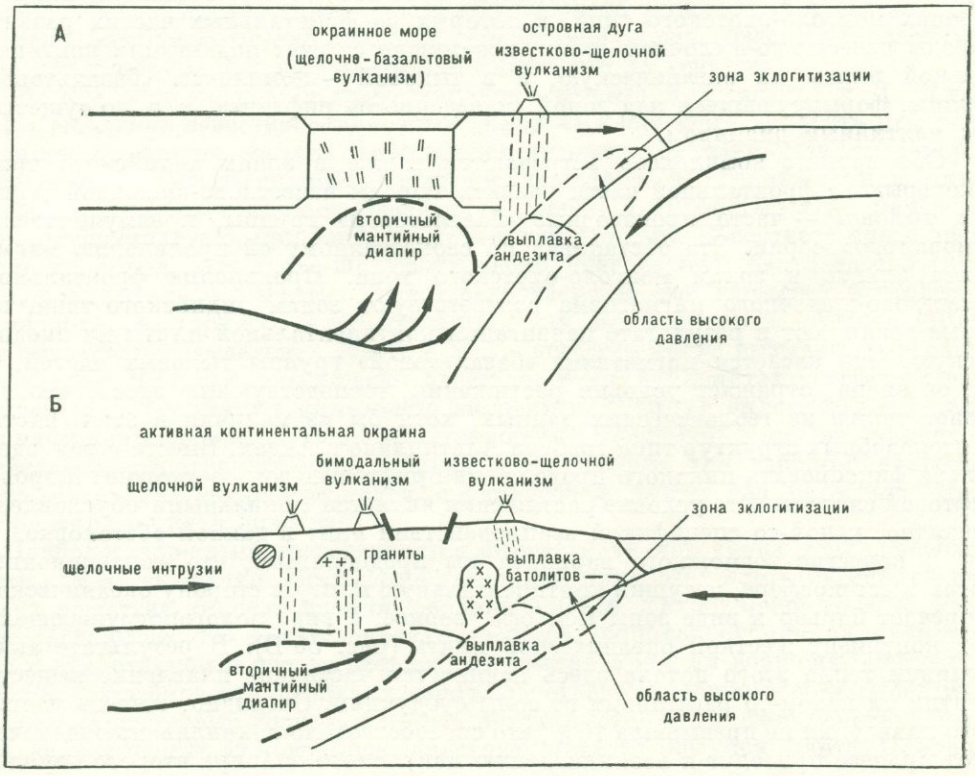
Обе группы комплексов встречаются также в зонах андийского типа, в которых во фронтальной части развиты породы известково-щелочной серии, а в тыловой — часто производные «базальтовой» группы, преимущественно бимодальной серии. Эта обстановка по свойственному ей проявлению магматизма близка к зонам монголо-охотского типа. Проявления фронтального известково-щелочного магматизма соответствуют зонам андийского типа, которые возникают в результате надвигания континентальной плиты на океаническую. Что касается магматизма «базальтовой» группы тыловых частей, то он, очевидно, отражает условия растяжения, господствующие здесь, что вытекает также из геологических данных, хотя бы из наличия в этих частях рифтоподобных структур типа грабена Альтиплано в Андах. Вместе с тем здесь нельзя фиксировать никакого продолжения рифтовых зон со стороны Мировой рифтовой системы. Это условие растяжения является локальными обусловлено, очевидно, какой-то спецификой взаимодействия плит в данной обстановке.

В качестве возможного варианта мы предполагаем, что конвекционный поток в астеносфере, несущий континентальную плиту в сторону океанической, встречает барьер в виде зоны Беньофа, вернее, в виде пологопогружающейся под континент жесткой океанической плиты (рис. 55 Б). В результате аккумуляции тепла этого потока здесь начинается частичное плавление вещества мантии на каком-то расстоянии от зоны субдукции. Очевидно, степень частичного плавления не превышала 10%, что способствовало накапливанию щелочей. Этот процесс приводит к возникновению мантийного диапира второго порядка.

Учитывая залегание этого диапира в остром углу между континентальной плитой и погруженной океанической плитой, он должен быть ассиметричным и иметь каплевидную форму, утолщенную в тыловой части. К тому же он поднимается не вертикально, а наклонно, параллельно зоне Беньофа. Вследствие этого щелочные и летучие элементы накапливаются в максимальной концентрации в тыловой утолщенной части диапира; над последней происходят наибольшие выплавки в континентальной коре. Первичной асимметрией диапира обуславливается асимметрия магматической (и металлогенической) зональности андийского типа с развитием щелочных пород по периферии магматического ареала. Величина растяжения (рифтинга) связанного с этим вторичным диапиром, никогда не бывает значительной, поэтому нигде не происходит полного раскалывания континентальной плиты и раскрытия крупных рифтовых долин. Вот почему в зонах андийского типа пока не известны породы толеитовой серии, характерные для осевых частей раскрывшихся рифтов. Величина растяжения, по-видимому, настолько невелика, что в ископаемом состоянии мы часто не можем даже обнаружить остатков рифтовых долин, подобных Альтиплано.

В зонах островодужного типа также сосуществуют комплексы обеих групп. Известково-щелочные комплексы сконцентрированы преимущественно

Рис. 55. Формирование магм в зонах островодужного (А) и андийского (Б) типов



во фронтальной части, в вулканических дугах, фиксируя собой явления субдукции. Кроме того, они известны (особенно в ископаемом состоянии) в тыловых частях, уже на континентальной окраине, позади реконструируемых окраинных морей. Очевидно, их появление здесь также обусловлено условиями сжатия. Комплексы «базальтовой» группы приурочены к океаническим котловинам окраинных морей. Примечательно, что для них, в общем, не типична бимодальная серия и, тем более, нет редкометальных гранитов. Базальтовые комплексы представлены производными в основном щелочно-базальтовой серии. Их образование коррелятивно связано с раскрытием, в условиях растяжения, субокеанических котловин в тылу островных дуг (см. рис. 55 А). Появление условий растяжения в тылу островных дуг и создание там субокеанических котловин, по-видимому, справедливо объясняется многими исследователями наличием под ними вторичного мантийного диапира. Природа этого диапира трактуется различно, и мы не находим возможным связать его образование с разогревом мантийного вещества только в результате трения вдоль зон Беньофа. Более вероятным представляется механизм, в соответствии с которым диапир возникает на упоминавшихся выше побочных завихрениях конвекционных потоков в астеносфере, когда главный поток, идущий со стороны континента, встречает препятствие в виде крутопадающей зоны Беньофа. Из геологических данных следует, что раскрытие субокеанических котловин в тылу островных дуг происходит в сравнительно короткий промежуток времени, причем синхронно с этим в тылу котловины часто возникают покровно-складчатые структуры (например Средиземноморье или кайнозойская складчатость по обрамлению котловины Зондского архипелага). Вероятно, длительность существования и активность мантийных диапиров под котловинами также сравнительно кратковременна, но сами процессы плавления вещества мантии были весьма интенсивными. Видимо, степень плавления вещества была значительно больше, чем в подобных диапирах в зонах андийского типа, достигая 20%. Это обусловило выплавку преимущественно щелочно-базальтовой магмы, но не могло обеспечить (хотя бы из-за короткого времени) накопления щелочных и литофильных элементов.

Из всего сказанного выше также следует, что между обстановками, связанными с поддвиганием или надвиганием различных плит, т. е. с существованием зон Беньофа (островодужного, невадийского, андийского и других типов), могут обнаруживаться постепенные переходы и образовываться, так сказать, промежуточные остановки. Это зависит от угла наклона зоны Беньофа и направления и скорости движения литосферных плит; в каждом конкретном случае эти параметры подлежат детальному анализу.

О роли мантийных источников рудного вещества. Основываясь на анализе геодинамических обстановок, можно высказать некоторые соображения об источнике рудного вещества эндогенных месторождений, приуроченных к границам литосферных плит. Обычно различают три главных источника рудных элементов: мантийный, ассимиляционный (коровый) и инфильтрационный [155]. Безусловно, все эти три источника существуют в природе и всем им принадлежит существенная роль в формировании рудных залежей. Хотелось бы подчеркнуть большое значение мантийных, ювенильных источников. Для халькофильных месторождений, связанных с производными базальтовой и известково-щелочной магмы, т. е. для таких из них, как медно-порфировые, медно-полиметаллические колчеданные, хромитовые, платиновые, иногда золоторудные, медно-молибденовые, является доказанным ювенильный, мантийный источник рудного вещества. Сложнее обстоит дело с месторождениями литофильных элементов —

олова, вольфрама, тантала-ниобия и других, связанных с гранитоидами. Обычно считается, что эти элементы имеют чисто коровое происхождение и заимствуются, ассимилируются при выплаве гранитной магмы из континентальной коры. Во многих случаях такой процесс действительно имеет место. Но существуют геологические и геохимические данные, свидетельствующие о поступлении литофильных элементов также и из мантийных источников.

Из геологических данных наиболее важно то обстоятельство, что размещение в пространстве структурно-магматических и металлогенических зон подчинено только границам прошлых литосферных плит и практически не зависит от состава и тектонической структуры вмещающей среды. Безусловно, особенности состава магматических пород и формационный тип месторождений в какой-то мере зависит от вмещающих пород: в терригенных породах, например, возникают обычно кварцево-жильные и грейзеновые месторождения олова и вольфрама, а в карбонатных — скарновые. Равным образом детали структуры контролируют внедрение гранитоидов и определяют положение рудных узлов. Но ни состав субстрата, ни его тектоническая структура не обуславливают появление самой магматической и металлогенической зональности того или иного типа. Различные геодинамические обстановки могут формироваться на фундаменте древних платформ, на срединных массивах, на различных более древних складчатых сооружениях, на предшествующих эвгеосинклинальных зонах, на полях развития терригенных пород, на карбонатных платформенных чехлах и т. д. Во всех случаях состав магматических продуктов и появление самих рудных компонентов определяются только принадлежностью данной территории к тому или иному типу геодинамических обстановок и ее положением по отношению к активным границам литосферных плит, прежде всего активным континентальным окраинам данной эпохи. Уже это одно позволяет предполагать большую роль ювенильного, мантийного вещества в образовании как самих магматических пород, так и связанных с ними рудных компонентов, даже таких типично литофильных, как олово и вольфрам.

Материалы по геохимическим данным, касающиеся мантийного источника рудного вещества, в частности олова, подробно рассмотрены В. Л. Барсуковым и Л. В. Дмитриевым [9]. Отмечены существенные различия в содержании ряда рудных элементов, в первую очередь олова, с одной стороны, в породах, которые могут представлять собой слабо дифференцированное вещество мантии: в глубинных кимберлитах, а также в лерцолитах срединно-океанических хребтов, а с другой — в гипербазитовом рестите, в альпинотипных дунитах. Установлено, что в первых из них содержания этих элементов иногда на порядок выше, чем во вторых. Согласно же Б. Г. Лутцу [109], глубинные включения содержат значительно больше некогерентных редких элементов, чем дуниты. Тот же результат дает сравнение содержания этих элементов в каменных метеоритах и дунитах, по А. П. Виноградову [31]. В кислых разностях бимодальной серии обращают на себя внимание часто крайне низкие значения Sr^{87}/Sr^{86}, равные 0,7029—0,7050 [264], и одновременно аномально низкие содержания Sr (не выше 10 г/т). Известно, что при кислых эвтектических выплавках стронций не попадает в расплав, оставаясь в твердой фазе. Возможно, стронций с его низкими мантийными значениями изотопных отношений поступал из мантии. Поэтому, если силикатная составляющая гранитоидов может полностью или частично заимствоваться из коры, то геохимическая специализация, определяющая тип гранитоидов, по-видимому, во многом обусловлена мантийными источниками. Равным образом ювенильное происхождение могут иметь рудные элементы литофильной группы.

Учитывая наличие двух групп мантийных магм, формирующихся при разных геодинамических условиях, можно предполагать и различный способ высвобождения из мантии рудного вещества. В случае генерации магм «базальтовой» группы рудные элементы должны скапливаться в верхней оболочке мантийного диапира, поступая в нее как за счет дифференциации вещества диапира, так, возможно, за счет мобилизации из нижних частей коры, и отсюда уже поступать в ее верхние части. В случае генерации магм известково-щелочной группы рудные элементы вместе с магмой поступают в результате переработки вещества литосферы в зоны субдукции, в связи с чем большее значение приобретает высвобождение рудных элементов при различных твердофазовых переходах.

О ранней истории Земли

Все выводы, сделанные выше и касающиеся различных геодинамических обстановок, определяющих формирование Земли, основываются только на материалах по изучению позднедокембрийских и фанерозойских геологических комплексов. Возникает вопрос, можно ли распространять эти выводы на более ранние, архейско-протерозойские этапы развития Земли, т. е. существовали ли тогда те же геодинамические обстановки, что и в фанерозое, и действовал ли тот же механизм тектоники плит. Вопрос о геодинамических обстановках ранних периодов жизни Земли в настоящее время не может быть рассмотрен с необходимой полнотой как из-за сложности этой проблемы, так и из-за отсутствия какой-либо информации о древнейших геологических образованиях океанического полушария.

Необходимо констатировать, что главные массы реально существующей в настоящее время континентальной коры были созданы в раннедокембрийские периоды, до 1600—1700 млн. лет. Известно, что в фанерозое и позднем докембрии (рифее) происходило латеральное наращивание континентов за счет присоединения к ним складчатых поясов. Однако, как показывают подсчеты, общий объем континентальной коры, образовавшейся после завершения архейско-протерозойского (дорифейского) этапа, составляет всего около 1/10 современных континентов. В составе приращенной к первичным кратонам континентальной коры существенное место занимают продукты размыва континентов, которые скапливались в океанических бассейнах (на континентальном подножии и на других участках) и в последующем, подвергаясь складчатости и метаморфизму, вновь присоединялись к кратонам. Следовательно, объем коры, наращенной в позднем докембрии и фанерозое, вероятно, был даже меньше 1/10. Таким образом, специфика ранней истории Земли состоит прежде всего в том, что должны были действовать какие-то процессы, приведшие к массовому образованию континентальной коры.

На ранних этапах развития Земли в пределах древних щитов были сформированы структуры двух основных групп. Первая группа представлена древнейшими гранито-гнейсовыми и чарнокитовыми комплексами, имеющими мало общего с геосинклинальными фанерозойскими образованиями. Вторая группа объединяет структурные зоны, имеющие достаточно много общего с геосинклинальными сооружениями фанерозоя; она получила название «зеленокаменных» поясов, или структур киватинского типа. И те и другие входят в состав фундамента древних платформ.

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ И ЧАРНОКИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Гранито-гнейсовые и чарнокитовые комплексы фундамента древних платформ представляют собой древнейшие образования континентальной земной коры, обнажающиеся в пределах современных материков. Структура этих комплексов

оказывается весьма сходной во всех известных районах распространения древнейших толщ и отличной от складчатых дислокаций более молодых подвижных зон. Они развиты на всех континентах, слагая значительные их площади. Породы этих комплексов подверглись неоднократному метаморфизму и гранитизации. Несмотря на это, получены доказательства их очень древнего возраста, во всяком случае более древнего, чем зеленокаменные пояса.

Рассмотрим несколько региональных примеров тектонического строения областей развития древнейших комплексов континентальной земной коры. Давно замечено, что породы древнейшего возраста встречаются среди гранулит-базитов (чарнокитовых), гранито-гнейсовых и мигматитовых комплексов, подвергшихся значительной позднейшей переработке и, вполне возможно, содержащих еще более древние компоненты, «реликтовые датировки» которых пока не получены. Так, толща осадочных пород шамвайской серии и серий Фиг-Три и Мудис в горах Барбертон Родезии прорывается гранитами Каап-Вааль с возрастом 3310 ± 40 млн. лет и залегает на кислых вулканитах верхних горизонтов серии Онвервахт, имеющих возраст 3400 млн. лет. Это позволяет датировать основание серии Фиг-Три примерно в 3350 млн. лет. Состав обломочного материала в породах серии Фиг-Три, по данным К. С. Конди и других [226], характеризуется преобладанием кремнистых, кислых вулканогенных пород, а также материала гранитно-метаморфических образований (микроклин, кварц, обломки гранитов). Выше по разрезу в песчаниках снижается количество обломков вулканических пород, уменьшается содержание Ti, Zr, Na и отношение Na/K, и в то же время увеличивается количество обломков гранитных и метаморфических пород (в конгломератах Мудис количество галек гранитов достигает 2,5%), растет содержание Cu, Sr, K, Ba, Rb. Изучение текстурных особенностей пород свидетельствует о небольших расстояниях переноса обломочного материала. Эти данные убедительно показывают, что в пределах размываемой суши были широко развиты вулканогенные и гранито-гнейсовые породы, причем со временем эрозия все больше захватывала метаморфические комплексы и граниты, т. е. скорее всего размыву подвергался гнейсовый фундамент Родезии и Свазиленда. Граниты из галек базальных конгломератов серии Мудис обогащены калием, а их возраст определен в 4100 млн. лет [196].

Для пород древнейшего гнейсового комплекса Свазиленда, который являлся областью размыва, рубидий-стронциевым методом получена изохрона 3340 млн. лет, а уран-свинцовым методом — возраст 3360 ± 100 млн. лет. Все эти величины близки к возрасту основания серии Мудис и, видимо, не показывают время образования первичных пород, подвергшихся метаморфизму и гранитизации. В составе комплекса фундамента преобладают биотит-роговообманковые гнейсы гранодиоритового или тоналитового состава, среди которых заключены линзы амфиболитов и перидотитов (рассматриваемых как метаморфизованные магматические породы основного и ультраосновного состава), а также кварциты, железистые кварциты, диопсидовые гранулиты, кордиеритовые, гранатовые и куммингтонит-антофиллит-кордиеритовые гнейсы.

В Родезии комплекс фундамента (древнее серии Себаква) представлен мигматитами, железистыми кварцитами, основными и ультраосновными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Вслед за С. В. Стоувом [387], Дж. Т. Уилсон [406] на основании изучения древнейшего фундамента Родезии пришел к выводу, что породы, относимые к серии Себаква, частично принадлежат к комплексу зеленокаменных поясов. В самых нижних горизонтах осадочных пород, залегающих среди вулканоген-

ных комплексов зеленокаменных поясов, имеются обломочный материал гранито-гнейсового состава (с натровой специализацией) и обломки супракрустальных осадочных пород. Это несомненно указывает на наличие древнего сиалического основания, существовавшего в то время, когда формировались последовательно все толщи зеленокаменных поясов. Складчатость и ультраметаморфизм в породах древнейшего основания (с меридиональной ориентацией структур) имели место более чем 3000 млн. лет назад. Из первичных пород, подвергшихся ультраметаморфизму, обычно сохраняются лишь наиболее устойчивые к гранитизации железистые кварциты, базиты и гипербазиты. Судя по составу обломочного материала в сериях Мудис и Фиг-Три, в составе протокоры должны также присутствовать натровые, реже калиевые граниты.

Среди древнейших образований Алданского щита выделяются отложения курультино-гонамского и иенгрского комплексов, в составе которых преобладают основные кристаллические сланцы, биотитовые, амфиболовые и биотит-гиперстеновые гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы, кварциты, корундовые породы и мраморы. Возраст пород иенгрского комплекса определяется в 3200—3500 млн. лет. Для нижних горизонтов курультино-гонамского комплекса определен возраст в 4500 млн. лет. Предполагается, что основные кристаллические сланцы возникли в результате метаморфизма вулканитов основного состава, а также базитов и гипербазитов. Появляющиеся выше по разрезу высокоглиноземистые породы, кварциты и мраморы представляют собой метаморфизованные кислые магматические продукты и осадочные породы высокой степени дифференциации (возможно, частично переотложенный материал кор выветривания). Наличие группы более или менее изометричных положительных структур рассматривается как свидетельство отсутствия линейных горизонтальных напряжений во время образования первичной континентальной коры (в том числе базитового фундамента) в катархейское и архейское время [95].

Для кристаллического фундамента Индийской платформы (рис. 56) в настоящее время целым рядом исследователей доказано, что дарварские отложения зеленокаменных поясов не являются древнейшим комплексом архея, а занимают более высокое стратиграфическое положение, чем гнейсы основания. В составе додарварского основания выделяются гранито-гнейсовые и чарнокитовые комплексы, которые являются гетерогенными и сложены образованиями различной природы и возраста [118]. Гетерогенность возраста комплекса «гнейсов полуострова», так же как и чарнокитовой серии Восточных Гат и крайнего юга Индостана, выражается в том, что для этих образований получены определения возраста как большие, чем 3000 млн. лет, так и меньшие чем 2600 млн. лет. Так, возраст древнейших гнейсов чарнокитового района Коимбатора определен в 3065 $\pm$ 75 млн. лет, а промежуточных чарнокитов Нилгири в 3130—3205 млн. лет [228]. Следовательно, современные геохронологические данные вполне определенно указывают на более древний возраст метаморфических комплексов чарнокитового пояса относительно дарварских образований. Однако, поскольку в состав комплексов чарнокитовых поясов и «гнейсов полуострова» входят и многочисленные мигматито-плутоны разнообразных последарварских гранитов, имеющих возраст от 2600 до 2380 млн. лет и даже до 2100 млн. лет, геохронологические исследования обычно с трудом преодолевают барьер этой позднеархейской — раннепротерозойской эпохи массовой гранитизации и метаморфизма. Известные единичные наиболее древние определения возраста гнейсов в 2912, в 3260 млн. лет и даже в 3765 млн. лет [228], свидетельствуют о возможности получения «реликтовых датировок» древ-

нейших пород, входящих в состав гранито-гнейсового комплекса «гнейсов полуострова». Нижние горизонты этого комплекса, залегающие ниже монотонной гнейсовой толщи, отвечают пестрой по составу толще чарнокитовых гнейсов, основных кристаллосланцев, кварцитов и железистых кварцитов, высокоглиноземистых и графитовых гнейсов, мраморов, образовавшейся, видимо, за счет осадочных и вулканогенных пород основного состава [62].

Близкие взаимоотношения раннедокембрийских комплексов наблюдаются в пределах Западно-Австралийского щита (см. рис. 56). Гнейсы массива Йелгарн, слагающие серию овоидных структур, представляют собой в значительной части наиболее древние образования, на что указывают определения возраста от 2900 до 3300 млн. лет [225]. Однако для пород чарнокитового пояса Нортомптон — Луин-Фрезер большинство известных определений указывает на возраст более молодых эпох метаморфизма и пегматитообразования: 1100—1200, 970—1040, 680—750, 560—590, 450—560 млн. лет, а для гранулитов хр. Фрезер — 1328 млн. лет. Эти данные могут свидетельствовать или действительно о более молодом возрасте пород чарнокитового пояса по сравнению

Рис. 56. Схема строения фундамента Индостанского (А) и Западно-Австралийского (Б) щитов

1 — овоидные структуры в гранито-гнейсовом комплексе; *2* — чарнокитовый пояс; *3* — зеленокаменные пояса и другие раннедокембрийские прогибы; *4* — разрывные нарушения; *5* — простирания структур в чарнокитовом поясе

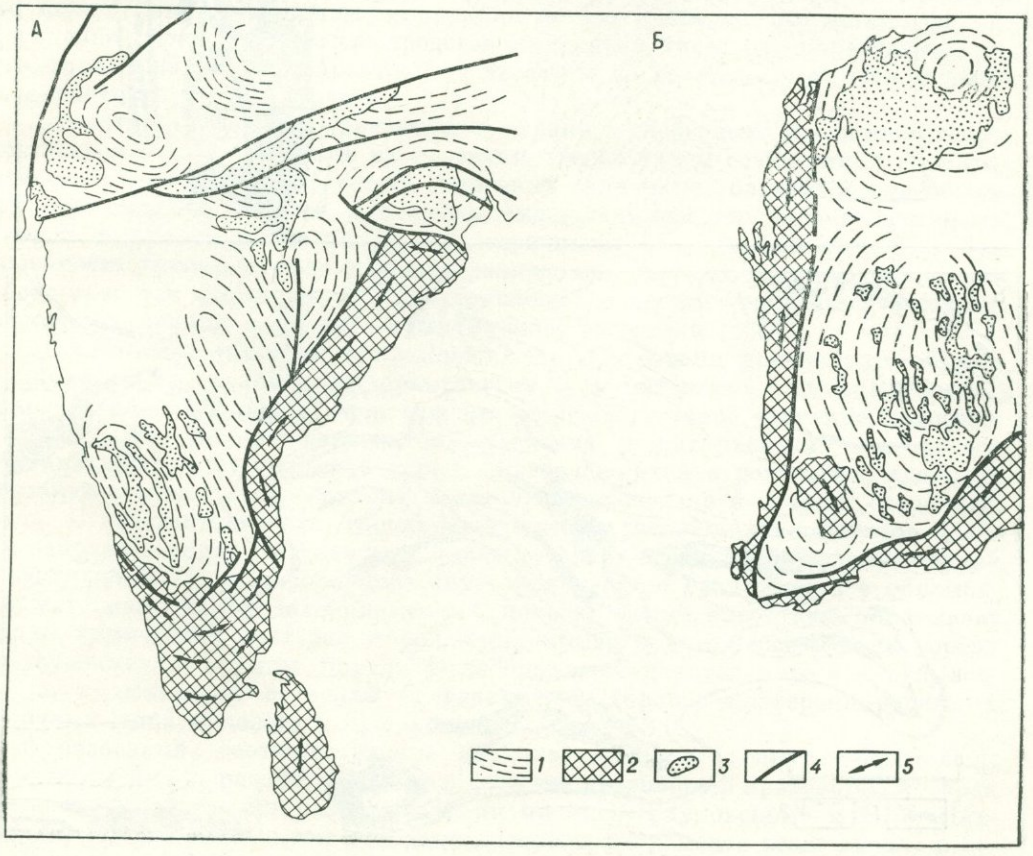


Рис. 57. Схематические карты складчатых структур гранито-гнейсовых комплексов: А — Западной Гренландии (по Б. Уингли, 1969 г.), Б — Южной Африки (по М. и Р. Вилджоен, 1973 г.)

1 — амфиболиты и кварциты; *2* — гнейсы

с гнейсовыми комплексами Йелгарн и зеленокаменным комплексом Калгурли, или же о наложении процессов глубокой переработки и «омоложения» на древние породы [198]. Имея в виду хорошо известное сходство геологического строения чарнокитовых поясов Австралии и Индии, особенно важное в свете проблем дрифта континентов, вторая трактовка представляется геологически более оправданной.

В пределах архейского кристаллического фундамента Восточно-Антарктического щита имеет широкое распространение пестрый комплекс метаморфических пород гранулитовой фации, включающий чарнокиты и эндербиты. Возраст эндербитов и основных кристаллических сланцев был недавно определен свинцово-изохронным методом в 3700 ± 200 млн. лет, что позволяет определить время их образования и метаморфизма в 4000 млн. лет [161]. Первичный состав древнейшего — нейпирского комплекса Земли Эндерби отвечает вулканогенной андезит-базальтовой толще. По составу, характеру метаморфизма и возрасту эти толщи хорошо сопоставимы с древнейшими комплексами Балтийского, Алданского и Индостанского щитов.

В Северной Америке близкие данные получены, например, для древнейших гранито-гнейсов (возраст, определенный рубидий-стронциевым методом по валовым пробам, 3550 млн. лет) долины р. Миннесота.

В Западной Гренландии в районе Годхаб, по В. Р. Мак-Грэгору [311], наиболее древние породы имеют возраст около 3700—3800 млн. лет, причем это может быть не время формирования пород, а возраст их метаморфизма. Древнейшие гнейсы Амисток представляют собой типичные полосчатые гранито-гнейсы. Их состав варьирует от диоритов до гранитов, причем калиевые разновидности весьма обычны.

Структурные формы древнейших гранито-гнейсовых и чарнокитовых комплексов во всех областях их развития представлены сочетаниями гранито-гнейсовых куполов (или крупных гнейсовых складчатых овалов) и чашеобразных синклиналей с более или менее выдержанными линейными системами складок в промежутках между изометричными структурами (рис. 57). Эти особенности тектонического строения раннедокембрийских комплексов явились основанием для формирования представлений о гранито-гнейсовых куполах, складчатых овалах и об эпохе нелинейной тектоники [366].

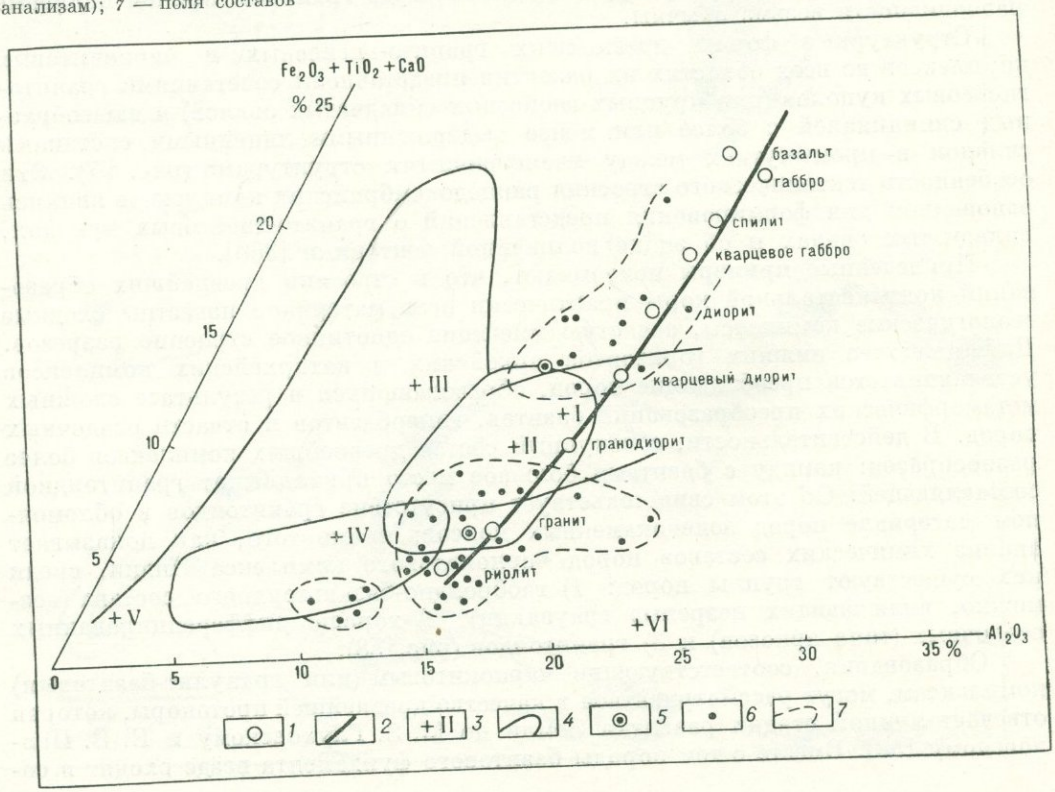
Приведенные примеры показывают, что в строении древнейших образований континентальной коры практически всех материков известны сходные геологические комплексы, зачастую имеющие однотипное строение разрезов. Для наиболее нижних горизонтов архейских и катархейских комплексов устанавливается преобладание пород, образовавшихся в результате сложных метаморфических преобразований базитов, гипербазитов и отчасти осадочных пород. В действительности, совокупный состав древнейших комплексов более разнообразен: наряду с базитами большое место принадлежит гранитоидной составляющей. Об этом свидетельствует присутствие гранитоидов в обломочном материале пород зеленокаменных поясов; кроме того, как показывает анализ химических составов пород чарнокитового комплекса Индии, среди них существуют группы пород: 1) габброидно-базальтоидного состава (возможно, включающих незрелые граувакки), 2) хорошо дифференцированных осадочных (типа аркозов) и 3) гранитоидов (рис. 58).

Образования, соответствующие чарнокитовым (или гранулит-базитовым) комплексам, могут рассматриваться в качестве древнейшей протокоры, которая отвечает лунной стадии развития Земли по М. З. Глуховскому и Е. В. Павловскому [53]. Вместе с тем породы базитового фундамента везде входят в со-

став сложных гетерогенных комплексов, характеризующихся широким распространением гнейсовых серий и гранитов. Очевидно, гранито-гнейсы являются более поздними по сравнению с базитами, т. е. континентальная протокора формируется в результате гранитизации и метасоматической переработки базитовой оболочки. В этом плане правомерны представления многих исследователей [53, 126, 130, 178, 254] о первично базальтовом составе коры и ее последующем преобразовании в кору континентального типа. Вместе с тем геологические данные не позволяют определить, каким был перерыв между временем образования базитовых и древнейших гранитоидных комплексов. Во всяком случае в состав протокоры (т. е. в ультраметаморфические комплексы, возникшие до зеленокаменных поясов) необходимо включать оба компонента — базитовый и гранитоидный. Вероятно, образование обоих комплексов можно отнести за счет процессов дифференциации первичного вещества Земли. Следует подчеркнуть, что особенности структурных форм протокоры («нелинейная тектоника») свидетельствуют о том, что геодинамические условия времени ее формирования существенно отличались от более поздних. Очевидно, в то время отсутствовали линейно сконцентрированные поля горизонтальных напряжений.

Рис. 58. Петрохимическая диаграмма пород чарнокитового комплекса Индостанского щита

1—2 — магматические породы: *1* — средние составы (по Дэли), *2* — линия изменения составов; *3—4* — осадочные породы (по де Рошу): *3* — средние составы (I — глинистых сланцев, II — граувакк, III — песчаников, IV — аркозов, V — кварцитов, VI — каолиновых глин), *4* — поля составов; *5—7* — породы чарнокитового комплекса Индии: *5—6* — составы пород (*5* — по средним анализам, *6* — по единичным анализам); *7* — поля составов



Для объяснения процессов формирования протокоры наиболее удовлетворительной представляется гипотеза, предусматривающая образование Земли из первично холодного протопланетного облака с последующим прохождением однородной массы планеты через стадию разогрева. Эта гипотеза развития Земли подтверждается многочисленными расчетами, выполненными в различное время О. Ю. Шмидтом, Б. Ю. Левиным, С. В. Моевой, Е. А. Любимовой, В. С. Сафроновым, Е. В. Артюшковым, О. Г. Сорохтиным и др. При этом предполагается, что современная слоистая структура Земли сформировалась в процессе эволюции первично однородного вещества. Существуют две различные точки зрения на характер процесса дифференциации. Согласно одной из них, этот процесс связан с гравитационной конвекцией вещества. В результате образовалось железо-никелевое металлизированное внутреннее ядро Земли, окисножелезное внешнее ядро, мантия, обогащенная кремнеземом кора и кислородная атмосфера. Дифференциация вещества в мантии продолжается до сих пор, причем конвективные циклы в мантии определяют прерывистое развитие тектонических процессов в земной коре [162]. В соответствии с другой точкой зрения предполагается, что на ранних этапах своего развития Земля пережила стадию катастрофической дегазации и усиленного разогрева. При этом произошло расплавление практически всей Земли, образовалась массивная атмосфера, радиоактивные элементы и калий сконцентрировались во внешней оболочке Земли, а вещество планеты разделилось на геосферы. Эта гипотеза основывается на сравнении количественных соотношений и изотопного состава нерадиогенных редких газов в земной атмосфере и в обычных хондритах, а также на сходстве состава современной атмосферы с вычисленным составом атмосферы, образующейся в результате полного расплавления Земли, катастрофической дегазации и последующего медленного остывания [247].

Эти гипотезы способны объяснить латеральную неоднородность строения земной поверхности, только допуская неоднородность проявления процессов дифференциации вещества в различных частях Земли. Наличие такой неоднородности в процессах дифференциации получает подтверждение при исследовании включений глубинных пород в кимберлитах и базальтах. Как выяснилось [108, 160], мантийный субстрат под континентами представляет собой значительно более дифференцированный материал, чем под океанами, и что континентальная земная кора является гетерогенным сооружением, в формировании которого ведущую роль играли процессы магматизма и аллохимического регионального метаморфизма, сопровождавшиеся привносом вещества из мантии.

Принимая любые варианты формирования и эволюции Земли, необходимо учитывать, что: 1) значительная часть континентальной земной коры образовалась почти одновременно (возможно в связи с катастрофическим процессом дегазации на самых ранних стадиях эволюции), 2) начиная с самых ранних стадий наметилась латеральная неоднородность в строении внешних оболочек Земли, которая в значительной мере унаследована в современной структуре земной поверхности, 3) эта неоднородность строения определяла различие в эволюции отдельных частей внешних оболочек и в том числе тектонических процессов в пределах океанов и континентов.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА

Важнейшие черты тектоники и металлогении кристаллического фундамента большинства древних платформ в значительной мере определяются наличием «зеленокаменных» поясов. Их примерами могут служить зеленокаменные

пояса Канадского щита (Киватинский, Абитиби и др.), Южной Африки, Западной Австралии (Калгурли), Индии (Дарварский), Балтийского щита (Имандра — Варзуга), Украинского щита (Криворожский), Алданского щита (так называемый троговый комплекс).

Возраст геологических комплексов зеленокаменных поясов довольно значительно различается. Можно определенно говорить о том, что в большинстве случаев они имеют позднеархейский возраст (от 2900—3000 до 2500—2400 млн. лет). Несомненно, однако, существование как более древних (более 3000 млн. лет) комплексов (Южная Африка), так и более молодых (Балтийский и Алданский щиты).

Характерной особенностью пространственной локализации зеленокаменных поясов является их линейно-вытянутая линзовидная, иногда ветвящаяся (в плане), форма и расположение в виде серий субпараллельных или ортогонально сопряженных зон. Все они располагаются в пределах обширных пространств, сложенных более древними чарнокитовыми и гранито-гнейсовыми комплексами (см. рис. 56). Расположение зеленокаменных поясов и ассоциирующихся с ними интрузий базитов и гипербазитов было проанализировано на примере древнего щита Западной Австралии Е. О. Дрисколлом [339]. Однообразная ориентация и субпараллельность зеленокаменных поясов связываются этим исследователем с влиянием горизонтальных напряжений, обусловивших развитие сначала правых, а затем поперечных левых сдвигов и зон рассланцевания. К системе этих сдвигов, вызвавших раскол протоконтинентов и образование зияний между ними, приурочены зеленокаменные пояса. В составе толщ, слагающих зеленокаменные пояса, основную роль играют метавулканиты основного состава и осадочные породы. Так, например, обобщенный разрез дарварского комплекса Индостанского щита представляется следующим. Внизу залегают зеленокаменные породы (эффузивы и туфы основного состава, иногда с подушечной отдельностью, зеленые сланцы), переслаивающиеся с эффузивами среднего и кислого состава; в средней части помимо зеленых сланцев существенную роль играют кварциты, конгломераты, граувакковые песчаники, филиты, кремнистые известняки и гематитовые кварциты; в верхней части преобладают кварциты, железистые кварциты, конгломераты, кремнистые сланцы, аргиллиты [383]. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и реже амфиболитовой фаций. В пределах зеленокаменных поясов и частично по их обрамлению в более древних комплексах, располагаются массивы гипербазитов (иногда хромитоносных, асбестоносных или вмещающих месторождения талька и магнезита) и габброидов. Первичный состав пород дарварского комплекса, определенный путем изучения их петрохимических особенностей (рис. 59) отвечает двум основным группам: 1) магматических пород андезитового и базальтового состава вместе со слабо дифференцированными осадочными породами типа граувакк, и б) хорошо дифференцированных осадочных пород (аркозов, глин) вместе с кислыми эффузивами. По данным определений радиологическим методом возраст пород дарварского комплекса составляет от 2900—3000 до 2600 млн. лет [118].

Сходный, но более полный разрез толщ зеленокаменных поясов известен для комплекса Калгурли Западно-Австралийского щита [411]. Толщи метавулканитов комплекса Калгурли датируются как более молодые, чем 3000 млн. лет, и более древние, чем прорывающие их граниты, имеющие возраст 2612 ± ± 16 млн. лет [225].

Весьма близкий разрез известен для Барбертонского зеленокаменного пояса в Южной Африке, хотя отложения здесь более древние по возрасту,

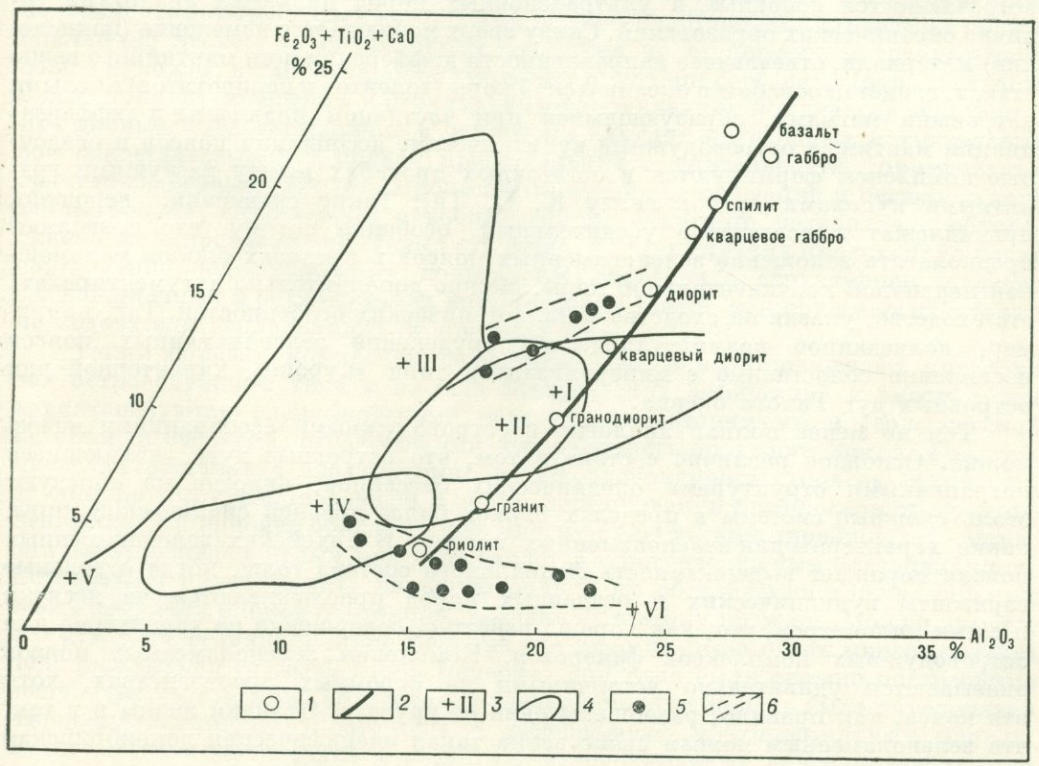
чем в Индии и Австралии (около 3400 млн. лет). Ниже серии Мудис, сложенной преимущественно обломочными породами, располагается толща метавулканитов, варьирующих по составу от толеитов до известково-щелочных пород. В нижней части разреза преобладают метабазальты и ультраосновные породы (коматииты). Состав вулканических пород (снизу вверх) изменяется в сторону увеличения роли более щелочных пород, вплоть до трахиандезитов, трахитов и риолитов [195]. Примечательны очень низкие значения Sr^{87}/Sr^{86} в вулканических породах основного состава: 0,7000—0,7058 [194].

Строение толщ, слагающих зеленокаменные пояса Канадского щита, также в целом сходно с приведенными выше. Однако здесь наблюдается неоднократное повторение в разрезе гомодромных вулканических серий, нижние члены которых содержат силлы ультраосновных и основных пород, а к верхним приурочены андезиты, дациты и риолиты, которые вмещают пласты железистых кварцитов [202].

В фундаменте Русской платформы в составе раннепротерозойских образований Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежского кристаллического массива установлены комплексы гипербазитовой, амфиболит-сланцевой, спилит-диабазовой, кератофиро-сланцевой и джеспелитовой формаций.

Рис. 59. Петрохимическая диаграмма пород зеленокаменных поясов Индостанского щита

1—2 — магматические породы: *1* — средние составы (по Дэли), *2* — линия изменения составов; *3—4* — осадочные породы (по де Рошу): *3* — средние составы (I — глинистых сланцев, II — граувакк, III — песчаников, IV — аркозов, V — кварцитов, VI — каолиновых глин), *4* — поля составов; *5—6* — породы зеленокаменных поясов Индии (*5* — по средним анализам, *6* — поля составов)



Состав формаций и метабазитов близок, как показала А. С. Новикова [126], к разрезу океанической коры.

Для раннепротерозойских «троговых» комплексов Алданского щита характерны толщи вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, в составе которых значительную роль играют в той или иной степени метаморфизованные вулканические породы основного и среднего состава [95, 103].

В целом в комплексах зеленокаменных поясов намечается приуроченность базит-гипербазитовых ассоциаций к нижним горизонтам, собственно базитовых вулканогенно-осадочных серий к средним и преимущественно осадочных накоплений к верхним горизонтам. Такое строение разреза позволяет сравнивать эти комплексы с офиолитовыми и островодужными комплексами фанерозоя, а следовательно, с корой океанического типа. Исследование петрохимических и геохимических характеристик докембрийских зеленокаменных серий показывает черты как их сходства с породами современных океанов, так и отличие от них. Например, для пород зеленокаменных поясов Западной Австралии установлено [400], что они обладают одинаковыми петро- и геохимическими параметрами с толеитами современных островных дуг (K_2O — 0,12—0,70%, Na_2O/K_2O — 6—12, Rb — 2—25 г/т, Sr — 65—143 г/т, K/Rb — 220—1000). В целом разрез зеленокаменных поясов, содержащий большое количество лав среднего и даже кислого состава, обилие пирокластов и вулканомиктовых пород, близко напоминает островодужные ассоциации.

Заслуживает внимания концепция К. Р. Анхаеуссера [196], который исходит из сходства комплексов зеленокаменных поясов с островодужными ассоциациями. Он полагает, что лишь самые нижние горизонты сравнительно редко встречающихся основных и ультраосновных пород являются аналогами типично океанических образований. Снизу вверх наблюдается изменение (покисление) материала, отвечающее направленности дифференциации мантийного вещества, т. е. идет переработка океанической коры (толеитов и перидотитов) кислыми натровыми магмами, образующимися при частичном плавлении и дифференциации мантии, а островодужные вулканические ассоциации поясов и осадочные комплексы формируются в остаточных прогибах между растущими гранитными куполами (приток снизу K, U, Th). Такие сравнения, вероятно, принадлежат к достаточно убедительным, особенно потому, что позволяют предполагать заложение зеленокаменных поясов в пределах блоков маломощной первичной континентальной коры. Можно дополнительно аргументировать это сходство, указав на сходство металлогенических особенностей. Так, например, колчеданное полиметаллическое оруденение зеленокаменных поясов несомненно сопоставимо с минерализацией типа «куроко», характерной для островных дуг Тихого океана.

Тем не менее полная аналогия с островодужными ассоциациями невозможна. Основное различие состоит в том, что островные дуги, являющиеся пограничными структурами океанических бассейнов, никогда не образуют столь сложные системы в пределах блоков более древней сиалической коры, какие характерны для зеленокаменных поясов. В архейских зеленокаменных поясах поражает выдержанность фациального состава толщ, когда отдельные горизонты вулканических и осадочных пород прослеживаются на десятки и сотни километров, что, как хорошо известно, совершенно не характерно для островодужных комплексов фанерозоя. Комплексы зеленокаменных поясов оказываются удивительно устойчивыми на огромных пространствах, хотя эти пояса, как правило, разобщены один от другого. Отличия видны и в том, что зеленокаменным поясам свойственна такая специфическая докембрийская

формация, как джеспилиты. В последние годы обнаружена еще одна особенность зеленокаменных поясов: в них в обилии присутствуют излившиеся породы ультраосновного состава, так называемые коматииты, в которых установлены подушечные текстуры и следы закалки, определенно свидетельствующие о подводных излияниях [214]. Есть существенные отличия и в металлогении. Зеленокаменным поясам свойственны крупные медно-никелевые месторождения, связанные с габброидами и не известные в островодужных ассоциациях. Следует указать также на специфические для зеленокаменных поясов залежи железистых кварцитов и марганценосных пород (гондитов).

В структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синклинорные структуры или оборванные крутопадающие моноклинальные чешуи [126, 409]. Несмотря на сходство формационного состава и цикличности строения вулканогенно-осадочных толщ этих структур, в некоторых случаях удается показать симметрично-зональное строение каждого отдельного пояса. Так, в частности, такая картина была установлена для позднеархейских дарварских зеленокаменных поясов южной части Индийской платформы путем анализа фациальных изменений конгломератов и других осадочных пород [383]. Это позволяет думать, что зеленокаменные пояса либо являются глубоко эродированными «корнями» некогда единой толщи осадков эвгеосинклинального типа, отложившейся (или надвинутой) на протокору, либо представляют собой комплексы, сформировавшиеся в изолированных бассейнах рифтового типа, образовывавших сложные системы субпараллельных и ортогонально сопряженных зон вулканизма и седиментации.

Весьма характерны структурные соотношения пород зеленокаменных поясов и гранит-гнейсовых комплексов основания. Линейные структуры поясов обычно (но не всегда) не являются секущими по отношению к гранито-гнейсовым куполам, а напротив, обнаруживают признаки согласной (параллельной) ориентации по отношению к структурным направлениям комплексов основания. Эти данные, а также наличие в некоторых случаях переходных мигматитовых зон свидетельствуют в пользу представлений о длительности формирования гранито-гнейсовых куполов. Процессы массовой гранитизации и регионального метаморфизма, связанные с ремобилизацией гранитного материала и обусловившие формирование купольных структур, во всех случаях происходили после образования зеленокаменных поясов, что определило структурное согласие зеленокаменных и более древних комплексов, а также, как полагают некоторые исследователи, складчатость в пределах поясов [129].

Таким образом комплексы зеленокаменных поясов совмещают признаки зон островодужного типа и вообще океанических ассоциаций и вместе с тем характеризуются специфическими чертами, неповторимыми в геологической истории, и очевидно, отражающими необратимость эволюции Земли. Геодинамическая обстановка эпохи формирования зеленокаменных поясов отличается от обстановки, существовавшей в эпоху формирования комплексов протокоры. Зеленокаменные пояса обладают уже многими элементами линейной тектоники, они обнаруживают целый ряд черт сходства с островодужными ассоциациями. Естественно предположить большую роль в их образовании горизонтальных взаимодействий блоков протокоры, созданных к этому времени. Можно думать, что при этом возникали зоны Беньофа, но либо их было очень много (каждый пояс был связан со своей зоной Беньофа), либо это были сложно построенные чешуйчатые зоны. Само образование зеленокаменных поясов было обусловлено расколом (рифтингом) протокоры и разобщением континентальных блоков. Вместе с тем одновременно с развитием зеленокаменных поясов продолжался

рост гранито-гнейсовых куполов, т. е. частично сохранялись условия и процессы «нелинейной тектоники», унаследованные от эпохи формирования протокоры.

В ранней истории Земли обосабливаются два крупнейших этапа, первый из которых отвечает формированию гранито-гнейсовых и чарнокитовых комплексов протокоры, а второй — развитию зеленокаменных поясов. Временна́я граница между ними является скользящей в интервале между 3500 и 2500 млн. лет. При сравнении геодинамических обстановок раннего докембрия с фанерозойскими видно, что в первом этапе, которому свойственна «нелинейная тектоника», не обнаруживается аналогов фанерозойских геодинамических обстановок и, очевидно, механизм тектоники плит не действовал; в этот этап по существу происходило создание первичных литосферных плит и образование протоконтинентов. Второй этап является промежуточным; в нем, с одной стороны, продолжается «нелинейная тектоника» с интенсивным ростом гранито-гнейсовых куполов и массивным наращиванием континентальной литосферы, а с другой — в результате раскалывания протокоры возникают древнейшие бассейны океанического типа, хотя и отличающиеся от более поздних, но к развитию которых уже приложим механизм тектоники плит. Третий этап в развитии Земли охватывает всю последующую историю Земли. Переход от второго этапа к третьему занимает значительный промежуток времени от 1700 до 1000 млн. лет. В третий этап неоднократно и в разных комбинациях возникали рассмотренные выше геодинамические обстановки, обусловленные горизонтальным взаимодействием литосферных плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выяснение связей между тектоникой и магматизмом, а следовательно, и металлогенией длительное время основывалось на учении о геосинклиналях. Придерживаясь геосинклинальной теории, геологи собрали огромный материал по геологии континентов, который был определенным образом систематизирован для установления закономерностей размещения геологических формаций по вертикали, во времени, с выделением соответствующих этапов и стадий геосинклинального развития. В данной книге авторы крайне редко оперируют понятиями «геосинклиналь», «геосинклинальный процесс» и т. п. Зато широко используют актуалистический метод, т. е. сопоставление условий формирования геологических комплексов прошлых эпох с современными геодинамическими обстановками и выявление парагенетических связей между различными геологическими комплексами по горизонтали, т. е. исследование структурной, магматической и металлогенической зональности по отдельным геотектоническим эпохам. Это дает возможность установить, что складчатые пояса возникли на месте прежних океанических бассейнов (обычно не превышающих по размерам «малые» океаны, подобные Атлантическому), систем островных дуг, окраинных и средиземных морей, а также на месте континентальных окраин, как активных, типа современной Андийской континентальной окраины, так и пассивных, атлантического типа. История складчатых поясов является ни чем иным, как эволюцией океанических бассейнов. В ней запечатлены моменты возникновения и исчезновения океанических бассейнов и периоды развития островных дуг и континентальных окраин.

Анализируя развитие фанерозойских складчатых поясов, можно наметить несколько латеральных рядов геологических комплексов, неоднократно повторяющихся в истории Земли вплоть до современности. Каждый из таких рядов характеризует строго определенную геодинамическую обстановку его формирования. Наибольшее значение имеют следующие геодинамические обстановки: рифтовых зон, зон островодужного, андийского, невадийского, монголо-охотского типа, зон обдукции и зон столкновения. Лучше истолкованы эти обстановки могут быть, исходя из положений новой глобальной тектоники (тектоники плит), хотя существование разного рода геодинамических обстановок само по себе вполне реально и не зависит от того, придерживается ли тот или иной исследователь концепции тектоники плит или нет. Все перечисленные геодинамические обстановки связаны с главнейшими активными зонами Земли, или с границами литосферных плит. Конкретные особенности каждой из них определяются различными взаимоотношениями плит: либо их

расхождением и наращиванием, либо их схождением и поглощением. Двум основным процессам геодинамического взаимодействия плит отвечают две главные группы магматических комплексов: условиям расхождения плит — «базальтовая» группа, включающая также бимодальную серию, и условиям схождения и поглощения плит — известково-щелочная группа.

Рифтовые зоны отмечают условия растяжения и наращивания плит. Им свойственны магматические комплексы «базальтовой» группы с повышением щелочности к периферии; во внутриконтинентальных рифтах широко развита бимодальная серия магматических пород и щелочные комплексы; металлогеническая зональность имеет следующий вид: Cr-Pt, Cu-Pb-Zn, TR-Nb-Ta (иногда Sn).

Для остальных зон существенная роль принадлежит сближению плит и их поглощению. Зоны островодужного типа возникают в результате поддвигания (субдукции) океанической плиты во фронте дуги и вторичного раздвига в тылу. Соответственно магматические породы известково-щелочной серии сменяются породами щелочно-базальтовой серии, металлогеническая специализация является халькофильной и включает зоны Cu, Pb-Zn, Au.

Зоны андийского и невадийского типов приурочены к активным окраинам континентов, причем, вероятно, образование первых из них было преимущественно связано с надвиганием континентальной плиты на океаническую, а вторых (как в случае кордильерской окраины Северной Америки в позднем мезозое) — с поддвиганием океанической плиты под континентальную в условиях господствующего сжатия. Для зон андийского типа характерен латеральный ряд от известково-щелочных комплексов на краю континента до бимодальных (с редкометальными гранитами) и щелочных комплексов в более внутренних частях континента; металлогеническая зональность имеет следующий вид: Au-Mo, Pb-Zn, Sn-W, TR-Nb-Ta (преобладают литофильные элементы). В зонах невадийского типа развиты магматические породы одной известково-щелочной группы, причем их щелочность повышается к периферии, а металлогеническая специализация становится существенно халькофильной с преобладанием медного оруденения.

Формирование зон монголо-охотского типа трактуется как результат надвигания континентальной плиты на систему срединно-океанического хребта с присущими ему трансформными разломами. Эти зоны во многом похожи на активные континентальные окраины андийского типа, но основные магматические и металлогенические зоны имеют здесь не линейное, а концентрическое расположение, отражая погребенное под континентом продолжение срединно-океанического хребта; среди полезных ископаемых широким развитием пользуются редкометальные месторождения.

Образование зон обдукции, в которых аллохтонные тектонические пластины океанической коры (офиолиты) лежат на континентальной коре (например Западный Урал), можно объяснить поддвиганием континентальной коры

под океаническую. Зоны столкновения обусловлены схождением двух континентальных плит или континентальной плиты с островной дугой. Магматизм и металлогения зон обдукции и столкновения связаны с палингенным гранитообразованием и мобилизацией вещества при метаморфизме.

Значительная часть геодинамических обстановок связана с глубинными сейсмо-фокальными зонами — зонами Беньофа (Заварицкого — Беньофа). Магматизм и металлогения определяются положением в пространстве зон Беньофа, тем самым очевидна их большая магмо- и рудоконтролирующая роль. Наклон зон Беньофа, по-видимому, закономерно меняется при переходе от одной обстановки к другой: системам островных дуг свойственны крутопадающие ($>45°$) зоны Беньофа, активным континентальным окраинам андийского типа — пологопадающие ($<45°$).

Развитие складчатых поясов представляет собой смену во времени различных геодинамических обстановок с наложением друг на друга присущей им магматической и металлогенической зональности. Научный прогноз поисков полезных ископаемых только в том случае будет успешным, если он будет основываться на палеотектоническом анализе, т. е. на выявлении в каждую конкретную тектоническую эпоху различных типов геодинамических обстановок и их сочетания на площади.

Глобальные реконструкции, выполненные для палеозоя и мезозоя, показывают более или менее унаследованное положение основных подвижных зон, или границ литосферных плит, в течение длительного времени. Вместе с тем применение актуалистического метода не может быть распространено беспредельно вглубь истории Земли. В ранние этапы жизни Земли — в архее и раннем протерозое — геодинамические условия были существенно иными, чем в фанерозое; в это время возникла протокора Земли и сформировались главнейшие континентальные глыбы.

Далеко не все вопросы, связанные с темой «глобальная тектоника, магматизм и металлогения», рассмотрены в данной книге; в частности, авторы почти не касались магматизма платформ и океанических котловин, т. е. магматизма внутренних частей литосферных плит. Равным образом не освещены вопросы размещения осадочных полезных ископаемых, которые часто приурочены к пассивным окраинам континентов. Остались незатронутыми проблемы мобилизации и переноса вещества, в том числе рудного, в форме флюидов и растворов во внутренних частях континентальных блоков в результате динамического воздействия горизонтального движения литосферных плит.

Авторы сознают также, что далеко не во всех случаях их интерпретация может показаться достаточно убедительной. Имеется еще много сложных, спорных и нерешенных проблем, касающихся и магмообразования, и источников рудного вещества, и динамики движения литосферных плит, и, самое главное, того внутреннего механизма, который вызывает само движение плит.

Бесспорна, однако, необходимость переосмысливания и анализа с новых

позиций имеющегося геологического материала, в первую очередь по геосинклинальным складчатым поясам. Геолог, конечно, вправе принять или отвергнуть концепцию новой глобальной тектоники, допускать справедливость всех или только отдельных ее частей, но ясным должно быть одно — исследователь не может игнорировать эту концепцию и оперировать лишь старыми схемами. Так или иначе он должен коренным образом перестроить свое мышление и выйти за рамки прежнего, чисто «вертикального» анализа и узко регионального восприятия материала. Именно такой подход предусматривает новая глобальная тектоника, которая уже дала мощный толчок развитию геологической науки. Однако при этом не надо забывать, что концепция тектоники плит, хотя и служит хорошей основой для анализа геодинамических обстановок и их взаимосвязи в глобальном масштабе, но не дает пока удовлетворительного их объяснения. Для того чтобы подойти к пониманию процессов, происходящих в земных недрах, предстоит еще большая работа, требующая совместных усилий геологов, геохимиков и геофизиков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — «Геотектоника», 1974, № 1, с. 78—94.
2. Аксаментова Н. В. Геолого-геохимические особенности и генезис девонского щелочного гранитно-липаритового комплекса Предчингизья (Центральный Казахстан). — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 6, с. 24—38.
3. Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 67—74.
4. Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Известия АН СССР. Сер. физика Земли», 1968, № 9, с. 15—29.
5. Арустамов А. А. Вендские и нижнекембрийские образования южной части Акчатауского антиклинория Чингиза. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 204—210.
6. Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973, с. 168—197.
7. Бабкин П. В., Сидоров А. А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР. — «Разведка и охрана недр», 1972, № 10, с. 4—11.
8. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М., «Наука», 1974. 150 с.
9. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. — «Геохимия», 1972, № 12, с. 1515—1541.
10. Безруков П. Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой. — «Геотектоника», 1974, № 1, с. 3—17.
11. Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—40, № 4, с. 23—40.
12. Белов А. А. Основные черты строения герцинид Балканского полуострова. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, № 1, с. 38—45.
13. Белов А. А. Положение герцинид в Альпийской складчатой области юга СССР и сопредельных стран. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 111—114.
14. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 121 с.
15. Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, № 4, с. 92—114.
16. Беляевский Н. А., Родников А. Г. Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 1, с. 5—24; 1971, № 2, с. 17—35.
17. Беркхемер Х., Херси Дж. Некоторые черты альпийско-средиземноморского орогенеза. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 132—137.
18. Беспалов В. Ф., Шелепова Т. Н. Развитие внутренней зоны нижнепалеозойской эвгеосинклинали Центрального Казахстана (Тектурмасский антиклинорий). — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1974, № 1, с. 27—38.

19. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Л., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
20. Блейк М. К., Джонс Д. Л. Происхождение франсисканского меланжа Северной Калифорнии. — «Геотектоника», 1974, № 6, с. 15—28.
21. Богданов А. А. О создании международных геологических карт Южной Америки. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 3—15.
22. Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., «Наука», 1975, 47 с.
23. Борзаковский Ю. А., Сутенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. — «Геотектоника», 1970, № 5, с. 12—25.
24. Бояджиев Ст., Лилов П. Върху данните за възрастта на южноболгарските гранитоиди от Среднегорската и Сакаро-Стринджанската зона. — «Известия геол. ин-та Болг. АН. Сер. геохим., минерал., петрогр.», 1972, т. 21, с. 211—220.
25. Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970, 321 с.
26. Брежнев В. Д., Некрасова Т. А. О верхнепалеозойских отложениях северного склона хр. Туругаст (Южный Тянь-Шань). — «Труды ВСЕГЕИ», т. 168, 1970, с. 78—93.
27. Буртман В. С., Поршняков Г. С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 92—107.
28. Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Позднепалеозойские вулканические пояса северной части Средней Европы. — «Труды Всес. науч.-исслед. геологоразв. нефт. ин-та», вып. 105, 1971, с. 136—147.
29. Василевская Е. Д., Казак А. П. Глаукофановые сланцы Чарского антиклинория в Восточном Казахстане. — «Геология и геофизика», 1971, № 3, с. 145—149.
30. Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1968. 154 с.
31. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
32. Вистеллиус А. Б., Аралина А. Ч. Общие закономерности распределения калия в постюрских гранитоидах Северо-Восточной Азии и сопредельных частях Тихоокеанского пояса. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 2, с. 441—443.
33. Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., ВСЕГЕИ, 1969, с. 82—95.
34. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972, 318 с.
35. Геология и металлогения Джунгарского Ала-Тау, Алма-Ата, «Наука», 1966. 255 с.
36. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и Юго-Западного Чингиза. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971. 292 с.
37. Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 253 с.
38. Геология Кореи. М., «Недра». 1964. 243 с.
39. Геология месторождений олова зарубежных стран. М., «Недра», 1969. 287 с.
40. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II (Магматизм, метаморфизм, тектоника). М., «Недра», 1973. 752 с.
41. Геология Северо-Восточной Азии. Т. III (Магматизм). Л., «Недра», 1973. 396 с.
42. Геология СССР. т. 14, Геологическое описание (Западная Сибирь). М., «Недра», 1967. 664 с.
43. Геология СССР, т. 19. Геологическое описание (Хабаровский край). М., «Недра», 1966. 560 с.

44. Геология СССР, т. 20. Геологическое описание (Центральный Казахстан). М., «Недра», 1972. 672 с.
45. Геология СССР, т. 23. Геологическое описание, кн. 2 (Узбекская ССР). М., «Недра», 1972. 476 с.
46. Геология СССР, т. 29. Геологическое описание (Тувинская АССР). М., «Недра», 1966, 458 с.
47. Геология СССР, т. 30. Геологическое описание, кн. 2 (Северо-Восток СССР). М., «Недра», 1970, 536 с.
48. Геология СССР, т. 32. Геологическое описание (Приморский край). М., «Недра», 1969, 665 с.
49. Геология СССР, т. 41. Геологическое описание (Восточный Казахстан). М., «Недра», 1967, 516 с.
50. Герасимовский В. И., Лактионова Н. В., Несмеянова Л. И. Кальций, стронций, барий и марганец в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — «Геохимия», 1972, № 2, с. 158—171.
51. Герасимовский В. И., Лебедев В. И. Рубидий в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. — «Геохимия», 1973, № 5, с. 710—715.
52. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М., «Наука», 1974. 376 с.
53. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.
54. Горшков Г. С. Современный вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967. 146 с.
55. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968. 334 с.
56. Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973, с. 9—26.
57. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А. Герциниды Монголии и проблема палео-Тетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 67—103.
58. Дикси Ф. Великие африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 124 с.
59. Дистанова А. Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 122—159.
60. Дмитриев Л. В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. I. М., «Наука», 1972, с. 115—144.
61. Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. — «Геохимия», 1972, № 11, с. 23—41.
62. Долгинов Е. А., Моралев В. М., Поникаров В. П. О типах раннедокембрийских структур. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 8—19.
63. Долгушин С. С. Салаирско-каледонские гранитоидные формации. — В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области (Труды СНИИГГИМС, вып. 128). Новосибирск, 1971, с. 51—63.
64. Дрейк Ч., Юинг М., Стокард Г. Континентальная окраина восточной части США. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 35—54.
65. Дюфур М. С. Основные черты тектоники Центрального Памира. — «Геотектоника», 1972, № 3, с. 75—86.
66. Жуков Ф. И., Янев С. Н. Карпато-Балканская область в пермском периоде. — «Acta geol. Acad. Sci. Hung.» 1971, т. 15, № 1—4, с. 323—331.
67. Заварицкий А. Н. Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1946, с. 18—31.
68. Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника. — «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—23.

69. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с.
70. Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 11—35.
71. Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. Основные черты строения и развития смежных частей Гобийского и Монгольского Алтая. — В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М., «Наука», 1970, с. 180—203.
72. Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хр. Дзолен. — «Геотектоника», 1975, № 4, с. 15—20.
73. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы тектоники Урала. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974, с. 567.
74. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965, 248 с.
75. Казанский В. И., Старостин В. И., Чеботарев М. В. Металлогеническая зональность Анд и тектоника плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 95—97.
76. Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). — «Геотектоника», 1974, № 6, с. 3—14.
77. Кейльман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 227—233.
78. Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972. 273 с.
79. Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1972. 258 с.
80. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975. 215 с.
81. Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 90—96.
82. Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Редкометальные граниты Монголии. М., «Наука», 1971, 236 с.
83. Коваль П. В., Кузьмин М. И. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1972, № 8, с. 957—970.
84. Колотухина С. Е., Григорьева А. А. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968. 298 с.
85. Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 156 с.
86. Короновский Н. В. Молодой вулканизм Эфиопии и Йемена. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 3, 1971, с. 45—59.
87. Кошкин В. Я. К вопросу о возрасте спилито-яшмового комплекса Северного Прибалхашья. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 192—196.
88. Кравченко С. М. О геохимических различиях океанических толеитов и континентальных калиевых щелочных базальтов. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., «Наука», 1970, с. 190—196.
89. Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе.—«Геотектоника», 1973, № 6, с. 34—47.
90. Красный Л. И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. — «Сов. геология», 1973, № 7, с. 95—121.

91. Кропоткин П. Н. Механизм движения земной коры. — «Геотектоника», 1967 № 5, с. 25—40.
92. Кропоткин П. Н. Динамика земной коры. — В кн. Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 27—59.
93. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. — «Труды Геол. ин-та», вып. 134, 366 с.
94. Ксёншкевич М., Самсонович Ян, Рюле Э. Очерк геологии Польши. М., «Недра», 1968. 310 с.
95. Кудрявцев В. А. Тектоника докембрия западной части Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., «Наука», 1973, с. 30—35.
96. Кудрявцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г. Геология Юго-Восточной Азии (Индокитай). Л., «Недра», 1969, 238 с.
97. Кузьмин М. И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса. — В кн.: I Международный геохимич. конгресс. М., Изд. ГЕОХИ, 1972, т. III, кн. 2, с. 275—287.
98. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., «Наука», 1972, с. 132—185.
99. Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Проблема происхождения структур Западно-Сибирской плиты (Труды Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 46). Томск, 1971, с. 5—148.
100. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. — В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970, с. 249—262.
101. Кутолин В. Л. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972. 207 с.
102. Лаутен А. С. Структурные взаимоотношения Аденского залива Красного моря и депрессии Афар в Эфиопии. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 61—79.
103. Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
104. Лисицын А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 3, с. 561—564.
105. Ломизе М. Г. Арауканский вулканический пояс (Анды). — «Докл. АН СССР», т. 213, № 5, 1973, с. 1147—1150.
106. Лукк А. А., Гангнус А. А. Глубокие землетрясения в центре материка. — «Природа», 1974, № 4, с. 64—73.
107. Лутц Б. Г. Минеральные превращения в нижних частях земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1970, с. 156—168.
108. Лутц Б. Г. Верхняя мантия и формирование коры континентов. — «Вестн. АН СССР», 1973, № 10, с. 28—36.
109. Лутц Б. Г. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. 49, № 2, с. 88—103.
110. Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. — «Докл. АН СССР», т. 210, № 5, 1973, с. 18—22.
111. Марков М. С. Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975, 256 с.
112. Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967. 217 с.

113. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в образовании земной коры. М., «Наука», 1967. 255 с.
114. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 2, с. 13—35.
115. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра». 1973. 280 с.
116. Минервин О. В., Бабичев Е. А., Розен О. М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 214—225.
117. Мишина А. В., Виноградов И. В., Гатинский Ю. Г. Латеральная зональность магматизма и металлогении Юго-Восточной Азии и ее связь с зонами Беньофа. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., «Недра», 1973, с. 98—100.
118. Моралев В. М., Перфильев Ю. С. К геологии докембрия Южной Индии. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 98—107.
119. Москаленко В. Н. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. — «Геотектоника», 1974, № 4, с. 58—65.
120. Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии. — «Геотектоника», 1970, № 4, с. 3—22.
121. Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. — «Геотектоника», 1972, № 1, с. 6—28.
122. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963. 459 с.
123. Налетов Б. Ф., Сидоренко Т. Ф. Раннеордовикские вулканические ассоциации Салаирского кряжа. — «Геология и геофизика», 1970, № 5, с. 72—78.
124. Некрасов Г. Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 43—59.
125. Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Северо-Востока Якутии. М., «Наука», 1965. с. 171.
126. Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975, 151 с.
127. Основы тектоники Китая. М., Госгеолтехиздат, 1962. 524 с.
128. Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского пояса, их петрология, геохимия и металлоносность. М., «Наука», 1974, 223 с.
129. Павловский Е. В. Гранитообразование и тектоника (историко-геологический аспект проблемы). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 5, с. 1165—1167.
130. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн.: Деформации пород и тектоника (МГК, XXII сессия, доклады советских геологов). М., «Наука, 1964, с. 92—104.
131. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 6, с. 3—23.
132. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. Океаны и геосинклинальный процесс. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
133. Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф. Сборник химических анализов горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, изд. ДВГУ и ДВ отд. Всес. геогр. об-ва, 1961. 186 с.
134. Поцолитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Гео-

химические особенности и генезис плагиогранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны. — «Геохимия», 1973, № 11, с. 1636—1642.
135. Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности гранитоидов Таннуольского комплекса (Тува). — В кн.: Ежегодник 1972. Иркутск, «Наука», 1973, с. 65—69.
136. Портнягин Э. А., Гнутенко Н. А., Ковальчук И. А. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1973, № 2, с. 82—93.
137. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 216 с.
138. Постельников Е. С. О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингасанской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 5, с. 49—68.
139. Пронин А. А. Каледонский цикл в истории Земли. Л., «Наука», 1969, с. 140—160.
140. Пронин А. А. Герцинский цикл в истории Земли. Л., «Наука», 1969, с. 30—78.
14 .Пупышев Н. А. Стратиграфия древних толщ Ерементау-Заилийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 164—174.
142. Путинцев В. К., Синицкий С. Е. Краткий очерк северо-восточной части КНДР. — В сб.: Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1963, с. 53—57.
143. Путеводитель к экскурсиям. Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973, 155 с.
144. Радкевич Е. А. Металлогения южной части Канадских Кордильер. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1974, с. 76—83.
145. Розанова Т. В. Новые данные о петрографии метаморфических пород рифтовой зоны Аравийско-Индийского поднятия. — «Океанология», 1972, т. 2, № 6, с. 1028—1036.
146. Ротараш И. А., Гредюшко Е. А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области. — «Геотектоника», 1972, № 4, с. 73—79.
147. Руб М. Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., «Наука», 1970. 376 с.
148. Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. М., «Наука», 1966. 93 с.
149. Рудник Г. Б., Фролова Т. И., Чернышева В. И. Вулканизм срединно-океанских хребтов и древних геосинклиналей. — В кн.: Геология и геофизика моря. М., «Наука», 1972, с. 83—92.
150. Рудные месторождения США. М., «Мир», т. I, 1972, 660 с.; т. II, 1973, 636 с.
151. Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 192. М., «Наука», 1968. 134 с.
152. Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР. — «Учен. зап. (Региональная геология)». Л., изд. НИИГА, вып. 15, 1969, с. 3—31.
153. Самыгин С. Г., Третьяков В. Г. О структурных соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом (Восточный Казахстан). — «Геотектоника», 1971, № 2, с. 89—94.
154. Сеславинский К. Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка). — «Геотектоника», 1970, № 5, с. 73—85.
155. Смирнов В. П. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторожде-

ний. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 245—253.
156. Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 3—15.
157. Смирнов В. И. Рудные месторождения. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1974, с. 49—61.
158. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Известия АН СССР» Сер. геол.», 1946, № 2, с. 3—17.
159. Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 203—245.
160. Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 14—30.
161. Соботович Э. В., Каменев Е. Н., Комаристый А. А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби). — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 11, с. 30—50.
162. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 182 с.
163. Сорохтин О. Г. Плотностная конвекция в мантии Земли и возможная природа тектонических циклов.—«Известия АН СССР. Сер. физика Земли», 1974, № 5, с. 29—42.
164. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 167 с.
165. Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — «Докл. АН СССР», т. 215, № 2, 1974, с. 446—449.
166. Таусон Л. В., Захаров М. И. Геохимия вулкано-плутонической ассоциации калиевых базальтоидов. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 3, с. 697—700.
167. Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
168. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 326 с.
169. Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Ультраосновные породы дна океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон. — В кн.: Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. I. М., «Наука», 1972, с. 176—194.
170. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. — «Физика Земли», т. I, М., изд. ВИНИТИ, 1974. 268 с.
171. Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 73—85.
172. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. Земля. Т. I. М., «Мир», 1974. 392 с.
173. Филиппова И. Б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия). — «Геотектоника», 1969, № 5, с. 67—79.
174. Фирсов Л. В. Проявления триасового магматизма в Верхояно-Чукотской складчатой области. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 8, с. 36—48.
175. Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971. 158 с.
176. Фомичев В. Д. Геологический очерк Салаира. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 63. Л., Госгеолтехиздат, 1961. 175 с.
177. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974. 213 с.
178. Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 1, с. 53—67.

179. Хаин В. Е. Основные тенденции в развитии земной коры. — «Вестник Моск. ун-та», 1968, № 1, с. 25—40.
180. Хаин В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972. с. 99—112.
181. Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 5—26.
182. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1973. 385 с.
183. Ху Бинь, Ван Цзин-бинь, Тао Чжэнь-цзя. Некоторые вопросы геотектоники Синьцзяна (на кит. языке). «Acta geol. Sinica», 1964, вып. 44, № 2, с. 97—128.
184. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 232 с.
185. Шейнманн Ю. М., Баженова Г. Н. Общегеологическое значение некоторых черт состава базальтов океана и материков. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1972, т. 48, № 3, с. 81—101.
186. Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа. — «Геотектоника», 1974, № 4, с. 3—18.
187. Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 160—178.
188. Шер С. П. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М., «Недра», 1972. 296 с.
189. Шило Н. А., Мерзляков В. М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозоид Северо-Востока СССР. — «Докл. АН СССР», т. 204, № 5, 1972, с. 1202—1204.
190. Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 3, с. 3—18.
191. Шлыгин А. Е. Геологическое развитие и эволюция земной коры в Юго-Восточном Казахстане. — «Труды ин-та геол. наук АН КазССР», 1971, т. 22, с. 6—22.
192. Шталь Н. В. Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 172—183.
193. Щербина В. В. Медно-молибденовая формация Канады. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1974, с. 84—90.
194. Allsopp H. L., Viljoen M. J. and Viljoen R. P. Strontium isotopic studies of the mafic and felsic rocks of the Onverwacht Group of the Swaziland Sequence. «Geol. Rundschau», 1973, B. 62, H. 3, p. 902—917.
195. Anhaeusser C. R. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archaean greenstone belts of shield areas. «Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.», 1971, N 3, p. 57—70.
196. Anhaeusser C. R. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1973, v. A-273, N 1235, p. 359—388.
197. Armstrong R. L., Ekren E. B., Mckee E. H., Noble D. C. Space — time relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the Western United States. «Am. J. Sci.», 1969, v. 267, p. 478—490.
198. Arriens P. A. and Lambert J. B. On the age and strontium isotopic geochemistry of granulite — facies rocks from the Fraser Range, Western Australia, and Musgrave Ranges, Central Australia. «Spec. Publ. Geol. Soc. Austral.», 1969, N 2, p. 377—388.
199. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. «Bull. Geol. Soc. Amer.»; 1970, v. 81, p. 3513—3536.
200. Babcock E. A. Geology of the northeast margin of the Salton through, Salton Sea, California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 3, p. 321—332.
201. Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, v. 80, N 7, p. 1283—1310.

202. Baragar W. R. A. Some physical and chemical aspects of precambrian volcanic belts of the Canadian shield. «Publs. Earth Phys. Brunch.», Dep. Energy, Mines and Resour., Ottawa, 1972, v. 42, N 3, p. 129—140.
203. Barberi F., Gasparini P., Yunocenti F., Villari L. Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications. «J. Geophys. Res.», 1973, v. 78, N 23, p. 5221—5232.
204. Barberi F., Bonatti E., Marinelli G., Varet J. Transverse tectonics during the split of a continent: data from the Afar rift. «Tectonophysics», 1974, v. 23, N 1—2, p. 17—29.
205. Bard I. P., Capdevila N., Matto P. et al. Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen. «Nat. Phys. Sci.», 1973, v. 241, p. 50—52.
206. Bardossy G. Bauxite formation and plate tectonics. «Acta Geol. Acad. Sci. Hung.» 1973, t. 17, N 1—3, p. 141—154.
207. Batemann P. S., Eaton J. P. Sierra Nevada Batholith. «Science», 1967, v. 158, N 3807, p. 1407—1417.
208. Bayer R., Le Monel J. L., X. Le Pichon. Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1973, v. 19, N 2, p. 168—176
209. Beck R. H., Lehner P. Oceans, new frontier in exploration. «AAPG Bull.», 1974, v. 58/3, p. 376—395.
210. Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1949, v. 60, N 12, p. 1837—1886.
211. Berry M. J., Knopoff L., Mueller St. The low — velocity channel of the Upper Basin. «Rapp. et proc. — verb. rêun. Comm. internat. explor. Sci. Mer Mediterr.» Monaco. 1969, v. 19, N 4, p. 669—670.
212. Bleahu M. D., Boccaletti M., Manetti P., Petz S. Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an Island arc. «J. Geophys. Res.» 1973, v. 78, N 23, p. 5025—5032.
213. Bonatti E. et al. Peridotite — gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1971, v. A—268, N 1192, p. 385—402.
214. Brooks C., Hart S. R. On the significance of komatiite. «Geology», 1974, v. 2, N 2, p. 107—110.
215. Calbert R. R. Abnormalites in the distribution of K, Rb and Sr in the Coast Mountains batholith, British Columbia. «Geochim. Cosmochim. Acta», 1972, v. 36, N 10, p. 1091—1100.
216. Caputo M., Panza G. F., Postpischil D. New evidences about the deep structure of the Lipari arc. «Tectonophysics», 1972, v. 15, N 3, p. 219—231
217. Christensen N. J. Possible greenschist facies metamorphism of the oceanic crust. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 3, p. 905—908.
218. Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1972, v. A-271, N 1213, p. 249—284.
219. Christofferson E. Linear magnetic anomalies in the Colombia basin, Central Carribean Sea. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 10, p. 3217—3230.
220. Church W. R., Stevens R. K. Early Paleozoic ophiolite complex of the Newfoundland Appalachians as oceanic mantle and crust sequences. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 5, p. 1460—1466.
221. Church S. E., Tilton G. G. Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: Bearing on andesite genesis. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 2, p. 431—454.
222. Cobbing E. J., Pitcher W. S. Plate tectonics and the Peruvian Andes. «Nat. Phys. Sci.», 1972, v. 240, N 99, p. 51—53.

223. Cobbing B. J., Pitcher W. S. The Coastal Batholith of Central Peru. «J. Geol. Soc. London», 1972, v. 128, N 5, p. 421—460.
224. Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. — «J. Geophys. Res.», 1971, v. 75, N 5, p. 1212—1222.
225. Compston W., Arriens P. A. The Precambrian geochronology of Australia. «Canad. J. Earth Sci.», 1968, v. 5, p. 561—583.
226. Condie K. C., Macke J. E. and Reimer T. O. Petrology and geochemistry of early Precambrian greywackes from the Fig Tree Group, South Africa. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, p. 2759—2776.
227. Coney P. Cordilleran tectonic transition and motion of the North American plate. «Nature», 1971, v. 233, N 5320, p. 462—465.
228. Crawford A. R. Reconnaissance Rb—Sr dating of the Precambrian rocks of southern Peninsular India. «J. Geol. Soc. India», 1969, v. 10, N 2, p. 117—166.
229. Creer K. M. A review of paleomagnetism. «Earth-Sci. Rev.», 1970, v. 6, N 6, p. 369—472.
230. Dalziel J. W. D., Elliot D. H. Evolution of the Scotia arc. «Nature», 1971, v. 24, p. 246—251.
231. Dewey J. F. Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen. «Nature», 1969, v. 220, p. 124—129.
232. Dewey J. F., Bird J. Plate tectonics and geosynclines. «Tectonophysics», 1970, v. 10, N 5/6, p. 625—638.
233. Dewey J. F., Burke K. C. A. Tibetian, Variscan and Precambrian basemen, reactivation: products of continental collision. — «J. Geol.», 1973, v. 81, N 6, p. 683—692.
234. Dewey J. F., Pankhurst R. J. The evolution of the Scottish caledonides in relation of their isotopic age pattern. «Trans. Roy. Soc. Ed.», 1970, v. 68, N 11, p. 361—389.
235. Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 10, p. 3137—3180.
236. Dickinson W. R. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. «Reviews of Geoph. Space Physics», 1970, v. 8, N 4, p. 813—860.
237. Dickinson W. R. Plate tectonic models of geosynclines. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 10, N 2, p. 165—174.
238. Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. «Science», 1967, v. 157, N 3790, p. 801—803.
239. Dietz R. S. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor «Nature», 1961, v. 190, N 4779, p. 854—857.
240. Dmitriev L. V., Vinogradov A. P., Udintsev G. B. Petrology of ultrabasic rocks from rift zones of the Mid-Indian ocean ridge. «Phil. Trans. R. Soc. Lond.», 1971, v. A-268, N 1192, p. 403—408.
241. Dodson M. H., Rex D. Ch Potassium-argon ages of slates and phyllites from south-west England. «Q. J. Geol. Soc. Lond.», 1971(1970), v. 126, p. 465—499.
242. Doe B. R., Delevaux M. H. Variations in lead-isotopic compositions in mesozoic granitic rocks of California: a preliminary investigation. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 11, p. 3513—3526.
243. Doig R. An alkaline rock province linking Europe and North America. «Canad. J. Earth. Sci.», 1970, v. 7, N 22, p. 22—28.
244. Drake C. G., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea. «Geophys. J. R. Astron. Soc.», 1964, v. 8, N 5, p. 473—495.
245. Emery K. O., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean: Topography, Rocks,

Structure, Water, Life, and Sediments. «Amer. Assoc. Petrol. Geol.», Tulsa, 1972, Mem. 17 532 p.
246. Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1965, v. 76, p. 719—734.
247. Fanale F. P. A case for catastrophic early degassing of the Earth. «Chem. Geol.», 1971, v. 8, N 2, p. 79—105.
248. Farrar E., Clark A. H., Haynes S. J. et al. K—Ar evidence for post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. «Earth Planet. Sci. Lett», 1970, v. 10, N 1, p. 60—66.
249. Fisher R. L., Engel C. G. Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, v. 80, N 7, p. 1373—1378.
250. Fisher R. L., Raitt W. R. Topography and structure of the Peru-Chile trench. «Deep-Sea Res.», 1962, v. 9, p. 423—443.
251. Fitton F. J., Hughes D. J. Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1970, v. 8, N 3, p. 223—228.
252. Floyd P. A. Geochemical characteristics of spilitic greenstone from S—W England. «Nat. Phys. Sci.», 1972, v. 239, N 92, p. 75—77.
253. Garson M. S., Plant J. Alpine type ultramafic rocks and episodic mountain building in the Scottish Highlands. «Nat. Phys. Sci.», 1973, v. 242, p. 34—38.
254. Gill J. E. The origin of continents. «Trans. R. Soc. Can.» 1961, v. 55, p. 103—113.
255. Glassley W. Geochemistry and tectonics of the Crescent Volcanic Rocks, Olympic Peninsula, Washington. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 5, p. 785—794.
256. Goldich S. S., Hedge C. E., Stern T. W. Age of the Morton and Montevideo gneisses and related rocks, south-western Minnesota. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, p. 3671—3696.
257. Guild P. W. Metallogeny and the new global tectonics. — Rep. 24th sess. I. G. C., Sect. 4, «Mineral deposits», Montreal, 1972, p. 17—26.
258. Hamilton W. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, v. 80, N 12, p. 2409—2430.
259. Harland W. B. Early history of the North Atlantic ocean and its margin. «Nature», 1967, v. 216, N 5714, p. 464—466.
260. Harper C. T. Isotopic ages from the Appalachians and their tectonic significance. «Can. J. Earth Sci.», 1968, v. 5, N 1, p. 49—59.
261. Hatherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. «J. Geo phys. Res.», 1969, v. 74, N 22, p. 5301—5310.
262. Hawkins J. W. Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, Southern California and Baja California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971. v. 81, N 11, p. 3323—3336.
263. Hayes D. E., Rings J. Sea floor spreading in the Tasmania Sea. «Nature», 1973, v. 234, p. 454—458.
264. Hedge C. E., Noble D. C. Upper Cenozoic basalts with high Sr^{87}/Sr^{86} and Sr/Rb ratios, Southern Great Basin, Western United States. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 12, p. 3503—3510.
265. Heezen B. C., Gray C., Segre A. G., Zarudski E. F. K. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. «Nature», 1971, v. 229, N 5283, p. 327—329.
266. Heezen B. C., Mac Gregor S. D., Foreman H. P. et al. Diachronous deposits: a kinematic interpretation of the post Jurassic sedimentary sequence on the Pacific plate. «Nature», 1973, v. 241, N 5384, p. 25—32.

267. Heier K. S., Compston W. Interpretation of Rb-Sr patterns in high-grade metamorphic rocks, N. Norway. «Norsk. Geol. Tidssk.», 1969, v. 49, N 3, p. 217—283.
268. Heirtrler J. B. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversal and motion of the ocean floor and continents. «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 6, p. 2119—2136.
269. Heirtzler J. R. et al. Age of the floor of the Eastern Indian ocean. «Science», 1973, v. 180, N 4089, p. 952—954.
270. Henyey T. L., Bischoff J. L. Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 184, N 1, p. 315—330.
271. Hess H. H. History of ocean basins. In «Petrological studies (Buddington volume)». Geol. Soc. Amer., New York, 1962, p. 599—620.
272. Hill D. P. Crustal and upper mantle structure of the Columbia Plateau from long range seismic-refraction measurements. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 6, p. 1639—1648.
273. Honnorez J., Bonatti E. Nepheline gabbro from the Mid-Atlantic ridge. «Nature», 1970, v. 228, N 5274, p. 110—112.
274. Horne G. S. Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog belt of Northeastern Newfoundland. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 6, p. 1767—1788.
275. Hsü K. J. Origin of the Alps and Western Mediterranean. «Nature», 1971, v. 233, N 5314, p. 44—48.
276. Hutchison C. S. Invalidity of the Billiton granite, Indonesia, for defining the Jurassic/Upper Triassic boundary in the Thai-Malayan opogen. «Geol. Mijnbouw.», 1968, v. 47, N 1, p. 75—81.
277. Hutchison C. S. Tectonic evolution of Sundaland: a phanerozoic synthesis. «Bull. Geol. Soc. Malaysia», 1973, N 6, p. 61—85.
278. Irving E. Palaemagnetism and its application to geological and geophysical problems. Wiley a. Sons. New York, 1964, 438 p.
279. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5899.
280. Jakeš P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 1, p. 29—40.
281. James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 12, p. 3325—3346.
282. Jensen M. L. Provenance of Cordilleran intrusives and associated metals. «Econ. Geol.», 1971, v. 66, N 1, p. 34—42.
283. Jones L. M., Walker R. L., Stormer J. C. Isotope composition of stron tium and origin of volcanic rocks of the Raton-Clayton District, northeastern New Mexico «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 1, p. 33—36.
284. Kahler F. Die überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», 1971, B. 122, p. 137—143.
285. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 11, p. 2542—2561.
286. Katilli J. A. Geochronology of West Indonesia and its implication on plate tectonics. «Tectonophysics», 1973, v. 19, N 3, p. 195—212.
287. Keller G. R., Cebull S. E. Plate tectonics and the Ouachita System in Texas, Oklahoma and Arkansas. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, p. 1659—1666.
288. Kennedy M. J., McGonigal M. A. The Gander Lake and Davidsville groups of Northeastern Newfoundland: new data and geotectonic implications. «Canad. J. Earth. Sci.», 1972, v. 9, p. 452—459.
289. Kistler R. W., Evernden J., Shaw H. Sierra Nevada plutonic cycle: Part I, Origin of composite granitic abtholiths. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 4, p. 853—868.

290. Kistler R.W., Peterman Z.E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wall-rocks in Central California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 11, p. 3489—3512.
291. Klitgord K.D., Mudie J.D., Bishoff J.L., Henyey T.L. Magnetic anomalies in the northern and central Gulf of California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 5, p. 815—820.
292. Knopoff L. Development in seismology and georheology. In «Megatectonics of Continents and Oceans». New Brunswick, New Jersey, Rutgers Univ. Press, 1970, p. 153—174.
293. Kulm L.D., Scheidegger K.F., Prinee R.A., Dymond J., Moore T.C., Hussong D.M. Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench. «Geology», 1973, v. 1, N 1, p. 11—14.
294. Kupsch F., Rolper J., Schönenberg R. Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. «Z. Deutsch. Geol. Ges.», 1970, B. 122, N 3, p. 89—96.
295. Larson P.A., Mudie J.D., Larsen R.L. Magnetic anomales and fracture-zone trends in the Gulf of California. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 11, p. 3361—3368.
296. Larsen R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 12, p. 3626—3344.
297. Larsen R.L., Pitman C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and implications. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 12, p. 3645—3662.
298. Lawver L., Sclater J.G., Henyey T.L., Rogers J. Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. «Earth Planet. Sci. Lett.» 1973, v. 19, N 2, p. 198—208.
299. Lee W.H., Uyeda S. Review of heat-flow data. In «Geophys. monograph. 8», Washington, Amer. Geophys. Union, 1965, p. 287—299.
300. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 12, p. 3661—3697.
301. Le Pichon X., Fox P.L. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 26, p. 6294—6308.
302. Le Pichon X., Pautot G., Weill J.P. Opening of the Alboran Sea. «Nat. Phys. Sci.», 1972, v. 236, N 67, p. 83—85.
303. Le Pichon X., Francheautaux B., Bonnin I. Plate tectonics. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 1973, 378 p.
304. Leutwein F. et al. Etudes geochronologiques et geotectoniques dans le Nord-Finistere. «Sci. Terre». 1969, v. 14, N 4, p. 331—358.
305. Lipman P.W. Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, v. 80, p. 1343—1357.
306. Lipman P.W., Prostica H.J., Christiansen R.L. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. I. Early and Middle Cenozoic. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1972, v. A-271, N 1213, p. 217—248.
307. Lister C.R.B. Tectonic movement in the Chile trench. «Science», 1971, v. 173, N 3998, p. 719—722.
308. Lowder G.G. Late Cenozoic transitional alkaliolivine tholeiitic basalt and andesite from the margin of the Great Basin, Southwest Utah. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 9, p. 2993—3012.
309. McBirney A.B. Compositional variations of the climactic eruption of M. Mazanu. In: Andesite Conference Guidebook. Oregon Dept. Geol. a. Min. Ind. Bull., 1968, v. 62, p. 53—56.
310. McElhinny M.W., Briden J.C. Continental drift during Palaeozoic. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 10, p. 407—416.

311. McGregor V. R. The early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1973, v. A-273, N 1235, p. 343—358.
312. McKee E. H. Tertiary igneous chronology of the Great Basin of western United States — Implications for tectonic models. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, p. 3497—3502.
313. McKenzie D. P. Plate tectonics of the Mediterranean region. «Nature», 1970, v. 226, N 5242, p. 239—243.
314. McKenzie D. P., Sclater J. G. Heat flow inside the island arcs of the northwestern Pacific. «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 10, p. 3173—3179.
315. McKerrow W. S., Ziegler A. M. The Lower Silurian palaeogeography of New Brunswick and adjacent areas. «J. Geol.», 1971, v. 79, N 6, p. 635—696.
316. McKerrow W. S., Ziegler A. M. Palaeozoic oceans. «Nat. Phys. Sci.», 1972, v. 240, N 100, p. 92—94.
317. Maley T. S., Johnson G. L. Morphology and structure of the Aegean Sea. «Deep-Sea Res.», 1971, v. 18, N 1, p. 109—122.
318. Marlow M. S., Scholl D. W., Buffington E. D., Alpha T. R. Tectonic history of the Central Aleutian arc. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 5, p. 1555—1574.
319. Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model — extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. «Tectonophysics», 1971, v. 11, N 1, p. 5—27.
320. Maxwell J. C. The Mediterranean ophiolites and continental drift. In «Megatectonics of Continents and Oceans». Rutgers Univ. Press., New Brunswick, N. Y., 1970, p. 167—193.
321. Melson W. G., Thompson G. Petrology of a transform zone and adjacent ridge segments. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1971, v. A-238, N 1192, p. 428—441.
322. Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of island arcs. «J. Geol.», 1971, v. 79, N 2, p. 253—284.
323. Mitchell A. H., Warden A. J. Geological evolution of New Hebrides island arc. «J. Geol. Soc. London», 1971, v. 127, N 5, p. 501—529.
324. Mitchell-Thome R. C. Geology of the South Atlantic Islands. «Region. Geologie der Erde», B. 10, Berlin-Stuttgart, Gebbruder Borntraegor, 1970, 350 p.
325. Miyashiro A. A paired metamorphic belts concept in island arcs. «J. Petrology» 1961, v. 2, p. 277—311.
326. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins «Am. J. Sci.», 1974, v. 274, N 4, p. 321—355.
327. Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. — «Phil. Trans. R. Soc. Lond.», 1971, v. A-268, N 1192, p. 589—604.
328. Mohr P. A. Ephiopian Rift and Plateaus: Some volcanic petrochemical differences», «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 8, p. 1967—1984.
329. Monger J. W., Souther J. G., Cabrielse H. Evolution of the Canadean Cordillera: a plate tectonic model. «Amer. J. Sci.», 1972, v. 272, N 7, p. 577—602.
330. Moore D. G. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 6, p. 1883—1906.
331. Moore J. G. The quartz diorit boundary line in the western United States. «J. Geol.», 1959, v. 67, N 2, p. 198—210.
332. Moores E. M. Ultramafics and orogeny, with models of the U. S. Cordillera and the Tethys. «Nature», 1970, v. 228, N 5274, p. 837—842.
333. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. «J. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 6, p. 1959—1982.

334. Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, v. 56, N 2, p. 203—213.
335. Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream mantle convection: a geologie analysis of plate motion. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, v. 56, N 2, p. 226—246.
336. Nicolas A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? «Nature», 1972, v. 236, N 5344, p. 221—223.
337. Noble D. C. Some observations on the Cenozoic volcano-tectonic evolution of the Great Basin, Western United States. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1972, v. 17, p. 142—150.
338. Noble J. A. Metal provinces of the Western United States. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 6, p. 1607—1624.
339. O' Driscoll E. S. T. Deformation concepts in relation to some ultramafic rocks in Western Australia. «Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.», 1971, N 3, p. 351—366.
340. Oliver J. Contributions of seismology to plate tectonics. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, v. 56, N 2, p. 214—225.
341. Oliver J., Isacks R., Barazangi M., Mitronovas W. Dynamic of the down-going lithosphere. «Tectonophysics», 1973, v. 19, N 2, p. 133—147.
342. Oversby E. Palaeozoic plate tectonics in the Southern Tasman geosyncline. «Nat. Phys. Sci.», 1971, v. 234, N 46, p. 45—47.
343. Oxbourgh E. R., Turcotte D. L. Problem of high heat flow and volcanism associated with zones of descending mantle convective flow. «Nature», 1968, v. 218, p. 1041—1043.
344. Oxbourgh E. R., Turcotte D. L. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 5, p. 1315—1327.
345. Packham G. H., Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. «Tectonophysics», 1971, v. 11, N 2, p. 79—109.
346. Papazachos B. C., Comninakis P. E. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 35, p. 8517—8533.
347. Papezic V. S. Petrochemistry of volcanic rock of the Harbour Main Group, Avalon Peninsula, Newfoundland. «Ganad. J. Eorth. Sci.», 1970, v. 7, p. 1406—1438.
348. Petersen U. Regional geology and major ore deposits of Central Peru. «Econ. Geol.», 1965, v. 60, N 3, p. 473—476.
349. Petersen U. Metallogenic provinces in South America. «Geol. Rundschau», 1970, B. 59, N 3, p. 834—898.
350. Phillips J. D., Forsyth D. Plate tectonics, palaeomagnetism and the opening of the Atlantic. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 6, p. 1579—1600.
351. Pichler H., Zeil W. Die quartäre «Andesit» Formation in der Hochkordillere Nord Chiles. «Geol. Raundschau», 1969, B. 58, N 3, p. 866—903.
352. Piwinskii A. J. Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California, part II, «Neues Jahrb. Mineral. Monatsch», 1973, N 5, p. 193—215.
353. Rabinowitz Ph. D., Ryan W. B. F. Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean. «Tectonophysics», 1970, v. 10, N 5—6, p. 585—608.
354. Ramsey A. T. A historiy of the formation of the Atlantic ocean. «Adv. Sci.», 1971, v. 27, N 133, p. 239—249.
355. Reading H. G. Global tectonics and the genesis of flysch successions. Rep. 24th sess. I. G. C., sect. 6, Montreal, 1972, p. 59—66.
356. Reinhardt D. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. «Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.», 1969, v. 49, p. 1—30.
357. Ritsema A. R. On the origin of the Western Mediterranean Sea basin. «Tectonophysics», 1970, v. 10, N 5/6, p. 585—608.
358. Ritsema A. R. Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea. «Geol. Mijnbouw.», 1972, v. 51, N 5, p. 541—545.

359. Rodgers J. The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and Early Ordovician. In: «Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime». Wiley-Interscience, N. Y., Lond., Sydney, Toronto, 1968, p. 141—149.
360. Rodgers J. The tectonics of the Appalachians. Wiley-Interscience, N. Y., Sydney, Toronto, 1970, 271 p.
361. Ronov A. B., Yaroshevsky A. A. Chemical composition of the Earth' s crust. In: «The Earth' s crust and upper mantle». Geophys. monograph 13, Washington, Amer. Geophys. Union, 1969, p. 351—365.
362. Roubault M. et al. Ages absolus des formations volcaniques du Tanneron-Esterel (Var). «C. r. Acad. Sci.», ser. D, 1970, v. 271, N 14, p. 1157—1160.
363. Roy J. E. A pattern of rupture of the Eastern North American-Western European palaeoblock. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1971, v. 14, N 1, p. 103—114.
364. Rutland R. W., Guest R. L. Isotopic ages and Andean uplift. «Nature», 1965, v. 208, N 5011, p. 677—678.
365. Sainsbury L. L., Mulligan R. R., Smith W. C. The Circum-Pacific «Tin-belt» in North America. In «A Second Technical Conference on Tin», v. 1, 1969. Bangkock. Publ. Int. Tin Council and Dept. Min Res. Govern. Thailand. p. 125—148.
366. Salop L. I., Scheinmann Yu. M. Tectonic history and structures of platforms and shields. «Tectonophysics», 1969, v. 7, N 5—6, p. 565—597.
367. Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B., Courrier P., Mantadert L., Winnonc E. New data on the structure of the Eastern Mediterranean basin from seismic reflection. «Earth Planet. Sci. Lett.», 1973, v. 18, N 2, p. 189—204.
368. Sawkins F. J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. «J. Geol.», 1972, v. 80, N 4, p. 377—397.
369. Scheibner E. Actualistic models in tectonic mapping. Rep. 24th sess. I. G. C., Sect. 3, «Tectonics», Montreal, 1972, p. 405—422.
370. Schenk P. E. Southeastern Atlantic Canada, Northwestern Africa, and continental drift. «Can. J. Earth Sci.», 1971, v. 8, N 10, p. 1218—1251.
371. Schermerhorn L. I. G. Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal. «Geol. Mijnbouw», 1970, v. 46, N 6, p. 439—449.
372. Schol D. W., Christensen M. N., Van Huene R., Marlow M. S. Peru-Chile trench sediment and sea-floor spreading. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 5, p. 1205—1215.
373. Scholz Ch. H., Barazangi M., Sbar M. L. Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 11, p. 2979—2990.
374. Schönenberg R. Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. «Geotekt, Forsch.», 1970, N 35, p. 1—22.
375. Shiraki K. Metamorphic basement rocks of the Jap Islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc. «Earth Planet. Sci Lett.», 1971, v. 13, p. 167—174.
376. Shor G. G., Kirk Ir. H. K., Menard H. W. Crustal structure of the Melanesian area. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 11, p. 2562—2586.
377. Sillitoe R. H. Relation of metal provinces in Western America and the subduction of oceanic lithosphere. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1972, v. 83, N 3, p. 813—818.
378. Smith A. G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, N 8, p. 2039—2070.
379. Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E. Phanerozoic world maps. In: «Organisms and sediments through time». Sp. pap., Palaeontology 12, Palaeont. Assoc., London, 1973, p. 1—42.
380. Snavely P. D., McLeod N. S., Wagner H. C. Miocene tholeiitic basalt

of Coastal Oregon and Washington and their relation to coeval basalt of the Columbia Plateau. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 2, p. 387—424.
381. Snelling B. J., Biynell J. D., Harding R. R. Ages of Malayan granites. «Geol. Mijnbouw», 1968, v. 47, N 5, p. 438—442.
382. Solomon M., Criffiths J. R. Tectonic evolution of the Tasman orogenic zone, East Australia. «Nat. Phys. Sci.», 1972, v. 287, N 70, p. 3—6.
383. Srinivasan R. and Sreenivas B. L. Dharwar stratigraphy «J. Geol. Soc. India.», 1972, v. 13, N 1, p. 75—85.
384. Stauder W. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. «J. Geophys. Res.», 1973, v. 78, N 23, p. 5033—5061.
385. Stanley D. J., Gehin C. E., Bartolini C. Flysch-type sedimentation in the Alboran Sea, Western Mediterranean. «Nature», 1970, v. 228, N 5275, p. 979—983.
386. Stewart J. W., Evernden J. E., Snelling N. J. Age determinations from Andean Peru: a reconnaiscance survey. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1974, v. 85, N 7, p. 1107—1116.
387. Stowe C. W. Summary of the tectonic development of the Rhodesian Archaean craton. «Spec. Publs. Geol. Soc. Austral.» 1971, v. 3, p. 377—383.
388. Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. «J. Geophys. Res.», 1967, v. 72, N 8, p. 2131—2145.
389. Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structures of the midocean ridges. «J. Geophys. Res.», 1965, v. 70, N 2, p. 341—365.
390. Taylor S. R. The origin and growth of continents. «Tectonophysics», 1967, v. 4, N 1, p. 17—34.
391. Taylor S. R., White A. J. R. Geochemistry of andesites and the growth of continents. «Nature», 1969, v. 209, N 5007, p. 271—279.
392. Thompson G. A. Cenozoic Basin and Range tectonism in relation to deep structure. Rep. 24th sess. I. G. C. Sect. 3, «Tectonics», Montreal, 1972, p. 84—90.
393. Van Andel Tj. H., Rea D. K., Herzen R. P., Hoskins H. Ascension fracture zone, Ascension Island, and the Mid-Atlantic ridge. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 5, p. 1527—1546.
394. Varne R., Rubenach J. Geology of Macqairie Island and its relationship to oceanic crust. «Antarctic Res. Ser.», 1972, v. 19, p. 251—266.
395. Viljoen M. J. and Viljoen R. P. ERTS—I imagery. Satellite imagery as an aid to the definition of the geotectonic domains of the Southern African crystalline shield. «Mining Magazine», 1973, N 11, p. 411—416.
396. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. «Nature», 1963, v. 199, p. 947—949.
397. Vogt P. R., Anderson C. H., Bracey D. R. Mesozoic magnetic anomalies, sea-floor spreading and geomagnetic reversal in the Southwestern North Atlantic. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 20, p. 4796—4823.
398. Vogt P. R., Higgs R. H., Johnson C. L. Hypotheses on the origin of the Mediterranean basin: magnetic data. «J. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 4, p. 3007—3028.
399. Wein Cr. Tectonic review of the Neogen-covered areas of Hungaria. «Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.», 1969, t. 13, N 1—4, p. 399—436.
400. White A. I. R., Jakes P., Chirstie D. M. Composition of greenstones and the hypothesis of sea-floor spreading in the Archaean «Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.», 1971, N 3, p. 47—56.
401. Williams H., Stevens R. R. Geology of Belle Isle: northern extremity of the deformed Appalachian miogeosynclinal belt. «Canad. J. Sci.», 1969, v. 6, N 5, p. 1146—1157.

402. Wilson J. T. The origin of continents and Precambrian history. «Trans. R. Soc. Can.», 1959, v. 49, p. 157—184.
403. Wilson J. T. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. In «Symposium on continental drift», «Phil. Trans. R. Soc. London», Ser. V, 1965, v. 258, p. 145—167.
404. Wilson J. T. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies. «Science», v. 150, N 3695, 1965, p. 343—347.
405. Wilson J. T. Did the Atlantic close and then reopen? «Nature», 1966, v. 211, p. 676—681.
406. Wilson J. T. The Rhodesian Archaean craton — an essay in cratonic evolution. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1973, v. A-273, N 1235, p. 389—411.
407. Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions. «Tectonophysics», 1973, v. 19, N 2, p. 149—164.
408. Windley B. E. Evolution of the early Precambrian basement complex of southern West Greenland. «Spec. Pap. Geol. Assoc. Can.», 1969, N 5, pp. 155—161.
409. Windley B. F. Crustal development in the Precambrian. «Phil. Trans. R. Soc. London», 1973, v. A-273, N 1235, p. 321—341.
410. Wong H. K., Zarudski E. F. K. Phillips J. D., Giermann G. K. F. Some geophysical plofiles in the Eastern Mediterranean. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, p. 91—100.
411. Woodall R. W. Structure of the Kalgoorlie Goldfields. In «Geology of Australian ore deposits», 2-nd ed. Ed. by John McAndrew, Melbourne, 1965, p. 71—79.
412. Wright T. L., Grolier M. J., Swanson D. A. Chemical variation related to stratigraphy of the Columbia River basalt. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, v. 84, N 2, p. 371—386.
413. Zeil W. Zur Geologie der Andes. «Geol. Rundschau», 1970, B. 59, N. 3, p. 827—834.
414. Zonenshain L. P. The evolution of Central Asiatic geosynclines through sea-floor spreading. «Tectonophysics», 1973, v. 19, p. 213—232.

Абиссальные океанические впадины 10
Активные континентальные окраины 18
Актуалистический метод 39
Альпийско-Гималайский складчатый пояс 35
Альпинотипные гипербазиты 55, 57
Астеносфера 7

Бимодальная серия 45

Вулканическая дуга 20

Геодинамическая обстановка 8, 37, 152, 173
Геохимический тип гранитоидов 48
— — аплаитовых гранитов 54
— — габбро-плагиогранитный 48
— — гранит-гранодиоритовый 50
— — диорит-монцонитовый 52
— — литий-фтористых гранитов 53
— — стандартных гранитов 53
— — тоналит-гранодиоритовый 49
Глубинные сейсмо-фокальные зоны 22
Глубоководные желоба 19
Горячие точки 33
Гранито-гнейсовые комплексы 192

Зеленокаменные пояса 199
Зоны андийского типа 158
— Беньофа (Заварицкого — Беньофа) 22, 181
— монголо-охотского типа 162
— невадийского типа 161
— обдукции 166
— островодужного типа 156
— рифтового типа 152
— столкновения континентов 172

Известково-щелочная серия 41

Карбонатные комплексы 60
Конвекционные течения 32, 33
— ячейки 32
Континентальная кора 7, 31, 180
— подножие 10
— полушарие 180
— склон 9
— окраина андийского типа 24
— — атлантического типа 9
— — тихоокеанского типа 8
Контрастная серия 41, 45
Краевой океанический вал 19

Латеральная магматическая зональность 37, 152
— металлогеническая зональность 60, 152
— структурная зональность 37, 152
Литосферные плиты 7

Мантийные струи 33
Междуговой бассейн 22
Метаморфические комплексы 59
Микроконтиненты 19, 23
Молассовые комплексы 60

Наращиваемые окраины литосферных плит 8
Наращивание литосферных плит 11, 152
«Нелинейная» тектоника 197, 204
Неодобилизм 8
Новая глобальная тектоника 7

Обдукция 58
Океан палео-Азиатский 67, 173
— палео-Атлантический 76, 180
— палео-Тетис 100, 180
— Тетис 33
Океаническая кора 7, 31, 180
Океаническое полушарие 180
Окраинное море 22
Осадочная терраса 19
Островные дуги 18, 20
Островодужные комплексы 35
Офиолитовые комплексы 34, 55

Палеотектонический анализ 62
Пангея 108
Пластинчатый комплекс параллельных даек 56
Поглощаемые окраины литосферных плит 8
Поглощение литосферных плит 18
Подводные горы 10
Полосовые магнитные аномалии 16
Протоконтиненты 204
Протокора 198

Рифтовые зоны океанические 11, 152
— — внутриконтинентальные 13, 153

Спрединг океанического дна 15, 16
Срединно-океанические хребты 11
Столкновение плит 8, 35
Субдукция 26

Тектоника плит 7
Тектоно-магматическая активизация 38, 61, 179
Тихоокеанский складчатый пояс 110
Толеитовая серия 41
Трансформные разломы 17, 18

Учение о геосинклиналях 5, 34, 173

Фронтальная дуга 20

Центрально-Азиатский складчатый пояс 63, 81, 102

Чарнокитовые комплексы 192

Шошонитовая серия 45

Щелочная серия 45

Щелочно-базальтовая серия 45
Щелочно-ультраосновные комплексы 58

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ 5

Новая глобальная тектоника 7
Основные черты строения океанического дна . . 8
Условия наращивания плит 11
Условия поглощения плит 18
Системы островных дуг 18
Андийская континентальная окраина . . . 24
Субдукция и происхождение систем островных дуг и Андийской континентальной окраины 26
Геометрия движения плит 31
Движущий механизм тектоники плит 31
Горячие точки и мантийные струи 33
Интерпретация учения о геосинклиналях с позиций новой глобальной тектоники 34

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ 37

Выявление латеральной структурной и магматической зональности 37
Актуалистический метод 39
Выделение основных геологических комплексов 40
Выявление латеральной металлогенической зональности 60

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ 62

Палеозойские реконструкции 62
Ранний палеозой 63
Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса 63
Глобальные реконструкции 74
Средний палеозой 81
Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса 81
Глобальные реконструкции 96
Поздний палеозой 102
Региональные реконструкции Центрально-Азиатского пояса 102
Региональные реконструкции Средней и Западной Европы 106
Глобальные реконструкции 108
Мезозойские реконструкции 110
Региональные реконструкции Восточной Азии 110
Региональные реконструкции Запада Северной Америки 122
Региональные реконструкции Запада Южной Америки 128

Глобальные реконструкции 131
Кайнозойские реконструкции 136
Региональные реконструкции Запада Северной Америки 136
Региональные реконструкции Запада Южной Америки 144
Региональные реконструкции Средиземноморья 146

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ПРИСУЩАЯ ИМ СТРУКТУРНАЯ, МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ 152

Рифтовые зоны 152
Зоны островодужного типа 156
Зоны андийского типа 158
Зоны невадийского типа 161
Зоны монголо-охотского типа 162
Зоны обдукции 166
Зоны столкновения континентов 171
Развитие геосинклинальных складчатых поясов как смена различных геодинамических обстановок 173
Зоны Беньофа как магмо- и рудоконтролирующие структуры 181
Магмообразование и геодинамические обстановки 182

О РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ 192

Гранито-гнейсовые и чарнокитовые комплексы . 192
Зеленокаменные пояса 199

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 205

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 209

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 228

Лев Павлович Зоненшайн

Михаил Иванович Кузьмин

Валерий Михайлович Морале

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Редактор издательства Т. А. Горохова
Художник В. А. Захарченко
Художественный редактор В. В. Шутько
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректоры Р. Я. Ускова, М. П. Курылева

Сдан в набор 21/I 1976 г. Подписано в печать 4/VI 1976 г. Т-11348. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 14,5. Усл. п. л. 18,7. Уч.-изд. л. 19,65. Тираж 3500 экз. Заказ 815/5768—1. Цена 2 р. 39 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома Государственного комитета Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.