

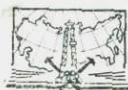
А.А.КОВАЛЕВ

МОБИЛИЗМ
И ПОИСКОВЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ



А.А.КОВАЛЕВ

МОБИЛИЗМ
И ПОИСКОВЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ



МОСКВА НЕДРА 1978



80881

Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., «Недра», 1978. 287 с. с ил.

Теория новой глобальной тектоники вызвала прогресс в развитии геотектоники и связанных с ней наук о Земле. Она по-новому подходит к решению ряда геологических проблем, включая проблему выяснения условий формирования и региональных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

В I части книги приведены краткий обзор развития и современное состояние геотектонической теории, характеристика глобальной модели строения и развития литосферной оболочки Земли. Большое внимание уделено основным структурным элементам земной коры, их классификации, геодинамическим моделям (включая объемные модели) строения и развития этих элементов в процессах образования, перемещения и столкновения литосферных плит. Обобщены геологические особенности осадконакопления, вулканизма, тектоники и метаморфизма при эволюции основных структурных элементов земной коры: рифтовых зон на континентах, срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей, абиссальных впадин, пассивных и активных окраин континентов, зон трансформных разломов, зон обдукции, столкновений островных дуг с континентами и континентов с континентами, платформ и кристаллических щитов. На примере Зайсанской складчатой системы и Кавказа показаны возможности применения геодинамических моделей при анализе эволюции, глубинного строения и некоторых особенностей металлогении регионов.

Во II части проанализированы региональные закономерности размещения кайнозойских рудных формаций и месторождений в выделенных основных структурных элементах земной коры, рассмотрены процессы формирования месторождений полезных ископаемых в пределах этих элементов с учетом описанных в I части геодинамических моделей. Обобщены представления об условиях образования некоторых типов месторождений полезных ископаемых при тектоно-магматической активизации, вызываемой мантийными плюмажами. Приведены соображения о роли процессов субдукции и источников флюидов в формировании промышленных скоплений минерального сырья. Суммированы разработанные с помощью геодинамических моделей и высказаны некоторые новые региональные поисковые геологические критерии для месторождений нефти, бокситов, полиметаллов и меди, олова, хромитов и других полезных ископаемых. Определены проблемы, находящиеся на стыке теории новой глобальной тектоники и учения о полезных ископаемых, перспективные направления дальнейших фундаментальных и прикладных исследований.

Табл. 8, ил. 20, список лит.— 258 назв.

Мобилистская концепция новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, являющаяся в настоящее время единой и цельной основополагающей геотектонической концепцией о строении, развитии и эволюции оболочек Земли, обусловила, как считают многие исследователи, коренной переворот в науках о Земле. Многие ее положения имеют важное значение для развития учения о полезных ископаемых.

В течение 25 лет автор занимался поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых как экзогенных, так и эндогенных. Необходимость неуклонного повышения эффективности геологоразведочных работ заставляла его использовать многочисленные прогнозно-металлогенические и тектонические карты, работать над их совершенствованием. Принципы составления ранних прогнозных карт не учитывали многообразия геодинамических процессов, протекавших в земной коре. Например, при построении прогнозных карт на многие рудные полезные ископаемые предполагалась решающая роль гранитоидных интрузий в их формировании, образование месторождений в поздние стадии тектонических циклов, после становления этих интрузий. Геологические, тектонические и основанные на них металлогенические карты базировались на геосинклинальной геотектонической гипотезе, не учитывавшей значительных горизонтальных тектонических движений при развитии земной коры. Поэтому, естественно, существовали очень схематические, порой неверные представления об условиях формирования многих типов месторождений полезных ископаемых, иногда неправильное понимание закономерностей их размещения.

В 1969 г. после создания мобилистской концепции новой глобальной тектоники автор продолжил свои исследования по совершенствованию принципов составления прогнозных карт, для чего потребовалось собрать, проанализировать и обобщить большой объем информации о геодинамических моделях, предложенных с позиций новой геотектонической концепции, разработать отдельные модели и принципы их использования при региональном анализе условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Новому развивающемуся направлению мобилистской геотектоники — концепции новой глобальной тектоники — еще не исполнилось и десяти лет. Поэтому, естественно, несмотря на бурное развитие указанных направлений геотектоники, практически еще слабо изучен механизм перемещения литосферных плит и блоков, а разработанные и описанные в работе геодинамические модели основных типов структурных элементов

земной коры еще недостаточно совершенны. Следовательно, заслуживают дальнейшего уточнения созданные на основе этих моделей палеотектонические реконструкции и интерпретации глубинного геологического строения важнейших регионов, а также модели условий формирования и закономерного размещения месторождений полезных ископаемых.

Комплекс геодинамических моделей, предлагаемых в работе, достаточно сложен, еще более сложны развиваемые на их основе систематики геологических и рудных формаций. Но только такой путь видит автор в познании сложного строения разнообразных орогенических поясов, в выяснении генезиса и тектонической позиции месторождений полезных ископаемых. Он сознает, что ряд теоретических положений и интерпретаций некоторых фактических материалов в дальнейшем подвергнется пересмотру, тем не менее надеется, что выполненное обобщение теоретических материалов и их разработка могут оказаться полезными для дальнейшего развития геотектоники, учения о полезных ископаемых и для практического применения.

В своей творческой деятельности автор старался использовать богатый опыт отечественных геологов-тектонистов — Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. В. Белоусова, Л. П. Зоненшайна, Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, М. В. Муратова, А. В. Пейве, В. Е. Хаина, А. Л. Яншина и др., ученых в области геологии полезных ископаемых — Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, А. Г. Бетехтина, В. И. Красникова, А. В. Королева, В. М. Крейтера, К. И. Сатпаева, А. И. Семенова, Я. Н. Белевцева, И. И. Бока, Ф. И. Вольфсона, А. Б. Каждана, В. Н. Котляра, И. Г. Магакьяна, В. И. Смирнова, Д. Я. Суражского, А. И. Тугаринова, А. Д. Щеглова, Г. Н. Щербы и др., а при подготовке настоящей работы — также опыт современных ведущих зарубежных исследователей — Дж. Дьюи, Э. Митчелла, Т. Уилсона, К. Берке, Д. Карига, Р. Силлитое и др.

Автор признателен Ю. В. Карякину, В. В. Оленину и В. П. Путивцеву за помощь в подборе некоторых материалов и оформлении работы.

Часть I

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава I

ОБЗОР РАЗВИТИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОТЕКТОНИКИ В XX ВЕКЕ. КОНЦЕПЦИЯ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

В XX веке развитие геотектоники ознаменовалось борьбой двух противоположных научных направлений: фиксизма и мобилизма. Ученые, развивающие первое направление, отрицают сколько-нибудь значительную роль горизонтальных тектонических движений и полагают, что развитие и эволюция земной коры определяются вертикальными колебательными движениями. Сторонники второго направления, мобилизма, наоборот, считают, что строение и развитие структур земной коры обусловлены горизонтальными тектоническими движениями, а вертикальные движения им подчинены.

Еще в конце XIX века в рамках контракционной гипотезы развития земной коры были заложены основы учения о геосинклиналях — важнейших элементах земной коры, которые рассматривались как участки длительного и интенсивного прогибания земной коры, подвергшейся затем горообразованию.

В начале XX века работами Ф. Тейлора, Г. Бейкера и А. Вегенера была создана мобилистская концепция дрейфа материков. Ф. Тейлор движением материков объяснял образование складчатых гор и островных дуг. Г. Бейкер, доказывая дрейф материков, обращал внимание на сходство современных гор противоположных берегов Атлантического океана. Однако, несмотря на работы Ф. Тейлора и Г. Бейкера, подлинным создателем теории дрейфа континентов считают немецкого ученого А. Вегенера [21], благодаря которому гипотеза приобрела наиболее законченный вид. Первоначально А. Вегенер использовал идею дрейфа для развития палеоклиматологии: он пытался объяснить причину произрастания в каменноугольный период древних папоротников на территории современных Англии, Франции и Гренландии, когда на территории Африки и Южной Америки в это время существовали ледники. Затем, развивая гипотезу дрейфа континентов, А. Вегенер привлек для доказательства факты, свидетельствующие о сходстве геологического

строения гондванской группы материков, общность их позднепалеозойской и раннемезозойской наземной фауны и флоры. В основу гипотезы было положено сходство очертаний Африки и Америки, а также форма гипсографической кривой, указывавшая на то, что поверхности континентов и дна океанов представляют две главные ступени в рельефе Земли. Последнее должно было свидетельствовать о различном составе земной коры континентов и океанов.

Полученные к тому времени данные о широком развитии позднепалеозойского оледенения на обширных площадях Африки, Южной Америки, Австралии и Индии позволили А. Вегенеру создать широко известные палеореконструкции Гондваны, а затем и Пангеи для конца каменноугольного (300 млн. лет назад), середины мелового (80 млн. лет назад) и начала четвертичного периодов.

Гипотеза А. Вегенера нашла много сторонников среди ученых различных стран: Э. Аргана, А. Холмса [142], А. Борисяка [16], Б. Личкова [72] и др.

Шотландский ученый А. Холмс, один из основоположников методов абсолютной геохронологии, для объяснения наиболее спорного момента гипотезы А. Вегенера — механизма перемещений континентов, в 1928 г. выдвинул гипотезу о конвекционных потоках в недрах Земли, которые существуют благодаря распаду радиоактивных элементов. А. Холмс увязал основные положения гипотезы дрейфа континентов с конвекционной гипотезой перемещения вещества в мантии Земли, высказав предположение о движении литосферы в виде транспортной ленты. Он в то же время отчетливо представлял нехватку фактических материалов в первом издании своей книги «Основы физической геологии». В 1944 г. А. Холмс писал, что «чисто умозрительные гипотезы, подобные этой (о движении литосферы.— А. К.), специально изобретенные с целью удовлетворить поставленные требования, не могут иметь научной ценности до тех пор, пока не будут подтверждены независимыми доказательствами» (с. 569).

Однако, несмотря на предложенный А. Холмсом механизм перемещения материков, многие геологи и геофизики сочли дрейф континентов недоказанным и невозможным. В 30—40-х годах широкое развитие получили концепции, основанные на изучении колебательных (вертикальных) движений земной коры.

Геосинклиналиную концепцию развивали советские геологи. Большое значение имели работы А. А. Борисяка [16], А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского [143, 144], В. В. Белоусова [5, 6, 9], Н. П. Хераскова [141], В. Е. Хаина [133].

Н. С. Шатским введено понятие о геосинклинальных системах и иерархии в систематике геосинклинальных образований, что способствовало развитию детального исследования геосинклинальных областей, изучению строения слагающих их геоло-

гических формаций, магматических и метаморфических комплексов. Кроме того, Н. С. Шатский выдвинул положение о длительности развития и унаследованности геосинклинальных структур и вместе с Н. П. Херасковым заложил основы учения о геологических формациях.

В. В. Белоусов [5] разработал и ввел в геотектонику методику анализа фаций и мощностей. В 1938—1943 гг. он предложил гипотезу об эволюции геосинклиналей, в основе которой лежало представление о колебательных движениях земной коры и инверсии геотектонических структур.

Изучение эволюции геосинклинального процесса привело к одному из важнейших выводов — выводу о стадийности развития геосинклинальных областей. Различными исследователями геосинклинальный процесс делился на различное число стадий (этапов) с выделением начальных, средних и завершающих [5, 7, 84, 91, 133].

Представление о стадийности развития геосинклиналей имело большое значение для разработки теории металлогении. Ю. А. Билибин [13] и его последователи [110] выделили пять (раннюю, начальную, среднюю, позднюю и конечную) стадий, а В. И. Смирнов [113] — три стадии, для каждой из которых определены характерные рудные формации и типы месторождений полезных ископаемых.

В 50-х годах возродился мобилизм. После создания чувствительных приборов для измерения остаточной намагниченности пород геологи получили те независимые доказательства дрейфа континентов, о которых писал А. Холмс. Палеомагнитные данные показали, что, например, в триасе Великобритании находилась в низких широтах и была повернута относительно современного положения на 30°. Палеомагнитные измерения базальтов плоскогорья Декан на п-ове Индостан свидетельствуют о значительном его перемещении, начиная с юрского времени.

Во второй половине 50-х годов у гипотезы дрейфа континентов появились новые последователи среди океанологов, которые, используя акустическое зондирование, существенно уточнили батиметрические карты дна океанов и открыли грандиозные цепи подводных срединно-океанических хребтов.

Накопление новых фактов, подтверждающих гипотезу дрейфа материков, приводило геологов к пересмотру своих взглядов. Крупные исследователи переходили в лагерь мобилистов. В 1960—1961 гг. П. Н. Кропоткин в своих работах пропагандировал достижения новой науки о Земле — палеомагнитологии и ее значение для стратиграфии, геотектоники, палеоклиматологии и особенно для решения проблемы крупных горизонтальных движений земной коры. В этих работах он обобщил имевшиеся к тому времени палеомагнитные данные и пришел к выводу, что описанная Н. М. Страховым северо-западная ориентировка палеозойских климатических зон

Евразии может соответствовать указанным палеомагнитным данным, если допустить перемещение материков.

В 1961—1962 гг., основываясь на изучении рельефа дна, выделении системы срединно-океанических хребтов и других данных, Г. Хесс и Р. Дитц предложили гипотезу расширения морского дна (*sea-floor spreading*), согласно которой решающую роль в эволюции континентов и океанов играет возникновение литосферы из мантийного вещества, поднимающегося в срединно-океанических хребтах при раздвижении и расширении океанического дна. Эта гипотеза была подтверждена выявлением над срединно-океаническими хребтами симметричного полосового магнитного поля, которое интерпретировалось как результат остаточной термической намагниченности базальтов, излившихся на океаническое дно при раздвижении наращивающихся литосферных плит и инверсий магнитного поля Земли [20].

В 1965 г. интересные теоретические разработки мобилистского направления выполнены Э. Буллардом и Т. Уилсоном. Э. Буллард с сотрудниками [168] усовершенствовал метод контрольных реконструкций и сопоставления контуров разобщенных глыб земной коры. Сопоставление производилось не по современным береговым линиям, а по контуру материкового склона по изобате 500 фатомов (1000 м): для получения наилучшего совпадения контуров глыб использовалась вычислительная техника. В результате было выяснено наиболее вероятное положение Африканского, Северо-Американского, Южно-Американского и Евразиатского континентов перед раскрытием Атлантического океана.

Т. Уилсон [253] объяснил крупные поперечные нарушения симметричного полосового магнитного поля срединно-океанических хребтов существованием протяженных разломов, которые он назвал трансформными. Они разграничивают крупные блоки (плиты) литосферы, перемещающиеся с разной скоростью, в результате чего отрезки срединно-океанических хребтов и соответственно полосовые магнитные аномалии, приуроченные к ним, оказываются смещенными относительно друг друга.

В 1967 г. на симпозиум по дрейфу континентов, состоявшийся в Монтевидео, П. Н. Кропоткин [210] представил статью, в которой геологическими и палеомагнитными данными доказывалось, что взаимное расположение платформ Евразии в позднем докембрии было совершенно иным, чем в настоящее время. Статья иллюстрирована схемой расположения докембрийских платформ и направлений их перемещения в различные периоды палеозойской эры. В ней указывалось, что каледонская складчатость присоединила Китайскую платформу к Сибирской, в то время как Тетис оставался широко раскрытым.

К началу 60-х годов детальное изучение геосинклинального процесса убедительно показало, как отметил В. И. Смирнов

[113], что последовательность образования формаций магматических и осадочных пород в ходе превращения геосинклиналей в относительно стабильные складчатые территории является обобщающей и нигде в полном объеме не проявляется. В 1960 г. на примере восточных районов Китая были выделены новые структуры типа дива, образующиеся без видимой связи с геосинклинальным этапом и оторванные от последнего большим промежутком времени [172]. Такие структуры впоследствии стали считаться третьим основным структурным элементом земной коры, названным активизированными платформами. По мнению В. В. Белоусова [7], процесс тектонической активизации является лишь одним из проявлений базальной стадии развития земной коры и имеет место как на платформах, так и в альпийских геосинклиналях. Н. П. Херасков [140] в процессе изучения областей тектоно-магматической активизации выделил для них орогенный ряд формаций.

В 1965 г. при составлении тектонической карты Евразии А. Л. Яншин [156] установил четыре категории структур, которые нельзя относить ни к геосинклинальным, ни к платформенным.

В 1968 г. А. Д. Щеглов [149] выделил два типа процессов активизации: отраженную и автономную. Области автономной активизации, по А. Д. Щеглову, разноточны платформам и геосинклиналям.

К концу 60-х годов для многих площадей геосинклинальных толщ установлены разнообразные проявления тектоно-магматической активизации, при этом возникали трудности в выделении некоторых стадий развития геосинклинального процесса. С фиксированных позиций не было дано механизма образования структур подобного типа. Не ясно, почему центральные части платформ, бывшие стабильными большие промежутки времени, внезапно «оживали», и их активизация продолжалась много миллионов лет. О мобилистской трактовке процессов тектоно-магматической активизации будет сказано ниже.

В 1968 г. новые фундаментальные мобилистские идеи Г. Хесса и Р. Дитца, Ф. Вайна и Д. Метьюза [20], Дж. Т. Уилсона [253], Д. Маккензи и Р. Паркера [215] привели к новой мобилистской геотектонической концепции более совершенной, чем гипотеза «дрейфа континентов» и «разрастания дна океанов». В журнале «J. Geophysical Research» опубликованы три статьи [83, 69 и 1], которые, как считают, содержат основы новой концепции.

После статьи Б. Айзекса и др. [1] концепция о развитии земной коры путем расширения океанического дна и тектоники литосферных плит получила название «новой глобальной тектоники» (new global tectonic).

Появление новых концепций вызвало большой резонанс в научном мире. В 1968 г. канадский геофизик Дж. Уилсон

[254] выступил со статьей «Революция в науках о Земле», а в следующем году произошла полемика между Дж. Уилсоном и В. В. Белоусовым по важнейшим теоретическим основам геотектоники — спор между сторонником и противником горизонтальных перемещений континентальных глыб земной коры.

В 1970 г. с анализом сделанных в последние годы открытий в геотектонике выступил В. Е. Хаин [134]. Он отметил, что за последние 10—15 лет в геологической науке произошли большие сдвиги, которые можно квалифицировать как подлинные открытия. Быстрая «смена вех» привела к тому, что крупные исследователи (П. Н. Кропоткин, Р. В. Беммелен, Дж. Уилсон и др.) изменили свои позиции. По мнению В. Е. Хаина, геология вступила в новую фазу своего развития.

После появления новых мобилистских концепций стали уточняться представления об основных процессах развития земной коры: осадконакоплении, вулканизме (и магматизме), метаморфизме, эволюции геосинклиналей, подвижных зон и орогенических поясов. Была опубликована статья А. Митчелла и Г. Ридинга [220], в которой авторы с позиций новой концепции выделили четыре типа геосинклиналей (атлантический, андский, типа островной дуги и Японского моря) и показали особенности осадконакопления в них, а также выдвинули представление о трех типах орогенеза (андском, островной дуги и гималайском).

В 1969 г. А. В. Пейве [96], анализируя разрезы современной океанической коры с учетом новейших данных по геологии дна океанов, попытался сравнить ее с нижней частью разрезов древних эвгеосинклинальных зон и пришел к выводу об их большом сходстве.

Дж. Дьюи и Дж. Берд [34] высказали предположение, что орогенические пояса являются результатом тангенциальных движений литосферных плит, и доорогеническое «геосинклинальное» накопление осадков происходило в тех же условиях, которые теперь установлены в океанах и на окраинах континентов. В соответствии с развиваемой ими теорией тектоники плит в работе рассмотрены фазы эволюции океанов, континентальных окраин и орогенов.

В работе, посвященной горным складчатым поясам, Дж. Дьюи и Дж. Берд [35] рассмотрели стадии развития и дали соответствующие модели эволюции окраин континентов атлантического типа, а также горных поясов кордильерского типа и возникающих в процессе развития островных дуг обстановок столкновения островной дуги и континента (новогвинейский тип) и двух континентов (гималайский тип).

А. Митчелл и Г. Ридинг [221], проанализировав геологическое строение района островов Новые Гебриды и других островных дуг, сформировавшихся в кайнозое, показали, что эти структуры возникают в результате прерывистого поглощения

литосферы в районах глубоководных желобов. Они предложили модель островной дуги, выделили стадии эволюции островных дуг и определили характерные для них комплексы вулканических, вулканоплутонических и метаморфических пород. В этой же работе на примере районов Великих озер, п-ова Уэльса и о. Ньюфаундленд выделены островные дуги ордовикского возраста.

В той же работе А. Митчелл и Г. Ридинг с позиций новой глобальной тектоники попытались объяснить пространственные закономерности формирования главных типов геосинклинальных серий пород (эвгеосинклинальных, миogeосинклинальных, предгорных прогибов и т. д.), установленные ранее в соответствии с классической геосинклинальной теорией. В 1971 г. особое внимание выделению геологических формаций как свидетелей былых режимов геотектонических обстановок было уделено У. Диккинсоном, который рассмотрел возможные варианты тектонических обстановок геосинклинального осадконакопления при различном взаимодействии плит литосферы. В другой своей работе [186] он дал анализ обстановки схождения литосферных плит и выделил четыре возможных типа их столкновения.

Дж. Дьюн и Дж. Берд [181] проанализировали особенности образования и тектонического становления офиолитовых серий и их значение для расшифровки эволюции орогенических поясов, а А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др. [123] высказали предположение о том, что прекращение океанического этапа развития может быть связано или с процессами тектонического сжатия океанической коры, или с крупными горизонтальными перемещениями ранее сформированных сиалических масс, прерывающих существование океанических условий и прекращающих развитие геосинклиналей. Таким образом, континентальная кора, т. е. «базальтовый» и вновь образованный «гранитный» слои, возникают в ходе эволюции океанической коры.

Л. П. Зоненшайном [38] с позиций неомобилистских концепций новой глобальной тектоники была предложена новая схема геосинклинального процесса, согласно которой эвгеосинклинальные зоны на начальной стадии развития отвечают срединно-океаническим хребтам, а на зрелой — островным дугам. По Л. П. Зоненшайну, сущность геосинклинального процесса в эвгеосинклинальных зонах вдоль зоны Беньофа (или тектоносфера, по Ю. М. Шейнманну) состоит в поступлении из верхней мантии на поверхность энергии и вещества и формировании новой коры континентов в полном объеме, включая «базальтовый» и «гранитный» слои.

В 1972 г. была опубликована статья¹ В. И. Смирнова «В поле зрения — земной шар». В ней указано, что наряду со статической имеется и динамическая модель нашей планеты, которая

¹ «Правда», 1972, 18 февраля, с. 3.

при определении схемы ее развития учитывает горизонтальные передвижения земной коры, исчисляемые сантиметрами в год. По мнению В. И. Смирнова, главный принцип динамической модели Земли состоит в закономерном преобразовании материи планеты; динамическая модель Земли позволяет наметить источники минеральных веществ, играющих основную роль в формировании месторождений полезных ископаемых.

В этом же году состоялось тектоническое совещание по Урало-Монгольскому складчатому поясу, на котором А. В. Пейве выступил с докладом «Палеозойды Евразии и общие вопросы геосинклинального процесса». В докладе продолжал развиваться тезис о том, что континентальная кора возникает в ходе эволюции океанической коры; им были приведены свидетельства горизонтальных тектонических перемещений земной коры; выраженные образованием тектонических покровов и шарьяжей на Урале, в Средней Азии и Новой Зеландии, аллохтонным залеганием метаморфизованных пород в южной части Родопского массива. На совещании Л. П. Зоненшайн [39] продемонстрировал пример подхода к палеотектоническому анализу Урало-Монгольского складчатого пояса, в основе которого лежит предположение о значительных горизонтальных тектонических перемещениях континентальных плит.

В феврале 1972 г. состоялось научное заседание, организованное Отделением геологии, геофизики и геохимии АН СССР, по проблемам глобальной тектоники. По результатам заседания принято постановление, в котором отмечено, что концепции тектоники плит и новой глобальной тектоники представляют несомненный интерес и заслуживают серьезного отношения. Проблема механизма движений и развития земной коры и литосферы в целом имеет, кроме теоретических, и важные практические аспекты. В связи с этим очевидна необходимость резкого усиления исследований в данном научном направлении и придания им более целеустремленного характера.

Автор данной работы, анализируя механизм развития земной коры как результат взаимодействия литосферных плит, пришел к выводу о необходимости отказаться от единой модели геосинклинального пояса, предложил выделять несколько типов подвижных зон (рифтовые зоны, срединно-океанические хребты, островные дуги, активные и пассивные окраины континентов, окраинные моря, области смыкания континентов) и обобщил имеющиеся данные об их основных геологических особенностях. Анализ механизма тектоники плит привел к выводу о том, что под тектонической стадией, или фазой, следует понимать период однонаправленного движения двух литосферных плит (схождения или расхождения) [52].

В 1973 г. многие австралийские геологи решили отказаться от термина «геосинклиналь». Это произошло после симпозиума в Квинслендском университете. На 25-й сессии МГК, состояв-

шейся в августе 1976 г., австралийские геологи [177, 228 и др.], как и геологи других стран (за редким исключением), не применяли термин «геосинклиналь». Отказался от этого термина и автор монографии «Геосинклинали» Ж. Обуэн [91], который для сравнения тектоники Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов использовал мобилистские модели тектоники плит [158].

В декабре 1973 г. было проведено Всесоюзное научно-техническое совещание по проблемам металлогении в свете идей новой глобальной тектоники. На совещании участники обменялись первым опытом по применению идей мобилизма для создания геодинамических моделей, изучения строения отдельных регионов, а также для теоретического обоснования и развития исследований по прогнозированию месторождений полезных ископаемых.

В 1975 г. в Гренобле состоялась очередная Генеральная ассамблея Международного союза геодезии и геофизики, на которой были проведены симпозиумы на темы «Современное состояние теории тектоники плит», «Зоны субдукции, срединно-океанические хребты, желоба в океанах и геодинамика» и «Древние границы и окраины континентов». В большинстве докладов интерпретация геофизических и геологических данных проводилась с позиций новой глобальной тектоники (тектоники плит), предполагающей значительные горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры. Было приведено много новых данных, подтверждающих и иллюстрирующих эту концепцию или указывающих на необходимость ее усложнения и детализации [65]. По мнению П. Н. Кропоткина и других исследователей, модель новой глобальной тектоники в качестве важнейшей рабочей гипотезы выдержала испытание временем.

На 25-й сессии МГК в большинстве докладов были использованы модели новой глобальной тектоники. Интерес представляли доклады, в которых содержались данные по усовершенствованию геодинамических моделей и их применению к расшифровке геологического строения отдельных регионов. Специальный симпозиум на конгрессе был посвящен проблеме металлогении и новой глобальной тектонике. В докладах на примере исследования отдельных конкретных площадей и металлогенических провинций было показано применение моделей тектоники плит и основанных на них металлогенических моделей.

На конгрессе не было высказано каких-либо новых идей, существенно корректирующих положения концепции новой глобальной тектоники, и не возникало серьезных дискуссий. Это позволяет сделать вывод, что с 1975 г. эта концепция вступила в стадию широкого признания и применения.

В нашей стране на одном из последних научно-технических совещаний по использованию достижений концепции новой

глобальной тектоники были продемонстрированы возможности практического применения геодинамических моделей при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых [73, 89, 92, 109 и др.].

Таким образом, до 1968 г. в геотектонике безраздельно господствовали идеи, развиваемые научным направлением, отвергавшим роль значительных горизонтальных тектонических перемещений земной коры. Фиксистские концепции использовали единую модель развития геосинклинальных систем, которая, как предполагалось, объясняла условия формирования континентальной коры, а также процессы, происходившие в океанах [8, 9].

Процессы тектоно-магматической активизации на древних и молодых платформах, не укладывающиеся в рамки геосинклинальной гипотезы, объяснялись автономной и отраженной тектоно-магматической [7] концепцией [149, 150] активизации. Региональные модели в пределах этого научного направления до 1968 г. практически не разрабатывались, так как наблюдаемое геологическое строение земной коры и протекающие в ней процессы объяснялись с позиций единой модели геосинклинального пояса, хотя по мере накопления материалов для этого потребовалось выделить до 70 разновидностей геосинклиналей [122].

Геотектоника, учитывающая как горизонтальные, так и вертикальные движения земной коры (мобилизм), еще не имела стройной геотектонической концепции, способной объяснить имеющиеся фактические данные. Общие глобальная и региональные модели развития земной коры еще не были созданы. Существовали лишь отдельные геометрические и геологические модели и методы восстановления положения материков до дрейфа (на примере реконструкции Гондваны).

Период 1968—1972 гг. для теории геотектоники явился переломным. В эти годы поступала и обобщалась обширная и важная информация о геологическом строении дна океанов, Антарктиды, а также и хорошо изученных континентов Евразии, Северной и Южной Америки. В этот период были созданы мобилистские геотектонические концепции тектоники плит, или новой глобальной тектоники, которые позволили проинтерпретировать фактический материал, полученный при изучении дна океанов такими дисциплинами, как география, геохронология, петрология, магнетизм и палеомагнетизм, сейсмология и структурная сейсмология, геотермология, глубоководное бурение, палеонтология, а также в общих чертах увязать его с материалами исследований континентов. Указанные концепции включали представления о глобальной модели и в короткий срок привели к разработке региональных моделей строения и развития земной коры. Они сразу начали использоваться для новой трактовки накопленных данных. Их приняли на вооружение ге-

ологи, занимающиеся региональным анализом условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

В это время в геотектонике, отвергающей роль значительных горизонтальных перемещений земной коры, возник кризис, так как некоторые факты, полученные при изучении дна океанов, например, такие, как полосчатые магнитные аномалии и увеличение возраста осадков с удалением от оси срединно-океанических хребтов к окраинам континентов (по данным глубоководного бурения с судна «Гломар Челенджер») с несомненной очевидностью свидетельствовали в пользу предположения о раздвижении дна океанов. Кроме того, были получены новые данные, доказывающие существование Гондваны, и их также следовало объяснить, не прибегая к теории значительных горизонтальных перемещений земной коры.

В настоящее время в геотектонике наметилось три направления. Первое направление, продолжающее отрицать роль значительных горизонтальных перемещений земной коры, имеет еще довольно много сторонников, особенно среди геологов нашей страны. Это направление в настоящее время не имеет удовлетворительной общей глобальной модели строения и развития земной коры, которая могла бы объяснить не только тектонические структуры континентов, но и строение дна океанов. Разрабатываются новые принципы такой модели. Исследователи, развивающие это направление, отказались от попыток объяснить все многообразие структур земной коры стадийным развитием и вариациями одной сложной модели геосинклинального пояса и пришли к выводу о необходимости выделения нескольких моделей (геосинклинали, платформы, рифтовые зоны, зоны тектоно-магматической активизации, орогены, окраины материков) и типизации эндогенных режимов материков [10, 11]. Для большинства типов эндогенных режимов пока не предложено разработанных моделей, основанных на глыбово-волновых колебательных движениях земной коры и подкрепленных примерами современных и существовавших в прошлые эпохи геолого-структурных обстановок.

Второе направление, учитывающее как значительные горизонтальные, так и вертикальные движения земной коры, имеет много сторонников за рубежом, где концепция новой глобальной тектоники положена в основу национальных программ Геодинамического проекта. Это направление развивается и в нашей стране [29, 85, 118, 130, 148]. Сторонниками этого направления создана общая модель глобальной тектоники [1, 69, 83, 215], которая развивается концепцией о горячих точках (мантийных плюмажах) [169, 256]; разработаны региональные модели для геолого-структурных обстановок, возникающих при сдвигении и раздвижении литосферных плит, например модели рифтообразования на континентах и раскрытия океанов, поддвигания

и поглощения (субдукции) и столкновения (надвигания, обдукции) плит, включая объемные модели [34, 35, 179, 181, 183, 197, 220, 221].

Третье направление, имеющее довольно много сторонников в нашей стране, является промежуточным между двумя предыдущими. Его сторонники пересматривают некоторые теоретические положения учения о геосинклиналях, выделяют предшествующую геосинклинальной океаническую, а в последнее время и рифтовую [123] стадию развития земной коры и видят горизонтальные движения в линейных геосинклинальных поясах, измеряемых десятками и сотнями километров, которые приводят к тектоническому скучиванию океанической и более древней континентальной коры с образованием сложноскладчатых покровных структур [93, 123].

Однако, несмотря на признание существования крупных надвигов и процессов скучивания земной коры, сторонники этого направления, по мнению автора, недостаточно учитывают роль процессов субдукции океанической и континентальной коры, которые очень важны для решения проблемы условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Глава 2

ГЛОБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Наружную оболочку Земли (прочностью порядка 10^{10} Па) в настоящее время принято считать литосферной (каменной оболочкой) в отличие от расположенной на большой глубине астеносферы, которая при существующем там давлении обладает значительно меньшей прочностью и находится в состоянии течения при относительно малых напряжениях. Под земной корой понимают внешнюю часть литосферы, которая простирается до глубины залегания поверхности Мохоровичича (М).

После создания гипотезы разрастания океанического дна (sea-floor spreading) и литосферного конвейера к литосфере относят земную кору и жесткую часть верхней мантии.

В дальнейшем при разработке концепции тектоники плит исследователи пришли к выводу, что литосферная оболочка Земли состоит из некоторого количества жестких плит мощностью от 50—60 до 150 км, которые перемещаются по астеносфере.

18808

Первоначально в литосфере выделялось шесть крупных плит: Евразийская, Американская, Африканская, Тихоокеанская, Индо-Австралийская и Антарктическая [69]. При последующих исследованиях границы и соотношения литосферных плит были в значительной степени уточнены и в настоящее время на лике Земли различают около двух десятков плит, в том числе семь мегаплит (из перечисленных Американская плита разделяется на Северо-Американскую и Южно-Американскую), несколько мезоплит (например, плиты Наска, Карибская, Филиппинская и др.) и микроплиты, которые расположены между сходящимися мегаплитами и мезоплитами (Турецкая, Эгейская — между Евразийской и Африканской, плита Горда — между Северо-Американской и Тихоокеанской и т. п.) (рис. 1).

Если нижняя часть плит, состоящая из пород верхней части верхней мантии имеет более или менее постоянный состав, отвечающий примерно составу перидотита, то их верхняя часть — земная кора, расположенная выше границы М, значительно варьирует как по составу, так и по мощности. Различают океаническую, переходную и континентальную земную кору. Согласно концепции тектоники плит, океаническая кора формируется в осевых частях срединно-океанических хребтов и, возможно, в окраинных морях между материками и островными дугами.

Под переходной земной корой понимается земная кора плит, несущих островные дуги или окраины континентов, т. е. образования, состоящие соответственно из океанической коры или океанической коры (слои 3—1), перекрытой толщами терригенных или вулканогенно-осадочных отложений, которые подверглись воздействию вулканических, интрузивных и метаморфических процессов при поглощении соседней плиты с океанической корой.

Предполагается, что формирование континентальной коры продолжается при сдвигении и столкновении плит, несущих континенты с плитами островных дуг. При этом образуются горные складчатые сооружения, в которых мощность континентальной коры достигает 50—70 км.

Изучение строения плит в плане показывает, что большинство мегаплит гетерогенно, т. е. в своей верхней части они несут континентальную, переходную и океаническую коры. Например, на широте экватора от западной границы в осевой части Атлантического срединного хребта и до континентального склона Африканская плита несет только океаническую кору, затем к востоку после узкой переходной зоны наблюдается континентальная кора Африканского континента. Последний как бы впаян в литосферную плиту и пассивно перемещается вместе с ней. Крайняя же восточная часть плиты до срединно-океанического хребта Индийского океана снова несет океаническую кору. Переходная кора Африканской плиты представлена океанической корой, перекрытой в сравнительно узкой зоне шельфа

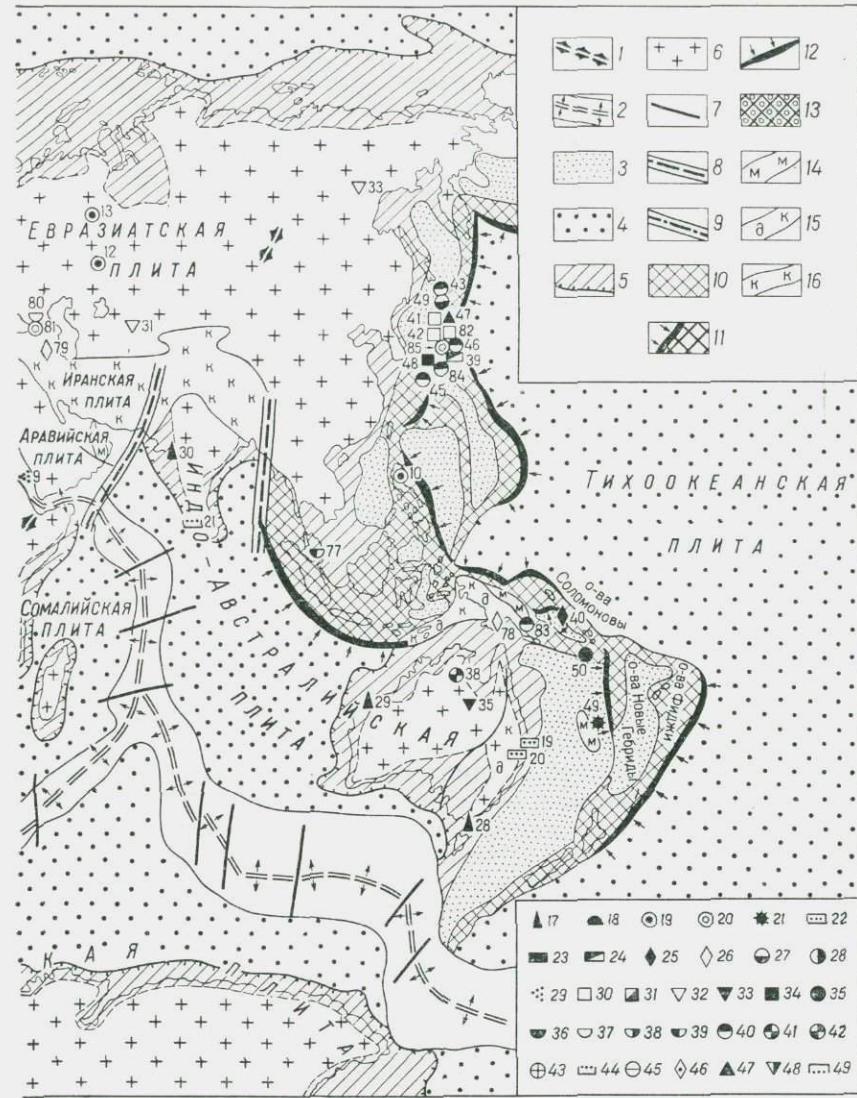
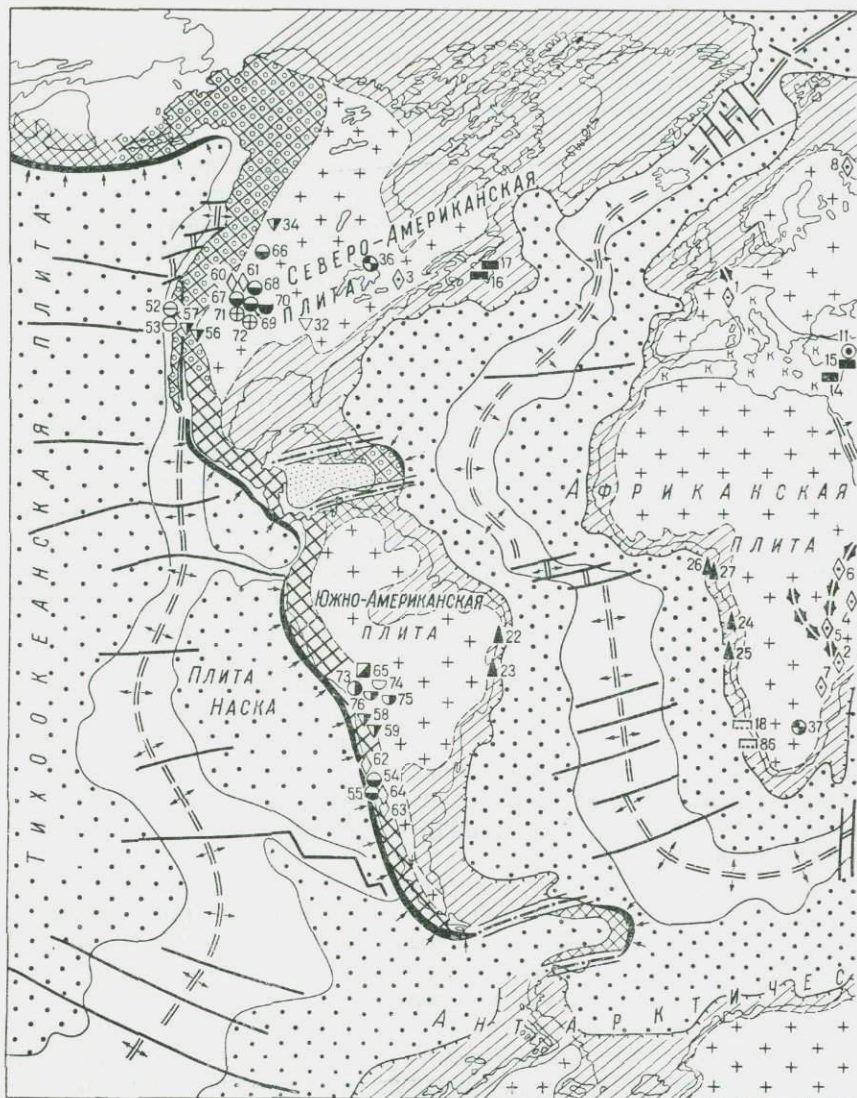


РИС. 1. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ И ПОЗИЦИЯ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВАЖНЕЙШИХ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ.

Основные типы структурных элементов земной коры: 1 — рифтовые зоны на континентах; 2 — срединно-океанические хребты; 3 — окраинные моря; 4 — абиссальные океанические впадины; 5 — пассивные окраины континентов; 6 — платформы и кристаллические щиты; 7 — трансформные разломы типа рифт-рифт; 8 — трансформные разломы типа рифт-зона субдукции; 9 — трансформные разломы типа зона субдукции-зона субдукции; 10 — островные дуги; 11 — активные окраины континентов андийского типа; 12 — глубоководные желоба; 13 — активные окраины континентов кордильерского типа; 14 — зона обдукции; 15 — орогены столкновения островных дуг с континентами; 16 — орогены столкновения континентов.

Месторождения полезных ископаемых: 17 — нефти и газа; 18 — скарновые железнорудные; 19 — магматические сегрегационные хромитовые; 20 — пластовые марганцевые в крем-

нистых толщах; 21 — латеритовые никель-кобальтовые на облущиваемой океанической коре; 22 — прибрежно-морские россыпи титана и циркония; 23 — медноколчеданные (кипрский тип); 24 — стратиформные медные и медно-цинковые (тип Бесси); 25 — меднопорфировые (с золотом); 26 — порфировые медно-молибденовые; 27 — медно-золоторудные и серебряные жильные; 28 — гидротермально-инфильтрационные и гидротермально-осадочные медистых песчаников и сланцев; 29 — рассолы и металлоносные осадки, обогащенные медью, цинком и другими компонентами; 30 — полиметаллические (тип Куроко); 31 — жильные и метасоматические полиметаллические с серебром и золотом; 32 — свинцово-цинковые стратиформные в карбонатных отложениях; 33 — свинцово-цинковые и медно-свинцово-цинковые в терригенных отложениях авлакогенов; 34 — ксенотермальные редкометалло-полиметаллические; 35 — латеритные бокситовые (островодужные); 36 — кварцево-молибденовые и молибдено-вольфрамовые; 37 — грейзеновые и жильные кварцево-вольфрамитовые с шеелитом, молибденитом, иногда с касситеритом; 38 — грейзеновые и жильные оловорудные и оловянно-серебряные; 39 — пегматитовые, грейзеновые и жильные редкометаллы (олово, вольфрам, бериллий и др.) в палингенных гранитах и их

и континентального склона довольно мощными осадочными толщами, как правило, лишенными вулканического материала. Аналогичное гетерогенное строение имеют многие другие литосферные плиты, однако некоторые из них, например Тихоокеанская метаплита, мезоплита Наска в верхней части, несут только океаническую кору.

Литосферные плиты Земли находятся в движении. С позиций концепции тектоники плит различают три типа границ плит: дивергентные, конвергентные и трансформные и соответственно три типа движения одной плиты относительно другой: раздвижение, сдвигание (схождение), поддвижение и скольжение [1, 69, 83].

Дивергентные границы выражены рифтовыми зонами на континентах и срединно-океаническими хребтами в океанах. Вдоль них происходит раздвижение и образование новых площадей океанической коры. Конвергентные границы представлены глубоководными желобами и зонами субдукции (поддвижения и поглощения), в которых плиты сходятся и одна из них «подныривает» под ведущий край соседней плиты. Трансформные разломы — это границы, вдоль которых плиты скользят одна относительно другой.

Раздвижение, или расхождение (дивергенция), литосферных плит происходит при расколе континентов в рифтовых зонах и затем при продолжающемся движении расходящихся плит в осевых частях срединно-океанических хребтов. Раздвижение вызывается подъемом снизу расплавленного материала верхней мантии, за счет которого наращиваются (аккреция) окраины плит. Структуры срединно-океанических хребтов являются крупнейшими и наиболее выдержанными тектоническими структурами на Земле, кроме о. Исландия, где они на всем протяжении являются подводными. Данные, полученные при расшифровке полосовых магнитных аномалий, а также результаты изучения

эзкоконтрактных зонах; 40 — золото-серебряные с теллуридами и золото-кварцевые; 41 — золото-урановые и урановые стратиформные в протерозойских авлакогенах; 42 — жильно-линзовидные гидротермально-вадозовые урановые (иногда с золотом) в проницаемых толщах протерозойских авлакогенов; 43 — гидротермально-инфильтрационные и энгенетические эзогенные урановые и ураново-ванадиевые; 44 — прибрежно-морские россыпи монацита (с ураном и торием); 45 — телетермальные ртутные; 46 — карбонатитовые танталониевые апатитовые, нефелиновые и др.; 47 — самородной серы; 48 — вулканогенно-осадочные борные, литиевые (с вольфрамом); 49 — прибрежно-морские россыпи алмазов.

Месторождения полезных ископаемых: 1 — Кайзерштуль; 2 — Чилва; 3 — Ока; 4 — Мрма; 5 — Нкумба Хилл; 6 — Сукуллу; 7 — Дорва; 8 — Хибинское; 9 — Атлантик II; 10 — Акоя; 11 — Гулеман; 12 — Кемпирсайское; 13 — Сарановское; 14 — Тродос; 15 — Эргани Меден; 16 — Литл-Бей; 17 — Тилт Кейв; 18 — Богенфельд; 19 — Страдброк; 20 — Байрон-Бей; 21 — Траванкур-Кочин; 22 — бассейн Серджици-Алагаос; 23 — Бака; 24 — Луанда; 25 — Тобиа; 26 — Пуэнт-Клеретт; 27 — Батанга; 28 — Джипсленд; 29 — о. Барроу; 30 — Анклеввар; 31 — Миргаймсай; 32 — долины Мисисипи; 33 — Сардана; 34 — Сулливан; 35 — Маунт Айза; 36 — Бляйд Ривер; 37 — Витватерсранд; 38 — район Алингторс Ривер; 39 — Бессен; 40 — Пангуна; 41 — Ханаока; 42 — Усниотан; 43 — Кономаи; 44 — Титосе; 45 — Кускинино; 46 — Такатама; 47 — Мацуо; 48 — Икуно; 49 — о. Новая Каледония; 50 — о. Реннелл; 51 — Эль Тофо; 52 — Нью-Альмаден; 53 — Нью-Идрия; 54 — Карризал Альто; 55 — Ченарсилло; 56 — Крамер; 57 — Серлс Лейк; 58 — Аскотан; 59 — Салинас Грандес; 60 — Юта Коплер; 61 — Бингем; 62 — Чукикамата; 63 — Эль Тениенте; 64 — Рио Бланко; 65 — Матильда; 66 — Кер д'Ален; 67 — Тинтик; 68 — Парк Сити; 69 — Ледвилл; 70 — Кляймакс; 71 — Ураван Белт; 72 — Шерли Бейсин; 73 — Коро-Коро; 74 — Чикоте-Гранде; 75 — Потоси; 76 — Оруро; 77 — м-ния Малайзии; 78 — Маунт-Фьюбилайи; 79 — Каджаран; 80 — Тырнауз; 81 — Чиатурское; 82 — Мотояма; 83 — Морюуб; 84 — Татибу; 85 — Такоро; 86 — Оранвемунт

глубоководных осадков на склонах хребтов позволили установить, что процесс раздвижения носит непрерывно-прерывистый характер и достигает в Срединно-Атлантическом хребте скорости 1—2, а в Тихоокеанском поднятии 6—10 см/год. Дивергентные границы литосферных плит отчетливо маркируются роями неглубокофокусных (до 100 км) землетрясений и цепями подводных вулканических островов.

Скольжение одной литосферной плиты относительно другой является следствием различия скоростей смещения этих плит или их частей. В результате граница между плитами проходит по крутопадающим разломам, раскалывающим их на всю мощность литосферы. Эти разломы Дж. Уилсон [129] предложил назвать трансформными. Он считал, что геотектонические структуры, развитые на одной из плит (например, хребет, островная дуга), подходя к разлому, трансформируются, резко обрываются, заканчиваются. Многие из трансформных разломов находятся на океаническом дне, но и на континентах имеются сочленения плит с континентальной корой, вдоль которых происходят значительные горизонтальные перемещения (например, разлом Сан Андреас в Калифорнии).

Сдвигание, или схождение (конвергенция), литосферных плит приводит к поддвиганию одной литосферной плиты под другую и к интенсивным тектоническим дислокациям земной коры, приводящим к возникновению орогенов. Концепции тектоники плит и новой глобальной тектоники исходят из гипотезы нерасширяющейся или слабо расширяющейся Земли. Предполагается, что расширение и наращивание плит в срединно-океанических хребтах вызывают напряжение в жестких литосферных плитах и приводят к их относительному перемещению. Чем больше скорость наращивания одной из окраин плит, тем быстрее должен поддвигаться, разрушаться и поглощаться другой край литосферной плиты. Такой механизм перемещения вещества земной коры на литосферных плитах по астеносфере, предугаданный А. Холмсом [142], в 1962 г. Р. Дитц назвал литосферным конвейером.

Следует отметить, что если процесс раздвижения плит надежно доказан и маркирован магнитными аномалиями и зональным распределением осадочных отложений на склонах срединно-океанических хребтов, то процесс сдвигания и поддвигания плит выражается орогеническими и другими сложными геологическими проявлениями. Может быть, поэтому еще многие исследователи сомневаются в существовании этого важного по своему значению процесса.

Следствия процесса поддвигания (субдукции) литосферных плит с океанической корой довольно отчетливо проявлены в образовании крупных морфоструктур — глубоководных желобов.

Труднее результаты этого процесса наблюдать в тех орогенических поясах, где происходит сдвигание плит, или пластин,

с континентальной и переходной корой, хотя и в этих случаях геодезические измерения свидетельствуют о постоянном сдвиге некоторых горных хребтов, т. е. о горизонтальных тектонических движениях со скоростью 1—2 см/год (например, перемещение хр. Петра Первого).

С поддвижением и поглощением плиты с океанической корой сопряжены изостатический подъем и вулканизм в надвигаемой плите, а также глубокофокусные землетрясения, эпицентры которых до глубин 700 км маркируют верхнюю поверхность подвигаемой плиты (зону Беньофа).

При схождении двух плит, из которых одна несет только океаническую кору, обычно поглощается последняя, как наименее плавучая. При этом может происходить практически полное поглощение значительных по размерам плит, что осложняет анализ эволюции древних орогенов. В некоторых случаях, особенно когда между главными плитами возникают и перемещаются мелкие плиты с океанической корой, последние могут быть надвинуты (обдущированы) на плиты с переходной и континентальной корой (на островную дугу или окраину континента). В таких случаях участие плит с океанической корой в формировании континентальной коры резко повышается.

Следует отметить, что при схождении плит тектонические движения происходят не только вдоль соприкасающихся поверхностей сталкивающихся плит. Кроме движения по зоне поддвижения перемещения происходят по сопряженным параллельным зонам надвигов, а также крутопадающим тектоническим разломам в краевых частях плит. Вероятны также гравитационные соскальзывания отдельных тектонических пластин с возвышенных участков суши. Эти перемещения, проявляющиеся в основном в периоды катастрофических землетрясений, изучены недостаточно.

Необходимо подчеркнуть, что неоднородность и изменение по вертикали плотности и прочности пород, слагающих литосферные плиты, определяют сложность явлений, происходящих при сдвигении плит. Наиболее простая картина наблюдается в районах глубоководных желобов, обрамляющих островные дуги или окраины континентов андийского типа, где поддвигаемая плита поглощается практически полностью вместе с океанической корой и слоем 1 пелагических осадков, а также перекрывающими их турбидитами, которые накапливаются в желобе. Все это погружается под ведущий край плиты, несущей континент; последняя имеет тем большую плавучесть на астеносфере, чем значительнее мощность переносимой ею континентальной коры.

Под островными дугами, плиты которых имеют меньшую плавучесть, чем плиты, несущие континенты, самые верхние слои океанической коры, сложенные турбидитами и слоем 1, часто не поглощаются, а соскабливаются и прирываются к ве-

душему краю надвигаемой плиты, наращивая переходную кору последней.

И, наконец, еще сложнее картина столкновения плит, несущих переходную и континентальную кору. Здесь нижние жесткие части литосферной плиты (несколько ниже раздела Моховичича) также, видимо, сдвигаются и сокращают площадь литосферной оболочки, а верхние части литосферных плит, сложенные осадочными и слабо метаморфизованными породами, подвергаются интенсивному дислокационному метаморфизму. Если нижние жесткие части плит сдвинутся на несколько десятков или сот километров, то на такое же расстояние в плане сократится площадь верхнего осадочного чехла с образованием складчатости. Именно этот процесс, очевидно, часто принимается за главную фазу складчатости — инверсионную складчатость. Породы среднего и нижнего ярусов переходной и континентальной коры сдвигающихся плит при этом подвергаются дополнительному метаморфизму, выражающемуся в повторных пликативных, а в жесткой среде в дизъюнктивных дислокациях.

Следовательно, общая глобальная модель строения и развития литосферы грубо сводится к существованию на земной поверхности «мозаики» (ансамбль) сравнительно жестких перемещающихся плит, которые раздвигаются, скользят и поддвигаются. В срединно-океанических хребтах в зонах расхождения плит возникает и наращивается океаническая кора, а в орогенных поясах она частично (или иногда полностью) преобразуется в континентальную кору.

Система литосферных плит и их перемещение на сферической поверхности Земли могут иметь количественные геометрические параметры. Геометрию границ плит можно выразить в географических координатах, а их перемещение — в виде координат полюсов, относительно которых плиты движутся по поверхности Земли, и векторов скорости вращения (см/год).

Таким образом, общая модель развития литосферной оболочки Земли с позиций концепции новой глобальной тектоники для тектонических палеореконокструкций позволяет применить точные количественные параметры. С этой точки зрения палеомагнитный метод приобрел очень важное значение. С его помощью, измеряя остаточную намагниченность пород, можно получить географические координаты их положения на поверхности Земли в момент образования. При этом более или менее точно определится широта, на которой сформировалась данная порода. Долгота может быть установлена при анализе относительных движений плит, на которых формировались разновозрастные отложения.

Выше отмечалось, что в орогенных поясах при столкновении плит происходит интенсивный метаморфизм и нарушение первоначального залегания пород. Поэтому неметаморфизованные породы с ненарушенным залеганием представляют наибольший

интерес для получения палеомагнитной информации о перемещениях литосферных плит. В этом отношении покровы древних щитов и платформ, очевидно, хранят наиболее полную и достоверную геологическую летопись о перемещениях плит, в которые они впаяны.

Для мгновенного современного относительного движения плит наилучшие решения найдены в работах К. Чейза [171] и Д. Минстера и др. [217]. Дж. Дьюи с соавторами [235] с позиций мгновенной кинематики тектоники плит представил подробный анализ эволюции альпийской системы в Средиземноморье от триаса до настоящего времени. Позднее он написал работу, содержащую некоторые теоретические положения о конечных перемещениях литосферных плит, выводы об эволюции масс пород на их окраинах, а также геологические следствия, которые следует учитывать при расшифровке геологического строения и эволюции орогенных поясов [179].

О возможном механизме, управляющем движением литосферных плит. По теории новой глобальной тектоники эволюция земной коры и протекающие в ней процессы обусловлены движением плит литосферы под воздействием конвекционных потоков мантийного вещества.

Предполагают, что причиной перемещения литосферных плит являются астеносферные конвективные движения вещества в мантии [252, 227], которые вызываются и поддерживаются процессом химико-гравитационной дифференциации вещества Земли, происходящим на поверхности раздела между мантией и ядром Земли [2, 87, 120]. По мнению О. Г. Сорохтина [120], расслоение первоначально однородной Земли на окисное железо, ядро и силикатную оболочку показывает, что на планетной стадии развития Земли должен существовать и действовать эффективный механизм химико-плотностной дифференциации вещества мантии, приводящий к выделению плотного земного ядра. Наиболее мощным процессом такого рода является гравитационная конвекция, возникающая в оболочке Земли в результате плотностной дифференциации на поверхности ядра Земли [2].

Основываясь на представлении о химико-гравитационной дифференциации вещества мантии, О. Г. Сорохтин разработал новую динамическую модель Земли, согласно которой в процессе необратимого развития ее внутренних оболочек периодически в масштабах геологического времени происходит перестройка плана конвективных ячеек. Континентальный рифтогенез, в частности, знаменует собой начало такой перестройки.

Известно, что некоторые исследователи пытались объяснить природу конвекционных потоков не внутренними, а внешними — космическими причинами. По ротационной гипотезе, разработанной советскими учеными Б. Л. Личковым, М. В. Стывасом

и Г. Н. Катерфельдом, напряжения в земной коре и ее деформации вызваны притяжением Луны и Солнца, замедляющим вращение Земли вокруг своей оси и создающим твердые приливы. М. В. Стовас и Э. Краус предполагали, что сила Кориолиса увеличивает скорость вращения подкорового пластичного субстрата в экваториальной зоне.

Т. Нельсоном и П. Темплом [229] была выдвинута гипотеза, в соответствии с которой вращение Земли вокруг своей оси обуславливает возникновение в астеносфере сплошного конвекционного потока, осложненного серией мигрирующих симметричных конвекционных ячеек, разгружающихся под срединно-океаническими хребтами; движение главного потока и миграция ячеек происходят в восточном направлении.

В 1972—1973 гг. в периодической литературе появилась серия работ, в которых развивалась гипотеза о мантийных струях (mantle plumes) в горячих точках (hot spots), отрицающая наличие в астеносфере главного конвекционного потока и вообще наличие астеносферы как таковой (т. е. сплошного размягченного слоя с меньшей, чем у литосферы, прочностью, допускающей течение материала).

Согласно представлениям Дж. Уилсона, первичным механизмом, вызывающим движение плит, являются конвекционные потоки, или струи [255, 256], восходящие из нижней мантии (возможно, с границы ядро—мантия) и расширяющиеся в астеносфере в виде струй — плюмажей. На поверхности литосферы они представлены горячими участками, или горячими точками [227, 256]. Продолжительность существования восходящих конвекционных потоков определяется десятками и сотнями миллионов лет. Плиты, под которыми действуют несколько восходящих потоков, на время могут приобретать стационарность относительно нижней мантии. Этот вывод позволяет дать новое объяснение механизму образования островных дуг и скупивания плит литосферы: большинство восходящих конвекционных потоков, а следовательно, и горячих участков приурочено к срединно-океаническим хребтам и стационарным плитам.

Имеющиеся представления о возможных причинах и механизме движения литосферных плит и геологические особенности некоторых проявлений магматизма на окраинах и в центральных частях плит приводят к следующим выводам.

1. Нарастивание окраин литосферных мегаплит и их раздвижение вызываются восходящими потоками мантийного вещества, которое поступает главным образом в области стыков плит. Мантийное вещество, видимо, перемещается в виде различных по объему и форме потоков, среди которых выделяются: а) конвекционные потоки, разгружающиеся вдоль протяженных трещин; б) сравнительно крупные мантийные диапиры (десятки и сотни тысяч квадратных километров) изометричной формы; в) меньшие по размерам струи.

2. В пользу возможного существования крупных тепловых конвекционных ячеек в астеносфере и подъема мантийного вещества вдоль трещин свидетельствует значительная протяженность срединно-океанических хребтов. Однако в современных условиях одновременного проявления подводного вулканизма на больших участках этих хребтов не наблюдается.

3. Движение мезоплит и микроплит определяется движением мегаплит.

4. Наличие крупных неправильных очертаний площадей океанической коры, которая выросла в позднем кайнозое в Западном Средиземноморье (море Альборан), а также широкое проявление в мезозое и верхнем палеозое траппов на некоторых кристаллических щитах позволяют допустить, что мантийное вещество может перемещаться в виде более мощных массопотоков по сравнению со струями, т. е. в форме диапиров. Одной из возможных причин выхода к поверхности крупных масс мантийного вещества к поверхности Земли являются вращательные движения микроплит, вызываемые перемещением сходящихся мегаплит.

5. Надежная геологическая информация о возможном существовании главного конвекционного потока в астеносфере и влиянии центробежных сил на передвижение плит литосферы отсутствует, хотя следует признать, что островные дуги в Тихом и Атлантическом океанах расположены только в их западных частях.

6. Возможно, в ходе эволюции Земли могло меняться соотношение указанных видов восходящих массопотоков мантийного вещества. На ранних стадиях эволюции могли преобладать конвекционные потоки и мантийные диапиры, возможно, более значительной была роль центробежных сил, действовавших на это вещество.

Глава 3

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ

СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В 20-х годах нашего века Л. Кобером была создана схема (модель) складчатых сооружений — орогенов. На ней в пределах орогена выделялись следующие структурные зоны: 1) форланд (платформа); 2) краевая впадина; 3) экстернид; 4) метаморфид; 5) централид; 6) интернид.

В. В. Белоусов, разработавший концепцию развития складчатых сооружений при волновых колебательных движениях

земной коры на месте геосинклинальных прогибов, различает в орогенах следующие структуры: 1) края платформ; 2) эвгеосинклинали; 3) миогеосинклинали; 4) парагеосинклинали; 5) интрагеоантиклинали; 6) центральные поднятия; 7) краевые прогибы; 8) межгорные прогибы; 9) передовые прогибы [5, 9, 11]. В последнее время для объяснения геодинамических процессов, проявляющихся вне геосинклинальных зон, В. В. Белосусов [11] выделяет следующие эндогенные режимы материков: 1) платформенные (древней и молодой платформ); 2) орогенные (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные); 3) рифтовые; 4) магматической активизации (платобазальтовые и центральных интрузий и трубок взрыва); 5) материковых окраин (атлантического и тихоокеанского типа). Класс геосинклинальных режимов подразделен на эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный и парагеосинклинальные типы и тип срединных массивов. Таким образом, им выделено шесть классов и 13 типов эндогенных режимов.

В. Е. Хаин [135] среди складчатых сооружений считает целесообразным выделять следующие типы структурно-формационных зон: 1) древние ядра (централиды); 2) внутренние зоны (интерниды, метаморфиды); 3) внешние зоны (экстерниды); 4) древние глыбы; 5) краевые массивы; 6) передовые прогибы; 7) срединные массивы; краевые (тыльные) и межгорные прогибы; 8) наложенные впадины субокеанического типа. Среди основных типов структурных элементов земной коры В. Е. Хаин различает четыре типа подвижных орогенных поясов: 1) геосинклинальные окраинно-материковые, или межматериковые; 2) эпигеосинклинальные; 3) эпиплатформенные; 4) срединно-океанические; кроме того, он выявляет два типа устойчивых элементов: 1) континентальные, 2) океанические (талассократоны) платформы.

Для металлогенического анализа А. Д. Щеглов [153] в качестве главных структурных элементов земной коры определил следующие: 1) подвижные геосинклинально-складчатые области; 2) платформы; 3) области автономной тектоно-магматической активизации; особое внимание уделено срединным массивам, как элементу земной коры, обладающему специфическими свойствами для металлогенических процессов. В поперечном разрезе идеализированной геосинклинально-складчатой области А. Д. Щегловым учтены следующие группы тектонических зон: 1) геосинклинальные трюги (рвы); 2) внутренние зоны; 3) краевые (периферические) зоны; 4) геосинклинальная рама; 5) пограничные разломы.

Таким образом, до последнего времени существовала тенденция объяснять все разнообразие орогенических поясов и протекающих в них геодинамических процессов с позиций одной довольно сложной модели, предусматривающей несколько стадий развития. Заметим, что с позиций фиксизма были, на

наш взгляд, прогрессивные попытки разделять геосинклинальные прогибы на несколько типов по их положению относительно границы материк—океан и характеру подстилающей земной коры [47].

Только концепции неомобилизма, давшие единую, более совершенную, чем прежние, глобальную геодинамическую модель процессов, протекающих в тектоносфере, определили большое разнообразие основных типов структурных элементов земной коры и сразу предложили для них соответствующие геодинамические модели. Сначала (1969—1973 гг.) эти модели были двухмерными, т. е. такими, которые отражали все одновременно протекающие процессы в плоскости одного разреза, а затем (1974 г.) была доказана необходимость создания и применения объемных моделей [184].

В 1972 г. автор для регионального анализа условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых показал необходимость использования вместо одной сложной модели геосинклинального пояса семи моделей подвижных зон, развивающихся по принципам тектоники плит: рифтовых зон на континентах, срединно-океанических хребтов, пассивных и активных окраин континентов, островных дуг, окраинных морей и областей смыкания (столкновения) континентов. В 1973 г. в свете идей глобальной тектоники плит автор предложил выделять 12 типов основных структурных элементов земной коры, добавив к подвижным зонам относительно стабильные структуры абиссальных океанических впадин и континентальных платформ и подразделив области столкновения плит на ряд типов.

В настоящее время глобальная модель строения и развития литосферной оболочки Земли, анализ современной кайнозойской геодинамики литосферных плит и представления о предполагаемом конвекционном механизме в мантии, управляющем их движением, с позиций мобилистских концепций глобальной тектоники позволяют по-новому подойти к рассмотрению основных типов структурных элементов земной коры и классифицировать их, а также обобщить предложенные для выделенных типов региональные модели развития земной коры. Таким образом, все многообразие структурных элементов земной коры может быть разделено на типы и для каждого из них определены важнейшие геологические особенности: условия осадконакопления, вулканизм, тектонические дислокации, интрузивный магматизм, а также связанные с ними полезные ископаемые.

Ниже предлагается классификация основных типов структурных элементов земной коры с позиций концепций новой глобальной тектоники (табл. 1).

В основу классификации положено существование трех основных видов движения литосферных плит: 1) раздвижение;

ТАБЛИЦА I

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Классы	Группы	Типы
Пояса раздвижения земной коры (тафрогены)		Рифтовые зоны континентов Срединно-океанические хребты Окраинные моря
Области транзита и скольжения литосферных плит (кратогены)	Области транзита плит	Абиссальные океанические впадины Платформы (щиты) Пассивные окраины континентов и плит с континентальной корой
Зоны сдвижения, поддвигания и столкновения литосферных плит (орогены)	Зоны скольжения (тектонические зоны, прилегающие к трансформным разломам) Зоны значительного сдвижения и поддвигания одной плиты под другую	Рифт—рифт Рифт—зона субдукции Зона субдукции—зона субдукции Островные дуги Активные окраины континентов андийского типа
	Зоны столкновения и ограниченного поддвигания одной литосферной плиты под другую	Глубоководные желоба Активные окраины континентов кордильерского типа Зоны обдукции Зоны столкновения островных дуг с континентами Зоны столкновения континентов

2) скольжение друг относительно друга; 3) сдвижение. Геолого-структурные обстановки, или элементы земной коры, соответственно разделяются на три больших класса: 1) пояса раздвижения земной коры; 2) области транзита и скольжения литосферных плит; 3) зоны сдвижения, поддвигания и столкновения плит.

Пояса раздвижения земной коры представляют собой структурные элементы земной коры, в пределах которых литосферные плиты располагаются над восходящими потоками или струями мантийного магматического материала. Это такие области, где литосферная плита испытывает значительные растягивающие усилия, приводящие к раздвижению и перемещению частей плиты на значительные расстояния. Этот класс

основных структурных элементов земной коры включает: 1) рифтовые зоны континентов или плит с континентальной корой, погруженных под уровень моря или океана; 2) срединно-океанические хребты; 3) окраинные моря (малые океанические бассейны).

Рифтовые зоны континентов или плит с континентальной корой, возникают в начальную фазу деятельности восходящих мантийных потоков при достижении ими «подошвы» литосферных плит.

Раскол крупной мегаплиты с континентальной корой и дрейф ее частей, т. е. раскрытие нового океанического бассейна, по-видимому, может быть вызван только группой восходящих мантийных потоков, суммарная энергия которых достаточна для такого процесса. В этом случае рифтообразование на плитах с континентальной корой сменяется начальной стадией образования следующего типа основных структурных элементов земной коры — срединно-океанических хребтов.

Восточно-Африканская рифтовая система образована, очевидно, группой восходящих мантийных струй, откалывающих от Африканской мегаплиты Сомалийскую плиту. Переходной стадией от рифтовой системы на континенте к срединно-океаническому хребту является межматериковый рифт Красного моря.

Срединно-океанические хребты представляют собой крупнейшие на современном лике Земли и наиболее выдержанные по простиранию тектонические структуры, располагающиеся в областях расхождения литосферных мегаплит. Они установлены в Тихом, Атлантическом, Индийском и Ледовитом океанах и, как показывает их название, в большинстве случаев располагаются в центральных частях океанических бассейнов. Однако в позднюю стадию развития океанов надвигающимися на них плитами срединно-океанические хребты могут оказаться в краевых частях океанов. Такое положение занимает в настоящее время Восточно-Тихоокеанское поднятие (срединно-океанический хребет) благодаря западному дрейфу Северо-Американской мегаплиты. В срединно-океанических хребтах идет процесс наращивания окраин мегаплит и формирования молодой океанической коры.

Окраинные моря (малые океанические бассейны) обычно расположены между континентами и островными вулканическими дугами. Они являются довольно распространенными структурными элементами в современную эпоху и характерны для всей восточной окраины Евразийского материка, где длинной цепью протягиваются с севера на юг. К числу окраинных морей следует также относить Карибское море и море Скоша. Условия формирования окраинных морей изучены еще недостаточно. Предполагают, что они возникают при отодвигании плиты с островной дугой от материка, в результате подъема значительной массы основной магмы, выплавленной в одну из стадий

развития островной дуги. Часть окраинных морей расположена на плитах с океанической корой, отгороженных от океана молодыми островными дугами.

Таким образом, в двух типах зон раздвижения земной коры — в срединно-океанических хребтах и в окраинных морях — происходит наращивание литосферных плит и земной коры океанического типа.

Ко второму классу структурных элементов земной коры следует относить части литосферных плит, располагающиеся в областях транзита, а также области скольжения одной литосферной плиты относительно другой. К нему принадлежат группа элементов транзитных плит и группа элементов, включающих трансформные разломы разных типов.

Под группой элементов транзитных плит следует понимать структуры центральных частей мегаплит и мезоплит, совершающих передвижение на горизонтальной ветви конвекционного потока. Среди них различаются: 1) абиссальные океанические впадины; 2) платформы (кристаллические щиты); 3) пассивные окраины континентов (плиты с континентальной корой). В зонах транзита литосферных плит сегменты земной коры совершают перемещения, не подвергаясь существенным тектоническим перестройкам.

Абиссальные океанические впадины дна океанов занимают обширные площади мегаплит, сложенных океанической корой. В период «странствия» части литосферной плиты, несущей новообразованную океаническую кору, на ней формируется лишь сравнительно маломощный слой 1 океанической коры, представленный глубоководными пелагическими осадками. Другие новообразования абиссальных океанических впадин представлены асейсмическими вулканическими цепями островов и подводных гор, которые возникают, по-видимому, при расколе маломощной океанической литосферной плиты струей конвекционного потока или в периоды прохождения ее над единичной восходящей мантийной струей.

Платформы, сложенные континентальной корой средней и большой мощности, занимают значительные пространства континентов. В зонах транзита земная кора платформ не подвергается существенным изменениям; преобладают лишь выветривание и эрозия выведенных на поверхность Земли образований. Однако, как и плиты с океанической корой, платформы подвержены воздействию восходящих потоков или струй мантийного вещества, результатом деятельности которых является возникновение зон тектоно-магматической активизации, выраженных излияниями основных и щелочно-основных лав на площадях, где континентальная кора имеет среднюю (25—35 км) мощность, а также образованием кимберлитовых трубок и кольцевых интрузий ультраосновных и щелочных пород на участках с большей мощностью континентальной коры. Возможно, что

большие площади платобазальтов на платформах связаны с деятельностью крупных мантийных струй—диапиров.

Платформы, или кристаллические щиты, впаины чаще всего в центральные части гетерогенных плит, каковыми являются Евразийская, Африканская, Северо-Американская и другие мегаплиты.

Пассивные окраины континентов представляют собой наиболее протяженные линейные геолого-структурные элементы на современном лике Земли. Пассивные окраины континентов и микроконтинентов располагаются не на ведущем, а на волочащемся («путешествующем») крае литосферной плиты, который располагается, как правило, ближе к участку погружения конвекционного потока, вследствие чего пассивная окраина мегаплиты, мезоплиты или микроплиты обычно испытывает погружение и на ней формируются невулканические осадочные толщи значительной мощности.

Следующая группа структурных элементов представлена трансформными разломами, среди которых выделяют: 1) разломы типа хребет—хребет (рифт—рифт), соединяющие две зоны раздвижения плит; 2) разломы типа хребет—дуга (рифт—зона субдукции), прослеживающиеся от зоны раздвижения до зоны поддвигания и поглощения; 3) разломы типа дуга—дуга (зона субдукции—зона субдукции), соединяющие две зоны поддвигания [179].

Распространение трансформных разломов разных типов на современном лике Земли неодинаково. Наиболее широко развиты трансформные разломы типа рифт—рифт, осложняющие крупнейшие структуры срединно-океанических хребтов и плиты с маломощной океанической земной корой. Некоторые из этих разломов, например Мендосино, Пайонир, имеют протяженность несколько тысяч километров. К этому же типу структур относятся крупные трансформные разломы, проходящие по окраинам некоторых мегаплит, когда эти разломы соединены между собой короткими отрезками зон раздвижения (например, разлом Сан Андреас на западной окраине Северо-Американской мегаплиты).

Трансформные разломы второго типа имеют ограниченное распространение и встречаются в зонах столкновения мегаплит. К числу таких разломов можно отнести разломы, соединяющие рифтовые зоны Красного моря, Аденского залива и Индийского океана с зонами столкновений Аравийской и Индостанской плит соответственно с Турецкой, Иранской и Евразийской плитами, т.е. Иорданский, Пакистанский и Бирманский разломы.

Трансформные разломы третьего типа развиты преимущественно в зонах столкновения мегаплит с переходным и континентальным типом земной коры. Они в значительной мере перекрыты краевыми частями надвиговых пластин с мощными терригенными отложениями.

Третий большой класс структурных элементов земной коры, включающий зоны сдвижения, поддвигания и столкновения литосферных плит,— класс орогенов. Этот класс структурных элементов является наиболее важным для расшифровки тектоники континентов и земной коры континентального типа. Он может быть подразделен на две группы зон: 1) максимального схождения и поддвигания одной литосферной плиты с океанической корой под другую; 2) ограниченного схождения и поддвигания одной плиты под другую. Структурные элементы обеих групп располагаются над участками схождения погружающихся ветвей конвекционных потоков, в результате чего литосферная плита, несущая океаническую кору, изгибается (или ступенчато раскалывается) и погружается под другую плиту. Структурные элементы такого рода на земной поверхности морфологически выражены глубоководными желобами. Исключение составляют зоны обдукции, в которых плита с океанической корой надвигается на плиту, несущую кору переходного или континентального типа.

В группе зон максимального схождения и поддвигания плит с океанической корой под другие плиты можно выделить два основных типа структурных элементов— тип островной дуги и андийский тип активных окраин континентов. Общим для них является наличие в местах поддвигания сейсмических зон глубокофокусных землетрясений, которые достигают глубины около 700 км. Это дало основание предположить, что и процесс поддвигания распространяется на ту же глубину.

Фронтальная часть движущейся литосферной мегаплиты с океанической корой испытывает максимальные тектонические нагрузки, которые на значительном удалении от срединно-океанического хребта приводят ее к расколу и возникновению в ее краевой части одной или нескольких новых мезоплит и микроплит. Продолжающееся движение мегаплит ведет к заложению зон поглощения под эти плиты. В результате интенсивной магматической и вулканической деятельности, сопровождающей развитие таких зон, на земной поверхности образуются островные дуги и формируется земная кора переходного типа. Плита под островную дугу может погрузиться на значительную глубину, однако, как показывает анализ сейсмических данных, это происходит далеко не всегда. При продолжающемся движении мегаплиты с океанической корой возникают новые расколы в ее краевой части с образованием микроплит и мезоплит, новые зоны поглощения перед островной дугой, субпараллельные прежним, или за дугой в окраинном море. В первом случае островная дуга «завоевывает» вулканическими дугами новое океаническое пространство и движется в сторону океана с формированием на «отвоюванном» пространстве земной коры переходного типа. Во втором случае начинается закрытие

окраинного моря и затем столкновение островной дуги с окраиной континента.

Выше было отмечено, что островные дуги и сопряженные с ними окраинные моря на современной поверхности Земли довольно широко распространены. Реже встречаются структурные элементы типа активных окраин континентов, которые более характерны для окраин мегаплит и мезоплит. Для них типично возникновение дугообразных орогенов, в центральных частях которых развиты вулcano-плутонические гранодиорит-дацитовые и гранит-липаритовые формации. Тектонотипом таких элементов является западная окраина Южно-Американского материка.

Вторая группа структурных элементов земной коры, образующихся в процессе ограниченного схождения и поддвигания одной плиты под другую, включает: 1) активные окраины кордильерского типа; 2) зоны надвигания плит с океанической корой на островные дуги и пассивные окраины плит (зоны обдукции); 3) зоны столкновения островных дуг с континентами; 4) зоны столкновений континентов или плит с континентальной корой.

Структурные элементы этой группы часто трудно дешифрируются на дневной поверхности из-за интенсивных тектонических деформаций, неизбежных в верхних этажах сталкивающихся плит. В результате деформаций эти структурные элементы имеют более сложное строение и их геодинамические модели разработаны слабее, чем модели элементов других типов.

Активные окраины континентов кордильерского типа возникают при поддвигании плит с океанической корой под пассивные окраины континентов и плит с континентальной корой, на которых накопился клин осадочных терригенных и карбонатных невулканических пород, т. е. под плиты с переходным или континентальным типом земной коры. Тектонотипом таких структурных элементов является современная южная окраина Аляски, а в раннем кайнозое и позднем мезозое — также и западная окраина Северо-Американского материка.

Зоны надвигания (зоны обдукции) плит с океанической корой на островные дуги и пассивные окраины плит возникают в основном только при столкновении крупных литосферных плит. Океаническая кора мезоплит и микроплит, заключенная между мегаплитами, может быть выдавлена из области столкновения и надвинута на континентальную кору. В этих случаях быстрый рост континентальной коры происходит не только за счет включения в нее океанической коры, но и за счет несоизмеримо больших объемов пластин, сложенных веществом верхней мантии. Предполагают, что современный процесс подобного рода происходит под водами Средиземного моря к югу от о. Крит, где океаническая кора Средиземноморского хребта

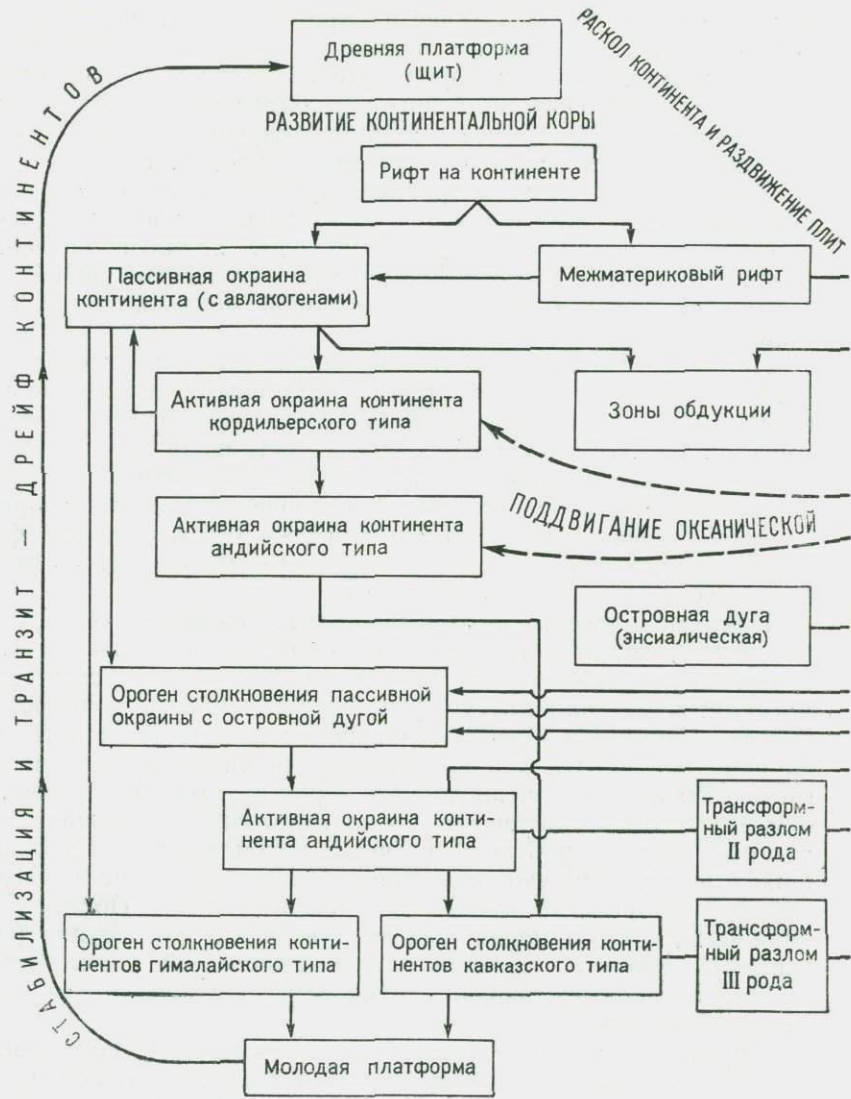
надвигается на северную часть окраины Африканской плиты [35]. Выходы офиолитовых формаций таких обдущированных литосферных пластин и пород древней верхней мантии становятся с позиций концепций новой глобальной тектоники одним из важнейших индикаторов границ столкнувшихся плит, а также древних зон поддвигания и поглощения (субдукции).

Зоны столкновений островных дуг с континентами представляют собой один из этапов развития орогенов незавершенного цикла развития, когда происходит причленение одной островной дуги к континенту, а затем заложение новой островной дуги или образование активной окраины андийского типа.

Примеры современных зон столкновений континентов или плит с континентальной корой с островными дугами можно видеть на северной окраине Индо-Австралийской плиты, на которую надвигаются в Тиморском море островная дуга Зондских островов, а в Соломоновом море дуга Соломоновых островов и о. Новая Британия. Области столкновений в древних орогенических поясах выражены комплексами островодужных формаций, среди которых наиболее характерными являются формации известково-щелочных вулканитов.

Наконец, последними из выделяемых основных структурных элементов земной коры являются области столкновения плит с континентальной корой. Они наблюдаются при схождении мегаплит и мезоплит, несущих на себе континенты и микроконтиненты. Обычно процесс столкновения начинается с того, что окраина континента кордильерского или андского типа надвигается вначале на океаническую кору, а затем на пассивную окраину другого континента. Сдвигание плит продолжается до тех пор, пока напряжения в области сочленения сталкивающихся и деформирующихся окраин континентов не превысят усилия, которые вызывают перемещение плит. После этого должна возникнуть новая зона поддвигания и поглощения (субдукции) с другого, тыльного края поддвигаемой плиты. Одним из тектонотипов обстановок столкновения континентов является Гималайский ороген.

Другим возможным способом столкновения континентов является сближение двух плит с континентальной корой, обе окраины которых активны. Это происходит чаще всего в заключительную стадию закрытия океана, когда в области сталкивающихся выступов активных окраин поглощается и перекрывается третья океаническая литосферная плита. Предлагаем этот тип столкновения называть кавказским, так как его тектонотипом является Кавказ, образованный при столкновении активных окраин Евразийской (Скифской) и Иранской плит, надвинутых на плиту Тетис, реликтом которой являются области с океанической корой (без «гранитного» слоя) Черного моря и Южно-Каспийской впадины.



Следует подчеркнуть, что многие выделенные типы структурных элементов имеют между собой постепенные переходы (рис. 2). Например, рифтовые зоны континентов со временем могут превращаться в рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Структурой подобного типа является рифтовый трог Красного моря. Всегда можно выделить переходные зоны между срединно-океаническими хребтами и абиссальными океаническими впадинами, абиссальными впадинами и глубоководными

ФОРМИРОВАНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

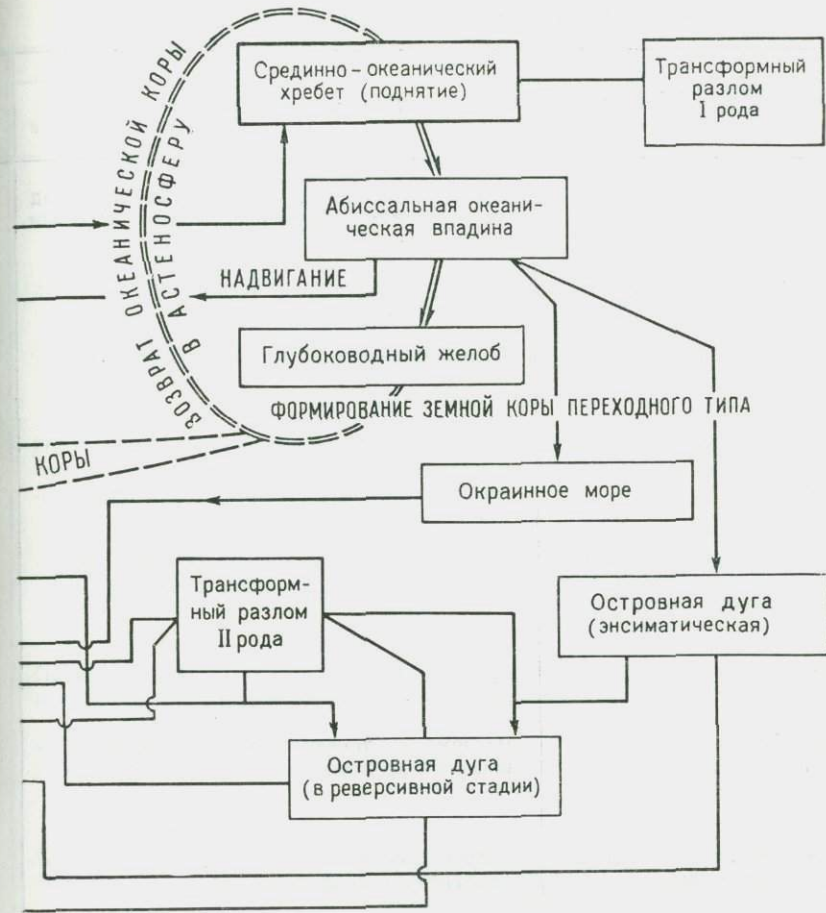


РИС. 2. СТАДИИ И ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НАПРАВЛЕНИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ПОКАЗАНЫ СТРЕЛКАМИ)

желобами, пассивными окраинами и платформами и другими парами сопряженных структурных элементов. Это, конечно, усложняет анализ фактических материалов и реконструкцию палеотектонических обстановок прошлого.

В табл. 2 систематизированы выделенные типы геолого-структурных обстановок земной коры, показана геотектоническая позиция, в которых они возникают, а также протяженность

ТАБЛИЦА 2

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Типы основных структурных элементов	Геотектоническая позиция	Проявления на современном лике Земли	
		Протяженность структур в градусах земной окружности	Примеры
Рифтовые зоны континентов	Зоны раздвижения литосферных плит над восходящими конвекционными струями (плюмажами)	60	Восточно-Африканская, Байкальская, Рейнский грабен
Срединно-океанические хребты	Зоны раздвижения (дивергенции) крупных плит	540	Атлантический, Восточно-Тихоокеанский, Индийский и хребты, окружающие Антарктиду
Окраинные моря (малые океанические бассейны)	Зоны растяжения в тылу островных дуг	120	Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Андаманское, Яванское, Коралловое, Тасманово, Карибское, Скоша
Абиссальные океанические впадины	Части литосферных плит с океанической корой между срединными хребтами и глубоководными желобами или континентальными подножиями	Около 50% земной поверхности	Обширные абиссальные пространства в Тихом, Атлантическом, Индийском и Ледовитом океанах
Пассивные окраины континентов	Тыльные и срединные части плит (переходная зона от континента к океану)	700—800	Восточные окраины Северной и Южной Америки, окраины Африки (кроме северо-западной), южные окраины Индии и Австралии, северные окраины Евразии и Северной Америки
Платформы (кристаллические щиты)	Срединные части литосферных плит с континентальной корой мощностью 30—40 км	Около 1/3 поверхности суши	Обширные пространства главным образом центральных частей континентов
Трансформные разломы типа рифт—рифт	Разломы соединяют отрезки срединно-океанических хребтов	Сотни и тысячи километров (многочисленны)	Мендосино, Пайониер, Вегенера, линия де Гира, разломы, осложняющие Срединно-Атлантический хребет (особенно в экваториальной части), Сан Андреас
Трансформные разломы типа рифт—зона субдукции	Разломы соединяют зоны раздвижения и поддвигания литосферных плит	Сотни и тысячи километров (немногочисленны)	Разлом, ограничивающий Карлсбергский хребет в Индийском океане и прослеживающийся по восточной окраине Иранской плиты до Гималайской горной цепи
Трансформные разломы типа зона субдукции—зона субдукции	Разломы соединяют две зоны поддвигания литосферных плит	Сотни и тысячи километров (немногочисленны)	Разломы, ограничивающие Южно-Сандвичеву (Скоша) и Малую Антильскую островные дуги
Островные дуги	Области формирования земной коры переходного типа над поддвигаемой плитой с океанической корой	120	Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Рюкю, Филиппинская, Зондская, Тонга-Кермадекская, Соломоновых островов, Скоша
Активные окраины континентов андийского типа	Фронтальные части плит с мощной (50—70 км) континентальной корой, надвигаемых на плиты с океанической корой	60	Западная окраина Южной Америки
Глубоководные желоба	Зоны погружения поддвигаемых (поглощаемых) плит с океанической корой под островные дуги и континенты	200	Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Рюкю, Филиппинская, Яванская, Тонга-Кермадекская, Гватемальская, Атакамская (Перуанско-Чилийская), Пуэрто-Рико впадины

Продолжение табл. 2

Типы основных структурных элементов	Геотектоническая позиция
Активные окраины континентов кордильерского типа	Зоны заложения и поглощения плит с океанической корой под плитами с корой переходного типа, тектоно-магматическая активизация пассивных окраин континентов
Зоны надвигания плит с океанической корой на островные дуги и пассивные окраины плит (зоны обдукции)	Области выталкивания небольших плит с океанической корой при столкновении крупных литосферных плит, локальные участки крупных плит с океанической корой, надвигаемые на плиты с переходной корой
Зоны столкновения островных дуг с континентами	Области схождения плит с переходной и континентальной корой
Зоны столкновений континентов	
а) гималайского типа	Области надвигания на пассивные окраины континентов плит с континентальной корой (с окраинами кордильерского или андийского типов)
б) кавказского типа	Области столкновения плит с активными окраинами над плитой с океанической корой

соответствующих структур в градусах земной окружности или размеры проявлений по площади, а также примеры этих обстановок на современном лике Земли.

Глава 4

МОДЕЛИ И ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВАЖНЕЙШИХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Вначале мы рассматриваем сравнительно простые по своему строению структурные элементы земной коры, возникающие при раздвижении мобильных литосферных плит, их транзите и скольжении друг относительно друга, а затем значительно более сложные структуры земной коры, образующиеся при сдвигении, поддвигании и столкновении плит.

Проявления на современном лике Земли

Протяженность структур в градусах земной окружности	Примеры
30	Южные части Аляски и Камчатки, архипелага Юго-Восточной Азии
10—15	Надвиг Средиземноморского хребта на северную часть Африканской континентальной окраины (к югу от о. Крит)
10	Столкновение Зондской дуги с северной окраиной Австралийского континента; дуга о. Новые Гебриды и Соломоновых островов надвигается на восточную окраину Австралийской плиты
55	Гималаи — результат поддвига Индийской плиты под Евразийскую
5	Кавказ — результат столкновения активных окраин Иранской и Скифской плит под океанической плитой Тетиса

Рифтовые зоны континентов

При разрыве литосферных плит и в начальную стадию их раздвижения на континентах и прилегающих к ним площадях возникают рифтовые пояса и рифтовые зоны.

Под рифтовыми поясами понимают «весьма протяженные, планетарного масштаба полосовидные зоны растяжения земной коры и верхней части мантии, развитые в пределах океанов и континентов, важнейшей структурной формой которых является либо один глубокий и относительно узкий, обычно ступенчатый осевой грабен, ограниченный нормальными сбросами большой глубины заложения (собственно «рифт»), либо несколько (иногда целая серия) подобных грабенов... Рифтовые пояса состоят из отдельных звеньев, сегментов или ветвей, которые можно назвать рифтовыми зонами» [79, с. 14, 17].

На современном лике Земли рифтовые пояса на континентах имеют общую протяженность около 9000—10 000 км, т. е. они составляют 80—90° земной окружности; 2/3 этой длины занимает

Африкано-Аравийский рифтовый пояс (около 6500 км), а $\frac{1}{3}$ приходится на долю Байкальской, Рейнской и Калифорнийской рифтовых зон.

Африкано-Аравийский рифтовый пояс прослеживается от устья р. Замбези на юге до гор Тавр в Южной Турции на севере. К этому поясу относятся Ньяса-Танганьикская (западная) и Кенийско-Эфиопская (восточная) рифтовые зоны, образующие в совокупности Восточно-Африканскую рифтовую систему, а также Красноморско-Западно-Аравийский (северный) сегмент.

Рифтовая зона Красного моря, протягивающаяся на 1800 км, представляет собой одно из интереснейших образований на земном шаре. Она является единственной на современном лике Земли тектонической структурой, отражающей смену континентального рифтообразования океаническим, т. е. начальную стадию открытия океана (современный межматериковый рифт, по Е. Е. Милановскому [79]).

Грабен Красного моря, заложенный вдоль древней ослабленной зоны в широком поясе позднепротерозойской складчатости и тектонической активизации, имеет ширину от 150—200 км на севере до 350—400 км на юге и выполнен главным образом кайнозойскими отложениями. Его осевая зона шириной 50—100 км и глубиной до 1—2,5 км представляет собой раздвиг с горизонтальным перемещением обрамляющих рифт блоков в субмеридиональном направлении. Это установлено геофизическими исследованиями, которые позволяют предполагать наличие разрыва сплошности гранитно-метаморфического слоя и внедрение между расходящимися литосферными плитами Африки и Аравии серии мощных даек основного или ультраосновного вещества мантии. Именно в этом «грабене в грабене» выявлены депрессии Красного моря с горячими металлоносными рассолами и осадками.

В районе северной оконечности Красного моря находится тройное сочленение Шарм-эль-Шейк, двумя ветвями которого являются грабены Красного моря и Суэцкого залива. Третья ветвь сочленения — Левантинская зона грабенов — начинается в Акабском заливе Красного моря и прослеживается в бассейнах Мертвого моря, р. Иордана и Тивериадского озера [169]. Их продолжением являются грабены Эль-Габ и Карасу, которыми Африкано-Аравийский пояс заканчивается у альпийских складчатых сооружений Восточного Тавра в Юго-Восточной Турции.

Байкальская рифтовая зона расположена в самом центре Азиатского материка в области протерозойской складчатости, обрамляющей с юго-востока Сибирскую платформу.

Система байкальских рифтовых структур протягивается на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии, описывая двойную дугу северо-восточного простирания. Байкальская система включает

неравновеликие по площади озерные и сухопутные межгорные впадины, расположенные или по линии простираения одна за другой или кулисообразно. Рифтовые зоны заложены в гетерогенном складчатом поясе, образованном байкалидами и ранними каледонидами. Морфологически рифтовые впадины асимметричны в поперечном профиле: их северные или северо-западные борта имеют большую крутизну [132].

Байкальские рифтовые впадины выполнены континентальными осадочными отложениями олигоцена—миоцена, плиоцена и антропогена. Среди олигоцен-миоценовых отложений преобладают песчаники, алевролитовые и глинистые породы, местами встречаются бурые угли. Верхние слои разреза сложены грубообломочным материалом. Суммарная мощность кайнозойских отложений по геофизическим данным достигает 5000—6000 м.

Одновременно с накоплением кластических отложений в Байкальской рифтовой зоне происходили излияния трахибазальтовых лав. Они начались в олигоцене—миоцене и продолжались с перерывами до голоцена. В Тункинской и сопряженных с ней впадинах лавовые потоки залегают как по краям впадин, так и в их центральных частях, переслаиваясь с неогеновыми и плейстоценовыми отложениями. Отмечено большое петрографическое и петрохимическое сходство кайнозойских трахибазальтовых вулканитов на обширной территории — в Байкальской зоне рифтов, в Забайкалье и Монголии.

Рейнские грабены. Система Рейнских грабенов кайнозойского возраста расположена среди герцинских сооружений Западной Европы. Рейнские грабены прослеживаются на расстоянии около 600 км от предальпийского прогиба на юге до Северного моря и Северо-Германской впадины на севере.

Система Рейнских грабенов пересекает сводовое поднятие, первоначально объединявшее Вогезы, Шварцвальд и Рейнские сланцевые горы. Ширина поднятия до 250 км, длина 350 км. Предполагают, что поднятие начало формироваться в начале мезозоя, а признаком опускания земной коры является отложение в грабенах гипсов и галита в конце эоцена — начале олигоцена; в верхнем олигоцене в Нижне-Рейнском грабене накапливалась толща бурых углей.

У южной оконечности Рейнского массива, сложенного породами нижнего структурного яруса герцинид, Верхне-Рейнский грабен разветвляется на Нижне-Рейнскую и Гессинскую ветви, образуя типичное тройное сочленение. Именно в области этого сочленения система Рейнских грабенов пересекается Эйфельской дугой молодых вулканических пород — оливин-базальтовыми (щелочные базальты, трахибазальты, базальты, трахиты, фонолиты) вулканитами, развитыми в районах Эйфеля, Зибенгебирге, Нейвидера, Вестервальда, Фогельсберга и Рёна. Наиболее крупные по площади лавовые потоки обнаружены у Фогельсберга. Возраст вулканитов по последним

данным определен от 18—26 млн. лет до 10 тыс. лет. Один из вулканов Зибенгебирге—Роддерберг приурочен к плейстоценовой террасе р. Рейн и еще вполне сохранил свою морфологию [106].

Восточнее Эйфельская вулканическая дуга сменяется дугой Центрально-Европейской вулканической провинции, центральная часть которой находится в Чешском срединном массиве. Примерно в 200 км к югу от Эйфельской вулканической дуги расположена вторая группа вулканических пород, из которых наибольший интерес представляют Кайзерштульский массив с карбонатитами и вулкан Лимбург, расположенные на дне Верхне-Рейнского грабена.

Более отчетливо морфологически выражены ветви Верхне-Рейнского и Нижне-Рейнского грабенов; Гессенский грабен выглядит недоразвившейся ветвью данной системы, затухающей в Северо-Германской низменности.

Сейсмичность. На картах сейсмичности мира рифтовые зоны отчетливо выделяются областями распространения приповерхностных землетрясений. Землетрясения такого типа характерны для рифтов Красного моря и Аденского залива, Ньяса-Танганьикской и Кенийской рифтовых зон; несколько ослаблена сейсмичность на участке Эфиопской ветви Африкано-Аравийского рифтового пояса.

В пределах Байкальской рифтовой зоны очаги землетрясений по инструментальным определениям расположены на глубинах от 5 до 45 км, причем наибольшее их количество (47%) находится на глубине 20—25 км [127].

Строение земной коры. Предполагают, что под кристаллическими щитами, пересекаемыми рифтовыми зонами, мощность литосферных плит около 150 км [34], однако строение земной коры на участках рифтовых зон изучено еще недостаточно, имеются данные, что иногда слой пониженных скоростей прохождения сейсмических волн в верхней мантии на глубинах 100—300 км не устанавливается.

В Байкальской рифтовой зоне по сейсмическим наблюдениям граница Конрада не обнаруживается [127], а о мощности земной коры (до границы Мохоровичича) имеются противоречивые данные. Исследование в районах Черемхово и Слюдянки дали значение 32 и 42 км. По мнению А. А. Трескова [127], наиболее вероятной является последняя цифра.

Грабен-горстовое строение рифтовых систем обуславливает существование для них характерных полей силы тяжести. Границы между горстами и грабенами находят отражение в виде ступеней на гравиметрических кривых.

Модели рифтогенеза. В рамках геосинклинальной гипотезы рифтогенез, как правило, не рассматривался. Только некоторые исследователи допускали возможность проявления тафрогенеза в самом конце орогенной стадии [133].

При разработке представлений о тектоно-магматической активизации было обращено внимание на закономерное возникновение в отдельных сегментах земной коры сводовых поднятий и расколов этих поднятий зонами разломов с образованием крупных приразломных впадин и прогибов [172].

Анализ обширных материалов по рифтовым зонам материков был выполнен Е. Е. Милановским [79], который дал их систематику. Рассматривая морфологию рифтовых зон, он показал, что они могут иметь четковидное, кулисное и взаимопараллельное расположение, а также сочленяться под различными углами.

При разработке региональных мобилистских моделей развития земной коры одна из удачных моделей рифтообразования была предложена Дж. Дьюн и Дж. Бердом [34], которые предположили, что образованию срединно-океанических хребтов предшествует раскол континентов (или литосферных плит с континентальной корой) и процесс континентального рифтообразования.

Объемная модель развития рифтовых зон на континентах и плитах с континентальной корой показана на рис. 3.

В самую раннюю фазу раскола континента происходят поднятие литосферы, образование сводовых поднятий, а затем под действием растягивающих усилий возникают многочисленные трещины раскола, которые служат подводными каналами для подъема в верхние горизонты земной коры магматических расплавов основного состава; процесс сопровождается формированием гравитационных сбросов. Образующаяся на континенте рифтовая система представляет собой комбинацию горстов и грабенов. В последних накапливается кластический материал, поступающий с горстов, который часто переслаивается с покровами или интрузируется вулканическими породами. В рифтовых системах вначале извергаются кислые и основные лавы, но по мере прогрессирующего утонения континентальной коры вулканизм становится типично океаническим, базитовым.

Первоначально основанием грабенов служит континентальная кора, затем при продолжающемся растяжении, она испытывает мегабудинаж и разделяется призмами, сложенными основными магматическими породами. Дальнейшее раздвижение литосферных плит приводит к открытию океана и формированию океанической коры.

Изучение африканских рифтов показало, что в мезозое и кайнозое эти структуры развивались как серия тройных сочленений, одна из ветвей которых, как правило, оставалась неразвитой до стадии раздвигания [170]. На начальном этапе структурного развития африканских рифтовых систем различаются четыре стадии: 1) образование сводового поднятия; 2) извержение вулканических пород щелочного типа на поднятии; 3) рифтообразование (без плавления пород земной коры); 4) формирование тройного сочленения типа рифт—рифт—рифт.

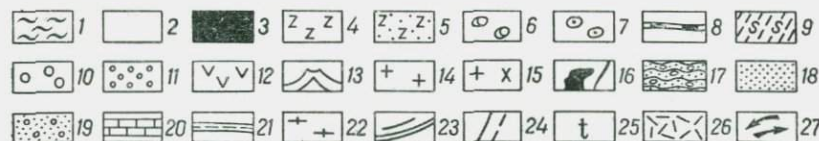
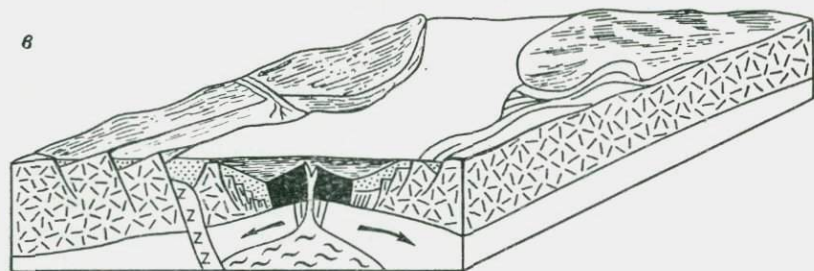
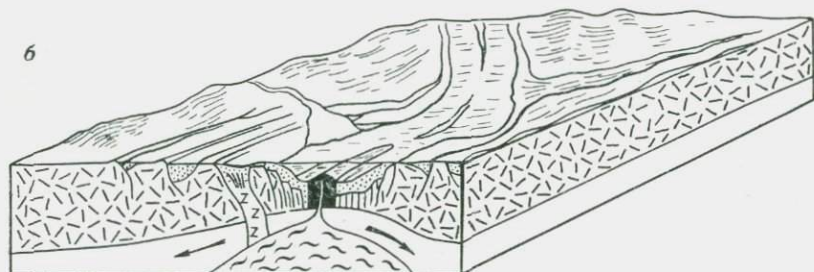
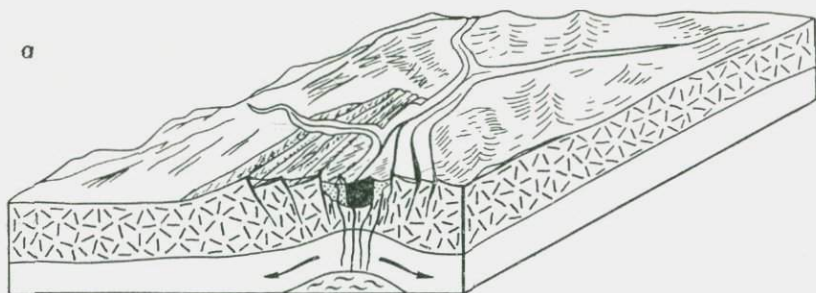


РИС. 3. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РИФТОВЫХ ЗОН И АВЛАКОГЕНОВ (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ДЬЮИ).

Стадии развития рифтовых зон: *а* — ранняя (вулканического рифта), *б* — средняя (озерная), *в* — поздняя (межматерикового рифта, стадия Красного моря). Условные обозначения к объемным геодинамическим моделям рис. 3, 7, 10—15; 1 — астеносфера; 2 — верхняя мантия (ультраосновные породы). Образование срединно-океанических хребтов и окраинных морей: 3 — океаническая кора (нерасчлененная), 4 — габбро и долериты срединно-океанических хребтов, 5 — габбро и долериты окраинных морей, 6 — базальты срединно-океанических хребтов, 7 — базальты окраинных морей, 8 — пелагические осадки слоя 1. Образование островных дуг: 9 — глаукофановые сланцы, 10 — базальты и подушечные базальты, 11 — граувакки и турбидиты, 12 — подводные лавы базальтового, андезитового и дацитового состава. Образование островных дуг, активных и пассивных окраин континентов и авлакогенов: 13 — субазральные лавы и пирокластический материал, 14 — интрузии гранитов, 15 — интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, 16 — базальтовые сидлы и дайки авлакогенов, 17 — офиолитовый меланж, 18 — туфы и другие осадки

Последняя стадия рифтообразования выражается собственно раздвижением литосферных плит, причем оно может проявляться с различной степенью активности по каждому из разломов, образующих тройное сочленение. Раздвижение может происходить по одному, трем, но чаще всего по двум разломам.

Анализ 45 структурных сочленений возрастом до 2 млрд. лет, а также конфигурации современных окраин континентов, возникших при раскрытии океанов, привел К. Берке и Дж. Дьюн [169] к выводу о том, что при континентальном рифтообразовании раскол жестких литосферных плит вызывается мантийными восходящими струями — плюмажами. При этом чаще всего возникают тройные сочленения литосферных плит (triple junction). Обычно сводовые поднятия разрываются тремя рифтовыми зонами, располагающимися друг к другу под углами, близкими к 120° , так как для такого разрыва требуются наименьшие усилия.

Исследование африканских рифтовых систем позволило уточнить геодинамические модели тройных сочленений и генерируемых ими рифтовых систем на континентах. Разработана схема их образования и эволюции [169].

Замечено, что многие большие реки мира (Миссисипи, Амазонка, Нигер, Замбези, Лимпопо, Рейн) протекают вдоль недоразвившихся ветвей рифтовых систем, а дельтовые отложения этих рек обуславливают увеличенную мощность миогеосинклинальных клиньев осадочных толщ. Поэтому при анализе мощностей можно установить участки впадения больших рек в древние океаны и места нахождения древних недоразвившихся ветвей рифтов.

Советскими исследователями хорошо изучены структуры, называемые авлакогенами [14, 133, 145]. С позиций концепции тектоники плит они являются недоразвившимися ветвями рифтов.

Следует подчеркнуть, что в ранние стадии развития авлакогенов накопление мощных толщ терригенных осадков может осложняться внедрением малых интрузий основного состава. В этом случае базитовая магма может являться важным источником, питающим терригенную толщу халькофильными элементами, а также источником тепловых аномалий, которые создают физико-химические барьеры для концентрации не только халькофильных, но и некоторых литофильных и сидерофильных полезных ископаемых.

Последующие стадии развития тройных сочленений происходят при орогенических процессах в следующий тектонический

островной дуги, 19 — моласса (континентальный флиш), 20 — карбонатные и карбонатно-терригенные отложения пассивных окраин континентов, 21 — меланж, или переотложенный флиш, 22 — палингенные граниты; 23 — нальги и поверхности шарьяжей; 24 — взбросы и сбросы; 25 — участки высокотемпературного метаморфизма; 26 — континентальная кора (нерасчлененная); 27 — направление тектонических движений (длиной стрелки условно показана скорость движений)

этап, когда одна из литосферных плит существенно изменяет направление своего движения.

Автор, рассматривая геолого-структурные обстановки зон тектоно-магматической активизации с позиции концепции тектоники плит, отмечал, что некоторые из этих обстановок относятся к зонам рифтогенеза. Высказано предположение, что дайки регионального распространения, широко развитые во многих рудных районах областей автономной активизации, относятся к корневым структурам рифтовых зон [57].

По нашему мнению, при разработке модели и определении стадий развития континентального рифтогенеза недостаточно учтены некоторые морфологические особенности рифтовых зон, а именно приуроченность к ним весьма протяженных и глубочайших озер нашей планеты. Действительно, не случайно такие озера, как Танганьика и Ньяса в африкано-аравийской системе и Байкал — в байкальской, приурочены к действующим рифтовым зонам. Протяженность озера Танганьика составляет более 600 км, а вместе с системой озер Киву и Альберты длина рифтовой трещины, вмещающей озера, превышает 1200 км; глубина озера Танганьика достигает 1435 м. Соответственно длина озера Ньяса около 600 км, глубина до 706 м, протяженность Байкала более 700 км, а глубина до 1740 м. Возникновение подобных озер, по-видимому, знаменует вторую стадию рифтогенеза — стадию расширения.

Поэтому в процессе континентального рифтогенеза, очевидно, следует выделять три стадии (см. рис. 3):

1) раннюю — стадию формирования сводового поднятия и развития активного субщелочного наземного вулканизма (стадию вулканических рифтов);

2) среднюю — начальный период расхождения частей расколывшейся плиты с континентальной корой (озерную стадию);

3) позднюю — переход к этапу раскрытия океана и океанического рифтогенеза (стадию межматерикового рифтогенеза, стадию Красного моря).

Геологические формации рифтовых зон. Как следует из рассмотрения строения современных Африкано-Аравийской, Байкальской и Рейнской рифтовых зон, для них характерны следующие геологические формации:

1) терригенные континентальные крупнообломочные отложения конусов выноса, аллювиальные и озерные, последние часто соленосные;

2) субаэральные основные вулканы повышенной щелочности;

3) субщелочные и щелочные интрузии пестрого состава от ультраосновных щелочных до аляскитовых гранитов.

Разломы типа гравитационных сбросов осложняют залегание терригенных толщ и основных вулкаников и иногда контролируют расположение интрузий.

К древним рифтовым зонам относят каменноугольно-пермские грабены приморских провинций Канады, а также триасовые Ньюйоркский и Коннектикутский бассейны восточной окраины Американского континента [34]. Предполагают, что недоразвившимися ветвями древних рифтов (авлакогенами) являются грабен Бенуэ, сопряженный с раскрывшимися ветвями Южной Атлантики и Гвинейского залива, авлакогены Луангвы, Нижней Замбези и Лимпопо в южной части Африкано-Аравийской рифтовой системы и ряд других [169].

К проявлениям ранней стадии раскола и раздвижения континентов, предшествовавшей раскрытию океана, относят щелочные граниты агаментикусского комплекса, шток Мед Ривер и раннюю фазу магматической серии Белых гор триасового и раннеюрского возраста, тоарские щелочные трахиты Сицилии, позднеюрский риолит-трахитовый вулканизм Альп, горст-грабеновые системы с локальными накоплениями мощных кластических толщ, переслаивающихся с флюидалными базальтами и интрузивами (триас восточной части США и западного Марокко), палеоценовые излившиеся базальты северо-востока Шотландии, Северной Ирландии и востока Гренландии и, наконец, трапповые формации — деканские траппы Индии, дракенсбургский вулканизм Южной Африки и базальты бассейна р. Параны в Южной Америке [235].

Значительный интерес представляют крупнейшие рифтовые зоны, погребенные под отложениями Западно-Сибирской низменности, установленные в эпигерцинской Казахстанской литосферной плите, в пределах которой по данным геофизических работ и бурения выделены Колоторско-Уренгойский и Худосейский грабен-рифты, прослеженные на протяжении соответственно на 1800 и 800 км; намечены также Аганский и Худуттейский грабен-рифты меньших размеров [125].

Из рассмотрения схематической тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, составленной под редакцией В. С. Суркова, следует, что система крупного Колоторско-Уренгойского грабен-рифта включает тройные сочленения. Видимо, в главной, более развитой рифтовой зоне были сосредоточены наиболее значительные растягивающие усилия, а грабен-рифты меньшего размера, особенно с другим простиранием (чаще северо-восточным), были менее развитыми. На указанной карте не отражены грабен-рифты того же возраста в Тургайском прогибе, хотя авторы отмечают широкое развитие в нем триасовой туринской серии, содержащей покровы базальтов и базальтовых порфиритов. В северной части прогиба в районе г. Тюмени отложения туринской серии видимой мощностью более 850 м были вскрыты Тюменской опорной скважиной. Туринская серия состоит из переслаивающихся покровов основных эффузивов, туфов, конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В основании разреза залегают

гипабиссальные оливиновые габбро-диабазы. В Челябинском грабене туринская серия подразделяется на верхнюю эффузивно-терригенную толщу, в которой покровы эффузивов чередуются примерно с равными по мощности пачками песчано-глинистых отложений, содержащих прослойки мелкогалечных конгломератов, и нижнюю — эффузивную, включающую базальты и базальтовые порфириды. В Кушмурунском прогибе туринская серия сложена многократно чередующимися, преимущественно основными эффузивами, их туфами и осадочными отложениями при доминирующем значении в разрезе эффузивных пород. Выше туринской серии в описанном районе залегают раннеюрские угленосные отложения челябинской (в Приуральском регионе) и убаганской (в Приказахстанском регионе) сериями.

Широкое развитие триасовых грабенов в Тургайском прогибе было показано П. К. Куликовым и другими исследователями [66], которые пришли к выводу, что Западно-Сибирская триасовая рифтовая система, занимающая площадь 3 млн. км², простирается от Тургайского прогиба до Южного Таймыра, а возможно, уходит в Карское море и включает около 100 депрессий. Ее вполне можно поставить в один ряд с великими рифтовыми системами земного шара.

По нашему мнению, грабен-рифтовые структуры центральной части Западно-Сибирской плиты протягиваются еще южнее районов, описанных В. С. Сурковым, — в районы Центрального Казахстана. Проявлением этих структур, по-видимому, являются широко распространенные пояса даек основного состава — самых молодых магматических образований Центрального Казахстана. Значительная эродированность палеозойских и раннемезозойских образований в этом районе дает возможность предположить, что указанные дайковые пояса в большинстве представляют собой корни покровов, а следовательно, указывают на возможность существования в прошлом структур растяжения, грабен-рифтовых зон и областей повышенного теплового потока, которые могли вызывать циркуляцию термальных растворов, мобилизацию (выщелачивание) и последующее отложение рудных компонентов.

Очень важным является вопрос о природе крупнейшей провинции платобазальтов в Тунгусской синеклизе. На основании одинакового возраста базальтов этой провинции с возрастом структур Колоторско-Уренгойского грабен-рифта можно предположить, что огромные массы базальтов на Сибирской платформе появились одновременно с рифтовыми зонами на молодой Западно-Сибирской платформе. Причиной внедрения и излияния базальтов, по-видимому, явилось возникновение мощных зон растяжения в указанном районе. Они образовались, вероятно, после того, как произошло столкновение литосферных плит Восточно-Европейской и Сибирской платформ и заключенной

между ними Казахстанской плиты (сформировалась в палеозое), объединившихся в единую Евразийскую плиту.

Предполагают, что древние рифтовые зоны часто подвергаются реактивации, т. е. молодые рифтовые зоны часто возникают в областях древних рифтов. Примером может служить литосфера в области Атлантического океана, который открывался примерно по линии, вдоль которой более древний океан открывался в раннем палеозое и закрывался в позднем палеозое. Более того, считают, что в Атлантике, вероятно, погребены шовные зоны (сутуры) закрывшегося Гренвильского океана. Таким образом, в районе Атлантики трижды открывались и дважды закрывались океаны [169]. В качестве примера реактивации сутур отмечен также Байкальский рифт.

Возникновение рифтовых зон вдоль старых структур объясняется слабостью поверхности шовной зоны, распространяющейся на всю мощность литосферы. Шовные зоны, следовательно, более уязвимы к разрыву континента, чем нормальная континентальная литосфера, и, вероятно, легче пробиваются мантийными плюмажами.

Тенденцию к активизации проявляют также недоразвившиеся ветви рифтовых зон — авлакогены.

Срединно-океанические хребты

Тектонические структуры срединно-океанических хребтов образуются в процессе продолжающегося раздвижения мегаплит и мезоплит под воздействием восходящих мантийных потоков или струй, начавшегося в стадию рифтообразования на континенте. Только сильные мантийные потоки, воздействуя на основание литосферных плит, способны их раскалывать и раздвигать на значительное расстояние. Можно предположить, что функционирование мантийных потоков приводит к раскрытию океанов; противоборство же струй определяет направления движения основных мегаплит и частичное или полное закрытие других океанов. Последнее сопровождается формированием зон поддвига и поглощения литосферных плит, несущих океаническую кору, а также приводит к столкновению литосферных плит и возникновению орогенических поясов.

Уже отмечалось, что тектонические рифтовые структуры переходного типа (межматериковые рифтовые зоны, по Е. Е. Милановскому [79]), являются начальной стадией развития срединно-океанических хребтов.

На рис. 1 показано расположение срединно-океанических хребтов на современном лике Земли. На океаническом дне выделяют Срединно-Атлантический, Атлантическо-Индийский, Индийский и Тихоокеанский хребты и Восточно-Тихоокеанское, Юго-Восточно-Индийское и Чилийское подводные поднятия.

Срединно-океанические хребты являются одними из самых выдержанных и протяженных тектонических структур земной коры. Однако выделять их стали совсем недавно. Хотя Срединно-Атлантический хребет был известен в конце прошлого века, мировая система срединно-океанических хребтов была открыта только в конце 50-х годов, когда в результате интенсивных батиметрических, геофизических и геологических исследований были выявлены подводные горные сооружения общей протяженностью около 60 тыс. км, представляющих собой принципиально новый тип подвижных поясов Земли.

Срединно-Атлантический хребет расположен в середине между Американскими и Евразийскими с одной стороны и Африканским с другой континентами. Часть хребта между Гренландией и Европой известна под названием хребта Рейкьянес, на продолжении которого находится крупнейший и единственный на планете выход центральной части срединно-океанического хребта над уровнем океана. Северное окончание Срединно-Атлантического хребта лежит в Северном Ледовитом океане и называется хребтом Гаккеля. Срединно-Атлантический хребет пересечен многочисленными поперечными трансформными разломами, из которых наиболее крупными являются разломы в экваториальной части океана и разлом Вегенер, находящийся к северу от Гренландии.

Признано, что Срединно-Атлантический хребет — типичный срединно-океанический и удобен для изучения растущих границ литосферных плит.

Детальное изучение строения и создание усовершенствованных геодинамических моделей срединно-океанических хребтов — одна из ближайших задач геодинамического проекта. По франко-американской программе «Феймос» в 400 км к югу от Азорских островов изучается 100-километровый отрезок рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. В 1972—1974 гг. для района $36^{\circ} 48'$ с. ш. составлены магнитная и гравитационная карты, с подводных лодок и батискафов выполнены детальная батиметрическая съемка и отбор образцов со дна и склонов рифтовой долины.

Вторым крупнейшим и сравнительно хорошо изученным срединно-океаническим хребтом является Восточно-Тихоокеанское поднятие в Тихом океане. Оно было срединным в мезозое, однако в кайнозое в результате начавшегося закрытия Тихого океана вследствие перемещения американских плит к западу оказалось расположенным в его юго-восточной части. Для Восточно-Тихоокеанского поднятия установлена максимальная скорость раздвижения и разрастания расходящихся литосферных плит, измеряемая 6—10 см/год. Сопоставление строения Атлантического и Тихого океанов позволило предположить, что морфология срединно-океанических поднятий зависит от скорости их разрастания. В области медленного спрединга они имеют вид

горных хребтов, в то время как при быстром раздвижении плит образуются невысокие широкие поднятия-хребты [78]. Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжает усиленно изучаться особенно в экваториальной зоне, где плиты Наска и Кокос быстро перемещаются на восток от Тихоокеанской плиты.

В Индийском океане сравнительно хорошо изучена северная ветвь Индийского хребта — хребет Карлсберг, который северозападнее трансформного разлома Аравийского моря сменяется срединными хребтами Аденского залива и Красного моря. Другие части мировой системы срединно-океанических хребтов — Атлантическо-Индийский и Тихоокеанско-Антарктический хребты, Юго-Восточно-Индийское и Чилийское поднятия — исследованы еще плохо.

Ширина срединно-океанических хребтов изменяется от первых сот до нескольких тысяч километров и зависит от скорости их разрастания. Наиболее узкими являются отдельные участки Срединно-Атлантического хребта, а максимальная ширина определена для Восточно-Тихоокеанского поднятия. Хребты возвышаются над абиссальными равнинами на 2—4 км, а их гребни, как правило, не достигают уровня океана на 2—3 км. Установлено, что грабен срединно-океанических хребтов обычно совпадает с грабен-рифтовой зоной [139], имеющей ширину около 30 км. Эта зона располагается между наиболее расчлененными участками хребта и достигает глубины 2 км. Профили через срединно-океанические хребты очень похожи на профили через рифтовые зоны континентов.

Гребневая пририфтовая зона океанических хребтов значительно расчленена. Советскими исследователями при драгировании осевых частей Индийского хребта установлено широкое развитие в пригребневой зоне серпентинизированных ультраосновных пород (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты) и толеитовых базальтов. На склонах хребта выделяются грабеновые и горстовые зоны, разделенные грабеновыми впадинами, в которых появляются отложения слоя 1 океанической коры. Мощность и стратиграфическая амплитуда этого слоя увеличиваются с удалением от осевой части хребта; в основании осадочных отложений залегают все более древние слои.

Гребневые части срединно-океанических хребтов сложены вулканитами толеитовых базальтов слоя 2. Именно вблизи рифтовой расселины на больших площадях изливаются базальтовые подушечные лавы — основной компонент спилит-кератофировой формации, которая обычно относилась к раннегеосинклинальной стадии.

Значительный интерес представляют грабеновые структуры, развитые на склонах хребтов. Они имеют ширину от 20—30 до 40—60 км и протяженность, измеряемую сотнями километров. В грабенах, располагающихся на глубине 3000—4500 м ниже уровня океана, накапливаются известковистые и кремнистые

илы, местами турбидиты и другие отложения. При глубине 3500—4000 м и более, т. е. ниже так называемого компенсационного уровня, карбонатный материал растворяется, отлагаются только кремнистые осадки. Можно предположить, что в таких грабенах вблизи рифтовых расселин с продолжающейся вулканической и фумарольной деятельностью могли формироваться толщи кремнистых и углисто-кремнистых сланцев аспидной формации, иногда содержащие концентрации, в сотни и тысячи раз превышающие кларк таких важных элементов, как уран, ванадий, молибден, рений, мышьяк и др. Глубоководным бурением на склонах подводных хребтов в Индийском и Тихом океанах установлены маломощные толщи и горизонты кремнистых сланцев, содержащие скопления указанных элементов [165, 166].

Магнитное поле, сейсмичность и тепловой поток. Наиболее характерной особенностью срединных хребтов является полосовидный характер магнитного поля. Над всеми срединно-океаническими хребтами и поднятиями установлены симметричные магнитные аномалии, вытянутые параллельно их склонам. Изучение особенностей строения магнитного поля срединных хребтов во многом способствовало изучению их строения и разработке представлений о механизме их формирования, созданию соответствующих моделей.

Для срединно-океанических хребтов свойственна мелкофокусная сейсмичность. Очаги землетрясений приурочены, как правило, к центральной рифтовой зоне.

Подобно континентальным рифтам, рифтовые зоны срединно-океанических хребтов являются областями повышенного теплового потока, интенсивность которого закономерно уменьшается по мере удаления от рифтовой трещины. Наиболее высокие значения теплового потока наблюдаются на хребтах или их сегментах, где литосферные плиты раздвигаются с наибольшей скоростью. Быстрое разрастание морского дна при скорости более 2—3 см/год приводит к образованию обширных поднятий с пологими склонами. Примером крупной структуры, возникшей в результате такого процесса, является Восточно-Тихоокеанское поднятие [78].

С. А. Ушаков и В. В. Федынский [131], вычислившие нижний предел действительных теплотерь в осевой зоне океанических хребтов, достигающий 7—8 кал/(с·см²·°С), предполагают, что с энергетических позиций рифтогенез, в частности рифтогенез на дне океанов, является механизмом регулирования теплотерь Земли.

Модели развития срединно-океанических хребтов. Выше указывалось, что образованию срединно-океанических хребтов предшествует рифтообразование на континенте, приводящее в конечном итоге к раскрытию океана. Поэтому структурами, предшествующими возникновению хребтов, следует считать ще-

левые и межматериковые рифтовые зоны; прототипом последней может быть рифтовая зона Красного моря.

Для создания объемных геодинамических моделей срединно-океанических хребтов целесообразно учесть представления о том, что в результате деятельности мантийных потоков граница между расходящимися литосферными плитами не прямолинейная, а зигзагообразная [183].

На основании данных о составе пород, слагающих склоны срединно-океанических хребтов, и материалов сейсмологии Л. В. Дмитриев и другие исследователи [33] предположили, что непосредственно под осевой частью хребта на глубину до 12—14 км распространяется зона пород мантии с пониженной плотностью, со скоростями сейсмических волн, изменяющимися от 7,0 до 7,2 км/с. С переходом от флангов хребта к океаническим плитам плотность пород этой зоны увеличивается и становится постоянной (скорость сейсмических волн возрастает до 8,0—8,2 км/с). Нижней границей зоны разуплотнения служит резкий переход к области повышенной плотности со скоростями 9,0—10,0 км/с. Однако эта граница прослеживается только на узком пространстве непосредственно под осевой частью хребта (рис. 4). Эти данные, а также геотермическая модель Ли и С. Уеды и гипотеза о раздвижении литосферных плит позволили Л. В. Дмитриеву с соавторами предложить модель строения срединно-океанического хребта и высказать соображения об условиях формирования океанической коры и подкорковых пород.

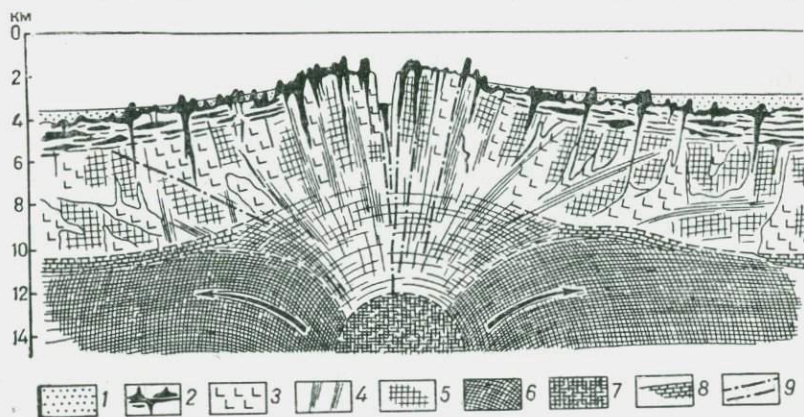


РИС. 4. ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ВАРИАНТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ (ПО Л. В. ДМИТРИЕВУ И ДР., 1972).

1 — современные и четвертичные осадки (слой со скоростями распространения сейсмических волн 1—2 км/с); 2 — базальты, туфы, пирокластический материал, переслаивающиеся с осадочными породами (слой со скоростями 3—5 км/с); породы слоя со скоростями 6,8 км/с; 3 — габбро, долериты и диабазы, 4 — зеленокаменные породы (с подчиненными амфиболитами), 5 — сильно серпентинизированные и катаклазированные шпинелевые перидотиты; 6 — слабо серпентинизированные шпинелевые перидотиты; 7 — сильно уплотненные породы мантии, возможно, гранатовые перидотиты; 8 — метаморфические породы; 9 — линии тектонических нарушений. Стрелки — направление движения вещества мантии

Полагают, что при раздвижении литосферы в стороны от осевой части хребта неизбежно должна возникнуть тектонически ослабленная зона (зона растяжения). На этом участке коры и мантии, сложенном твердыми и относительно мало пластичными породами, должны образовываться длительно живущие крупные вертикальные разломы, проникающие на глубину 20—40 км, вплоть до зоны формирования магматических очагов. Вдоль тектонически ослабленных зон верхних горизонтов мантии и коры возможен подъем расплавов и в особенности продуктов дегазации мантии, создающих благоприятную обстановку для развития процесса серпентинизации, который может начаться в этой зоне на глубине 8—12 км. Серпентинизация, идущая со значительным увеличением объема, должна способствовать созданию дополнительных тектонических напряжений и, следовательно, вторичных тектонических смещений. Подтверждением указанных предположений являются следы многократных динамометаморфических изменений — характернейшей черты серпентинизированных океанических гипербазитов.

Допускают, что зона под осевой частью хребта со скоростями сейсмических волн 7,0—7,2 км/с является зоной, где формируется более холодный и растрескавшийся слой мантии, который при раздвижении дает материал для третьего сейсмического слоя. Показанная на рис. 4 граница зоны разуплотнения, возможно, соответствует постепенному переходу от блоков холодных и хрупких пород к более четко выраженному раздвигающемуся слою нагретого, относительно пластичного материала, отходящего от флангов купола мантии.

Таким образом, третий сейсмический слой, характеризующийся скоростями 6,7 км/с, отождествляется с комплексом, состоящим из блоков основных пород и серпентинизированных ультрабазитов, а также продуктов зеленокаменного изменения первых, локализующихся преимущественно вдоль зон повышенной проницаемости для продуктов дегазации мантии. Второй слой со скоростями 3,0—6,0 км/с сопоставляется с толщей базальтов, переслаивающихся с вулканогенно-осадочными породами.

С учетом изложенных представлений о глубинном строении, Л. В. Дмитриев и др. [33] предложили модель развития срединно-океанических хребтов и происходящих при этом процессов формирования океанической коры (рис. 5).

Результаты изучения геоморфологии и геологии рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на широте 36° 48' (по проекту «Феймос») позволили составить представление о возможных процессах, протекавших при активном раздвижении Северо-Американской и Африканской плит, и предложить новую геологическую модель рифтовой долины срединно-океанического хребта (рис. 6).

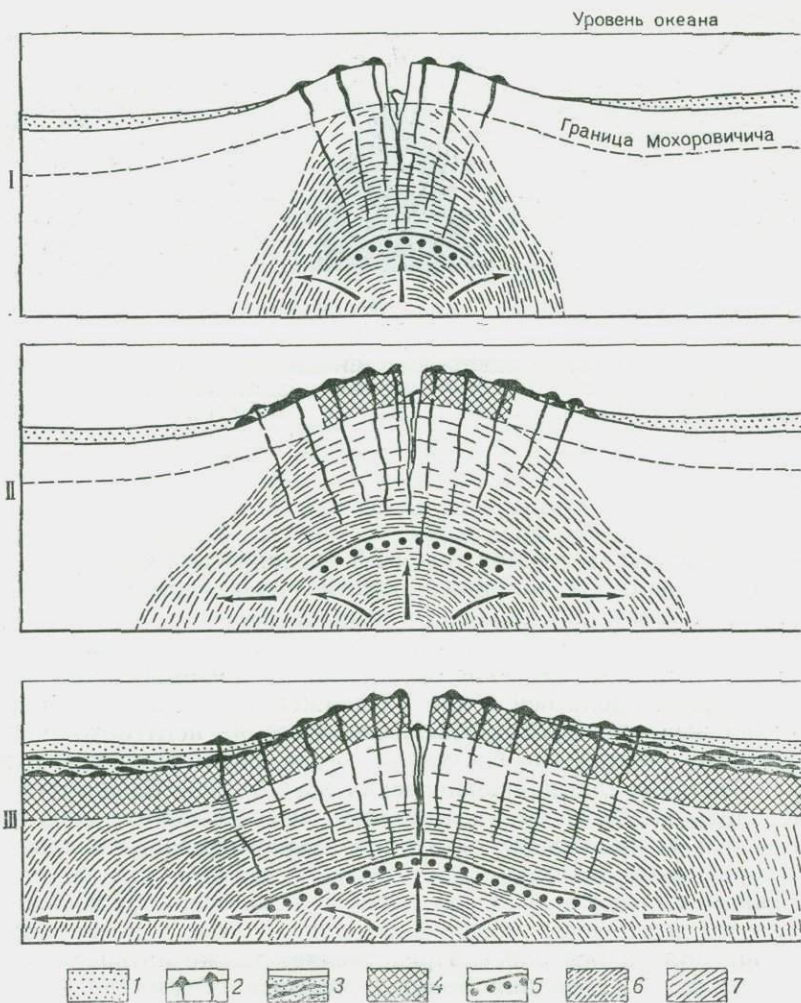


РИС. 5. СХЕМА ПРОЦЕССА ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА (ПО Л. В. ДМИТРИЕВУ И ДР., 1972).

1 — пелагические осадки; 2 — «древняя кора»; 3 — верхняя мантия; 4 — уплотненная мантия; 5 — габброиды; 6 — базальты и вулканогенно-осадочные породы; 7 — главные разломы. Стрелки — направление движения литосферных плит и подъема глубинного вещества. I, II, III — фазы формирования коры

На исследованном участке рифтовая долина имеет симметричный профиль; ширина ее от 1,5 до 3 км, глубина от 100 до 400 м. В ее центральной части прослеживается прерывистый срединный хребет шириной 800—1300 м и высотой 100—240 м, сменяющийся на некоторых участках центральным трогом, сложенным подушечными лавами базальта. Как показано на

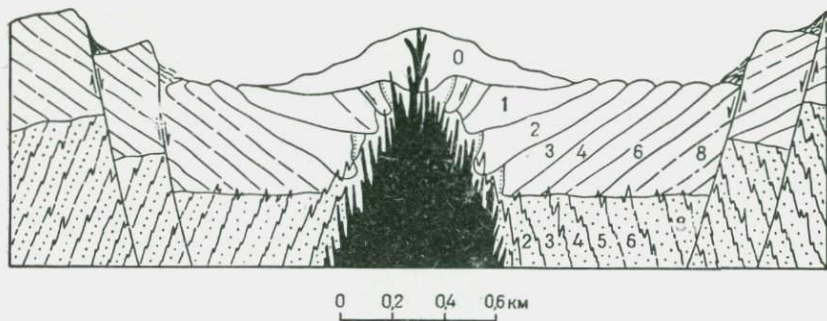


РИС. 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВНУТРЕННЕЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ МУРА И ДР., 1974), ПОКАЗЫВАЮЩАЯ СВЯЗЬ ЭКСТРУЗИВНЫХ БАЗАЛЬТОВ (СВЕТЛЫЕ СЛОИ), ИНТРУЗИВНЫХ БАЗАЛЬТОВ НИЖЕ СЛОЯ 2А (СЛОИ С ТОЧКАМИ) С ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРОЙ (ЧЕРНОЕ). ПОКАЗАНА ТОЛЬКО ЧАСТЬ ДАЕК

модели, породы этого слоя (слоя 2А океанической коры) падают к центру рифтовой долины и подстилаются слоями интрузивных пород (слой 2Б) дайкового комплекса.

Предполагают, что между извержениями, а возможно, и во время извержений срединно-океанический хребет раскалывался и разделялся вдоль оси и при раздвижении опускался, образуя центральный трог-расселину. После этого из неглубоко расположенного резервуара поступала новая порция магмы, перестраивавшая срединно-океанический хребет [226]. Сформированный слой подушечных базальтовых лав, имеющих мощность около 400 м, приобретал остаточное намагничивание и падение к оси рифтовой долины.

Таким образом, согласно этой модели, слои подушечных базальтов наклонены внутрь рифтовой долины, а не наоборот, как предполагалось ранее. Представляет также интерес вывод, сделанный на основании анализа баланса объема вулканических пород, о том, что извержения лав подушечных базальтов происходили с интервалами примерно в 14 000 лет.

В основную стадию развития срединно-океанических хребтов при расхождении литосферных плит и непрерывном наращивании их окраин формируется слой 2 океанической коры; это, по видимому, будет продолжаться до тех пор, пока активно действуют мантийные потоки, вызвавшие раскрытие данного океана. Когда в астеносфере более активной станет другая группа мантийных потоков, то начнется раскрытие другого океана и соответственно прекратится развитие срединно-океанического хребта в первом океане. Затем следуют перемещение структур океанических хребтов на плитах и их поглощение при перекрытии другими литосферными плитами. Процесс закрытия одного

океана за счет раскрытия другого, как предполагают, может быть восстановлен при анализе эволюции Тихого и Атлантического океанов в мезозое и кайнозое. Анализ возраста магнитных аномалий и осадочных отложений, развитых на склонах Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского хребтов, позволил установить, что в результате раскрытия Атлантического океана Северо-Американская литосферная плита перемещалась к западу, вращалась против часовой стрелки и в конце концов перекрыла плиты Кула и Фараллон.

В конечную стадию развития срединно-океанические хребты поглощаются при надвигании на них литосферных плит. На современном лике Земли это наблюдается только у западной окраины Северо-Американского континента, где рифтовая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия прослеживается в Калифорнийский залив, а отдельные отрезки срединного хребта, разделенные протяженными трансформными разломами (Сан Андрес и др.), установлены у побережья Канады.

Таким образом, в океаническом рифтогенезе и развитии срединно-океанических хребтов и океанов следует выделять следующие стадии:

1) начальную — переход от межматерикового рифтогенеза к устойчивому раскрытию океана (стадия Аденского залива);

2) раннюю — стадию расширения океана (стадия современного Индийского океана и Атлантического в меловое и палеогеновое время);

3) позднюю — замедление и прекращение расхождения литосферных плит, вызвавших формирование океана, возникновение в краевых частях океана зон поглощения образованной под островными дугами и активными окраинами континентов земной коры (современная стадия Атлантического океана с островными дугами Малых Антильских островов и дугой Скоша, Тихого океана с островными дугами в его западной части);

4) конечную — закрытие океана при схождении и столкновении плит, несущих континентальную кору (стадия Средиземного моря, реликта мезозойского океана Тетис).

В отличие от структур, возникающих на восходящих ветвях мантийных потоков, а также класса тектонических структур, образующихся у нисходящих конвекционных потоков в мантии, основные структурные элементы земной коры зон транзита литосферных плит расположены на горизонтальных ветвях конвекционных потоков в мантии. Структурные элементы этого класса отчетливо разделяются на два подкласса. Первый из них включает тектонические структуры, представляющие собой или обширные по площади или значительные по протяженности стабильные или относительно стабильные образования; второй — сравнительно узкие зоны, связанные с трансформными разломами.

Абиссальные океанические впадины

К абиссальным океаническим впадинам относят обширные площади океанического дна, заключенные между срединно-океаническими хребтами и глубоководными желобами и расположенные на глубинах от 2—3 до 5—6 км (в среднем 4—5 км ниже уровня океана).

Абиссальные океанические впадины располагаются только на плитах с океанической корой, которая имеет мощность 7—10 км и довольно выдержанное строение. Верхняя часть океанической коры абиссальных океанических впадин сложена пелагическими осадками слоя 1, ниже которого залегает слой 2 мощностью 5—7 км, т. е. представляющий собой основную часть океанической коры, сложенную толеитовыми базальтовыми вулканитами, сформированными в срединно-океанических хребтах. Мощность пелагических отложений слоя 1 возрастает с удалением от хребтов и достигает около 1 км у желобов.

Абиссальные океанические впадины — это области преимущественного накопления пелагических осадков: кремнистых и известковистых илов, глубоководных глин, среди которых встречаются поля специфических железо-марганцевых конкреций, характерных только для абиссальных океанических впадин.

Осадконакопление в океанах. Перемещение и образование вещества в океанах происходит в огромных масштабах. По А. П. Лисицину [71], ежегодно с поверхности суши в океаны и моря сносится около 25 млрд. т вещества, а в пределах верхнего 100-метрового слоя океана образуется 500 млрд. т биогенного материала. Из общего количества вещества на дне осаждается лишь около 25 млрд. т, т. е. около 5%, остальной материал не достигает дна, растворяется, минерализуется в воде и верхних слоях осадочной толщи и снова поступает в круговорот. В Мировом океане основной является терригенная седиментация. Более половины всего терригенного материала выносятся реками. Объемы вулканогенного, биогенного, ледового и эолового материала, участвующего в процессе океанской седиментации, примерно равны между собой и приблизительно в 10—15 раз меньше, чем объем материала, выносимого в океан реками.

На основе анализа количественного распределения взвеси, скоростей седиментации и мощностей осадочных отложений А. П. Лисицин выделяет три главные закономерности (зональности) распределения осадочного материала в океанах: 1) климатическую, 2) циркумконтинентальную; 3) вертикальную.

Климатическая зональность особенно четко видна на меридиональных разрезах через океаны [71]. Пояса наибольшего количества осадочного материала, поступающего с суши, сов-

падают с областями максимального продуцирования взвесей планктоном и соответствуют природным гумидным зонам Земли. Минимальное поступление терригенного материала и продуцирование взвеси, специфический состав биогенного материала в океанах характерны для огромных аридных зон, являющихся продолжением пустынь суши.

Циркумконтинентальная зональность в распределении взвеси связана с поступлением наибольшего количества материала с суши. Она отчетливее проявляется в гумидных областях, где поступление взвеси с суши наибольшее; в аридных зонах, где осадочный материал с суши почти не поступает, циркумконтинентальная зональность едва прослеживается.

Вертикальная зональность обусловлена растворением наименее стойких биогенных частиц, в первую очередь протоплазмы, и наблюдается там, где много биогенного материала, продуцируемого в верхних 100 м водной толщи.

Данные глубоководного бурения с судна «Гломар Челенджер» и результаты непрерывного сейсмического профилирования позволили составить карты мощностей рыхлой осадочной толщи (слой 1 океанической коры), а также карты абсолютных масс осадочного материала для океанов геологического прошлого. Анализ показал, что в древних океанах основные закономерности количественного распределения осадков были такими же, как и в современных. С раннего мела и доныне сохранялись положение климатических зон, закономерный разнос осадочного материала в широтном направлении, системы течений в океанах и перемещение воздушных масс [71].

На картах отложений океанов геологического прошлого, составленных А. П. Лисициным [71], видно, что процессы спрединга в срединно-океанических хребтах определили четко проявленную тектоническую зональность размещения разновозрастных осадков. В срединно-океанических хребтах древние осадки отсутствуют; с удалением от них вначале появляются неогеновые, а затем палеогеновые отложения. Мезозойские породы встречаются на удалении более чем 1000 км от хребтов, т. е. только в периферических частях современных океанов.

Значительная часть материала слоя 1, накопившегося в абиссальных океанических впадинах в период странствия литосферной плиты, поглощается вместе с вулканами слоя 2 в глубоководных желобах. Предполагают, что эти образования океанической коры, содержащие повышенные концентрации кремнезема, карбонатов и воды, достигая глубины около 100 км, приводят к возникновению очагов плавления в мантийном веществе. Таким образом, продукты океанической коры вместе с осадочными отложениями глубоководных желобов являются основными источниками вулканических и интрузивных изверженных пород, формирующихся в островных дугах и на активных окраинах континентов.

Однако некоторая часть осадков слоя I может соскребаться краем надвигающейся плиты, несущей островную дугу, подвергаться метаморфизму и в виде пластин метаморфических голубых сланцев причленяться к островной дуге. Остальная океаническая кора, сформированная в срединно-океанических хребтах и на дне абиссальных океанических впадин в определенных геодинамических обстановках, может быть надвинута на островные дуги или пассивные окраины континентов или микроконтинентов. Такие обстановки характерны для столкновений мегаплит, которые сопровождаются выдавливанием окраин мелких плит с океанической корой на более крупные плиты. В этих случаях в разрезах возникших орогенов можно наблюдать пластины с мощным разрезом океанической коры, которые в результате тектонического становления образуют выходы офиолитовых комплексов формаций.

Офиолитовые формации. Эти формации являются характерными и единственными представителями образований срединно-океанических хребтов и абиссальных океанических впадин. Офиолитовые формации появляются на дневной поверхности в блоках переходной и континентальной коры только после тектонических деформаций значительного масштаба, т. е. при значительных горизонтальных перемещениях и столкновениях литосферных плит. Под офиолитами следует понимать определенную последовательность специфических ультраосновных и основных изверженных пород, перекрытых характерными пелагическими отложениями.

Полный разрез офиолитовой формации включает (снизу вверх): 1) базальные перидотиты; 2) интрузии габбро, местами переходящие в рой диабазовых даек; 3) базальтовые подушечные лавы; 4) пелагические глубоководные осадки, среди которых для глубин более 4000 м наиболее типичны радиоляриты.

Базальные перидотиты представлены гарцбургитами и рассматриваются как остаточный (истощенный) мантийный материал, из которого была выплавлена и удалена базальтовая магма. Базальтовые лавы местами могут переходить в лавобрекчии, а в верхних частях разреза включать кератофиры. Кремнистые осадки (радиоляриты) сопровождаются тонкозернистыми известняками, аргиллитами и иногда турбидитами и туфами; в черных разновидностях радиоляритов обычно встречаются горизонты, обогащенные марганцем.

Офиолитовые формации срединно-океанических хребтов и абиссальных океанических впадин отличаются от офиолитов окраинных морей [225].

После того, как были существенно уточнены условия образования офиолитовых формаций, выяснилось, что их окончательное формирование происходит в завершающие стадии тектонической орогенической фазы, когда комплекс пород, слагающих эту формацию, испытывает тектоническое становление и

изменение их положения относительно пород других формаций прекращается. Следует подчеркнуть, что серпентинизированные перидотиты и другие породы офиолитовой формации располагаются, как правило, в зонах схождения (конвергенции) литосферных плит и пластин и подвергаются значительным дислокациям. В зонах столкновения плит и максимальных напряжений офиолитовые пластины могут раздавливаться, превращаться в милониты и уменьшаться в мощности до полного исчезновения. Их тектоническое становление завершается только после полной консолидации соответствующего блока земной коры. Отмеченные особенности офиолитовых формаций делают их важными индикаторами условий тектонической эволюции, позволяющими проводить расшифровку строения и истории развития орогенических поясов.

Наиболее полные разрезы офиолитовых формаций различного возраста наблюдаются в пластинах океанической коры, обдуцированных на континентальную кору пассивных окраин континентов и островных дуг.

Вулканизм. Одной из важных особенностей абиссальных океанических впадин является довольно широкое развитие в их центральных, реже краевых частях цепочек вулканических островов и подводных гор. В отличие от вулканических областей на островных дугах и активных окраинах континентов районы цепей вулканов в абиссальных океанических впадинах являются асейсмичными.

Вулканические острова и подводные горы сложены вулканами, характерными для океанической коры, т. е. толеитовыми базальтами. На их вершинах в условиях прогрессивного прогибания возникают рифовые постройки.

Платформы и кристаллические щиты

Тектонические структуры платформ и кристаллических щитов изучены лучше, чем другие структуры, поэтому ниже рассматриваются только те их особенности, которые связаны с геологическими событиями, объясняемыми концепцией новой глобальной тектоники.

Необходимо отметить некоторые черты сходства между структурами платформ и структурами абиссальных равнин. Оно состоит в том, что платформы, как и абиссальные океанические впадины, имеют значительные размеры, располагаются чаще всего в центральных частях литосферных плит и не испытывают значительного прогибания. Они принадлежат к асейсмичным областям и в их пределах не происходит быстрого осадконакопления. Платформы так же, как и абиссальные океанические впадины, подвержены воздействию мантийных потоков, которые могут частично или полностью проплавить литосферную

плиту, вызывая тектоно-магматическую активизацию определенных районов.

Между платформами и абиссальными океаническими впадинами имеется и много различий. Однако главное состоит в составе, строении и мощности земной коры. В противоположность маломощной фемической океанической коре абиссальных равнин платформы сложены мощной сиалической континентальной корой. Мощность ее на платформах и кристаллических щитах составляет 30—50 км. Тектонические структуры платформ и кристаллических щитов представляют собой конечные структуры стадии развития континентальной коры, которым предшествовали интенсивные деформации осадочных толщ, сформированных на континентальных окраинах столкновения с островными дугами, микроконтинентами и другими континентами, сопровождаемые процессами субдукции, т. е. сокращения площади континентальной коры, сгущивания и значительного увеличения ее мощности.

В отличие от абиссальных впадин, занимающих краевые части гетерогенных плит и почти всю площадь (кроме краевых частей) гомогенных плит с океанической корой, платформы и кристаллические щиты слагают обычно центральные участки гетерогенных мегаплит.

На платформах и кристаллических щитах доминируют экзогенные процессы, денудация, выветривание и пепеленизация, сопровождаемые накоплением маломощных аллювиальных, озерных и озерно-болотных отложений и переотложением продуктов выветривания.

Процессы тектоно-магматической активизации платформ и кристаллических щитов являются очень важными для понимания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Эти процессы, проявляющиеся на сравнительно локальных площадях, сопровождаются внедрением малых интрузий часто цилиндрического и трубкообразного типа ультраосновного (кимберлитового), ультраосновного — щелочного, щелочного (с карбонатитами) и субщелочного гранитоидного состава. Тектоно-магматическая активизация проявляется чаще всего вскоре после становления и стабилизации платформ, но также и позже в любой из последующих геологических периодов. Как уже указывалось, возможной причиной тектоно-магматической активизации платформ и кристаллических щитов является раскол плит мантийными потоками или прохождение литосферных плит, транспортирующих континентальную кору, над отдельными мантийными плюмажами, которые оказываются не в состоянии вызвать крупные куполовидные поднятия и последующее образование рифтовых систем, но воздействуют на нижние части плит. При этом происходит активизация тектонических разломов, поражающих плиты на всю их мощность. К числу таких разломов относятся расколы недоразвитых вет-

вей, рифтовых систем, а также трансформные разломы. Пестрота состава магматических проявлений, изменяющихся от ультраосновных пород до субщелочных гранитоидов, объясняется степенью контаминации первично мантийных расплавов силикатическим веществом континентальной коры и последующей дифференциацией, а частое присутствие эксплозивных образований — взаимодействием поднимающихся магматических расплавов с водоносными горизонтами в осадочном чехле платформы и подстилающих его породах среднего структурного яруса.

Пассивные окраины континентов

Пассивные окраины континентов и микроконтинентов являются одними из важнейших структурных элементов земной коры, имеющих значительную протяженность и занимающих большие площади на поверхности Земли. Под пассивными окраинами континентов подразумевают окраины континентов атлантического типа, т. е. переходную от континента к океану довольно широкую зону, параллельную очертаниям материковой окраины, включающей край континента, шельф, континентальный склон и его подножие. К таким окраинам относятся западные окраины Северной и Южной Америки, окраины Африки (кроме северной), южные Австралии и Индостанского полуострова, северные окраины Евразии и Северной Америки.

Тектонотипом пассивных окраин континентов, по Дж. Дью и Дж. Берду [35], является современная приатлантическая континентальная окраина Северной Америки, начавшаяся формироваться в позднем триасе после отделения от Африки. Прибрежная равнина и континентальный шельф сложены осадками, лежащими на континентальном основании. Мощность осадков обычно увеличивается в сторону океана, но местами они выполняют глубокие погребенные прогибы. Меловые отложения прибрежной равнины к северу от штата Джорджия представлены в основном трансгрессивными литоральными песками и алевроитами, южнее они переходят в карбонатные осадки. На шельфе отлагаются пески, алевроиты и лютиты, прорезанные каньонами, углубляющимися к океану, по которым с континента транспортируются грубообломочные породы. Континентальный склон и верхние части континентального подножия сложены кластическими осадками, перемещенными с материка, обвальными и турбидитными отложениями. Еще дальше на абиссальной равнине они сменяются лютитами.

Пассивные окраины континентов имеют ширину, измеряемую сотнями и первыми тысячами километров, значительно варьирующую в зависимости от наклона фундамента и степени погружения литосферных плит.

Главным геодинамическим процессом, проявляющимся на пассивных окраинах континентов, является осадконакопление, т. е. отложение осадков, их первичный диагенез, а местами и первичные деформации. В региональном сечении осадочные толщи, образовавшиеся на пассивной окраине континента, имеют форму линзы, выклинивающейся в сторону континента и абиссальной равнины и максимально утолщенной в области континентального склона, его подножия, особенно на участках речных дельт и их подводных продолжений.

На основе анализа закономерностей размещения некоторых нефтегазоносных и угленосных бассейнов и палеотектонических реконструкций, выполненных с позиций мобилизма, можно предположить, что на пассивных окраинах в благоприятных климатических поясах (в тропическом и гумидных) в терригенных и карбонатных толщах накапливается значительное количество органического вещества, т. е. эти толщи могут быть нефтепроизводящими. В особых обстановках массового накопления автохтонного и аллохтонного растительного детрита формируются лимнические, переходного типа и паралические угленосные толщи.

Для пассивных окраин континентов и микроконтинентов до тех пор, пока они не подвергнутся тектоно-магматической активизации, весьма характерно отсутствие каких-либо магматических проявлений. Таким образом, песчано-глинистые, кварцитовые и известняковые формации, описываемые обычно в составе миогеосинклинальных образований, сформированы именно в тектонической обстановке пассивных окраин континентов и микроконтинентов. Комплекс этих геологических формаций характерен для данного типа основных структурных элементов земной коры и может использоваться для установления тектонических режимов прошлого.

Как было отмечено, на современном лике Земли пассивные окраины континентов широко развиты на литосферных плитах I порядка. Однако подобные обстановки путешествующих окраин могут возникать также и на тыльной стороне мезоплит и микроплит, особенно при процессах спрединга и отделения от мегаплит микроконтинентов.

Строение земной коры и эндогенный режим. Земная кора пассивных окраин является переходной от океанической к континентальной, ее мощность меняется от 7—10 км в области континентального подножия до 20—30 км и более в краевой части материка. Анализ материалов показывает, что пассивные окраины континентов на значительных пространствах (вне пределов входящих в их состав авлакогенов) асейсмичны и лишены проявлений вулканизма.

Несмотря на то, что на пассивных окраинах континентов современные магматические проявления неизвестны и их принято считать сравнительно стабильными, на них широко прояв-

лены глыбовые дислокации, солянокупольная тектоника и другие тектонические процессы. Эти процессы вызывают первичные преобразования осадочных толщ, накопившихся на пассивных окраинах задолго до того, как они будут вовлечены в складкообразование [138] при последующих процессах надвигания на них литосферных плит и пластин, несущих островные дуги.

Как следует из модели рифтообразования и раскрытия океана, в начальную стадию раздвигания на расходящихся литосферных плитах сохраняются центральный полуграбен и боковые грабены, заполненные мощными терригенными толщами иногда с сидлами основных пород, а также сформированными в более позднюю стадию соленосными отложениями. Эти образования и являются основанием для осадочных толщ, образующихся в стадию собственно пассивной окраины континента.

В качестве примера пассивных окраин континентов прошлого можно привести раннеордовикскую доорогеническую континентальную окраину Северной Америки (аппалачской Атлантики). К миогеосинклинальным мезозойским толщам на европейском материке относят залегающие на ортокарбонатах карбонатные шельфовые осадки, сменяемые карбонатными брекчиями и лютитовыми толщами зон Дофине, Бриансонне и Пьемонта в Альпийском складчатом поясе [35]. Еще более ярким примером миогеосинклинальных толщ, по мнению автора, являются нефтеносные толщи среднего палеозоя западной окраины Восточно-Европейской платформы, раннепалеозойские осадки южной окраины Сибирской плиты, а также позднепалеозойские и мезозойские нефтепроизводящие отложения северной окраины Иранского микроконтинента [56].

Зоны трансформных разломов

Под трансформными разломами, впервые выделенными Т. Уилсоном, понимают разломы, являющиеся границами литосферных плит, вдоль которых наблюдаются сдвиговые смещения, т. е. разломы, ограничивающие литосферные плиты или части плит, имеющие разные скорости горизонтального перемещения. К геолого-структурным обстановкам, связанным с трансформными разломами, следует относить сравнительно узкие зоны вдоль границ литосферных плит, которые прилегают к этим разломам. Было бы неправильным этот подкласс тектонических структур, являющихся одним из характерных элементов тектоники литосферных плит, не рассматривать и не выделять в подкласс основных структурных элементов земной коры, хотя площади земной коры, на которые оказывали и продолжают оказывать влияние эти структуры, сравнительно небольшие; их ширина, видимо, не превышает первых десятков километров.

Как следует из названия (*transform* — трансформироваться, изменяться), тектонические подвижные зоны или структуры, подходя к трансформным границам литосферных плит, по простиранию, как правило, не исчезают, а трансформируются в структуры других типов. Например, разлом может трансформироваться в срединно-океанический хребет, островную дугу, складчатый пояс, и наоборот [129].

В месте трансформации горизонтальные сдвиговые движения прекращаются и сменяются растяжением или сжатием. Подобные трансформации названы полусдвигами. Пары полусдвигов, соединяющиеся своими концами, представляют собой трансформные разломы, которые являются особым классом горизонтальных сдвигов, резко обрывающихся с обоих концов. Комбинации трех видов полусдвигов дают три группы трансформных разломов, включающих шесть их разновидностей [129]. В соответствии с этим геолого-структурные обстановки, связанные с трансформными разломами, по типам разломов можно подразделить на следующие зоны: 1) зоны, прилегающие к разломам типа рифт—рифт, хребет—хребет, которые разделяют две раздвигающиеся литосферные плиты или части плит [129]; 2) зоны разломов, соединяющие зону раздвижения плит (рифт) с зоной субдукции (поглощения, скучивания, сокращения площади литосферных плит или земной коры; разломы типа хребет—дуга); 3) зоны разломов, соединяющие две зоны субдукции (разломы типа дуга—дуга [129]).

Типизация геолого-структурных обстановок, связанных с трансформными разломами, может быть еще более усложнена, если в ее основу положить разделение по разновидностям этих разломов, т. е. учитывать направление зон субдукции. Тогда обстановки трансформных разломов рифт—зона субдукции следует подразделить на два подтипа в зависимости от направления падения зоны субдукции в сторону рифта и от него, а обстановки разломов типа зона субдукции—зона субдукции — на три подтипа: обстановки, в которых зоны субдукции падают в одну и ту же сторону, в разные стороны и навстречу друг другу.

С момента выделения данного типа структур литосферы прошло немного времени и поэтому свойства трансформных разломов и механизм их возникновения и развития изучены еще плохо. Тем не менее для трансформных разломов установлены следующие особенности:

1. В противоположность большинству тектонических нарушений, являющихся пологопадающими надвигами и поддвигами, вдоль которых происходят перемещение и скучивание пластин земной коры, трансформные разломы субвертикальны. В период своего развития они распространялись на всю мощность литосферной плиты, т. е. достигали размягченного слоя верхней мантии — астеносферы.

2. Трансформные разломы резко выклиниваются с обоих концов, заканчиваясь структурами растяжения, сжатия или кручения, компенсирующими смещение литосферной плиты или составляющих ее пластин. Разломы могут иметь неактивное продолжение в виде зоны трещиноватости без смещения. На участках выклинивания трансформных разломов исчезает эффект сдвига.

3. Сейсмическая активность вдоль трансформных разломов ограничивается участками, заключенными между границами плит.

4. Направление движения по трансформным разломам противоположно тому, какое происходит по обычным сдвигам.

Зоны трансформных разломов типа рифт—рифт. Разломы типа рифт—рифт, осложняющие структуры срединно-океанических хребтов и в значительно меньшей степени рифтовых зон, являются наиболее распространенными трансформными разломами. Видимо, структуры данного типа — неперенные составляющие срединно-океанических хребтов, сопряженные с зонами осевых рифтовых долин. Примером таких структур является экваториальная Атлантическая зона нарушений. Анализ геолого-геофизических материалов показал, что она унаследовала форму первичного раскола, возникшего в стадию рифтинга, разделившего Африку и Южную Америку.

К трансформным разломам типа рифт—рифт относятся крупные поперечные разломы, осложняющие Восточно-Тихоокеанское поднятие, Мендосино, Пайонир, Меррей, Кларин, Клипертон и др., а также разломы Де Гира и Вегенер в Северной Атлантике. Исключительное явление представляет собой разлом Сан Андреас, относящийся к этому же типу. Он является, очевидно, единственным примером трансформного разлома на современном лике Земли, который в значительной части прослеживается на континенте в области переходной и континентальной коры, соединяя срединные хребты Восточно-Тихоокеанского поднятия и Хуан де Фука.

Около ста лет ведутся исследования горизонтального смещения пород вдоль разлома Сан Андреас. Повторная прецизионная съемка, проведенная в 1968—1969 гг., показала, что на разных участках разлома амплитуда горизонтального сдвига изменяется от нуля до 3,5 см/год. Максимум смещения приходится на место с координатами $36^{\circ} 12'$ с. ш. и $120^{\circ} 47'$ з. д. К северо-западу и юго-востоку скорость смещения уменьшается.

Зоны трансформных разломов типа рифт—зона субдукции. Трансформные разломы типа рифт—зона субдукции на современной поверхности Земли немногочисленны. Их протяженность составляет сотни и первые тысячи километров. Представителями этого типа разломов являются разломы, которые ограничивают Аравийскую литосферную плиту с северо-запада и юго-востока и соединяют срединные хребты Красного моря и Индийского

океана с зонами субдукции — скупивания пластин континентальной коры в складчатых сооружениях соответственно Южной Турции и западного окончания Гималаев. Это разлом грабена Мертвого моря и разлом, осложняющий Карлсбергский подводный хребет и переходящий на континенте в систему разломов, вызывающих резкое несогласие структур между хребтом Макран и Сулеймановыми горами [129, 157]. Амплитуда смещения по этому разлому определена в 450 км. К этому же типу разломов относятся трансформные разломы Королевы Шарлотты и системы Денали, соединяющие срединно-океанический хребт Хуан де Фука с зоной субдукции Алеутской дуги [129], а также субширотный разлом, разделяющий мезоплиты Наска и Кокос.

Очевидно, в типе трансформных разломов рифт—зона субдукции будут преобладать такие сочетания структур литосферных плит, в которых зона субдукции падает в сторону от крутопадающей рифтовой зоны. Этого требует механизм конвекционных потоков в астеносфере. Конвекционный поток, поднимающийся к рифтовой зоне, будет опускаться в сторону от нее под зоной субдукции.

Применение объемной модели [183, 184] и моделей косой субдукции [207] при анализе возможного развития орогенов столкновения между мегаплитами (плитами I порядка) привело к пониманию механизма и характера процессов, происходящих в зонах действия трансформных разломов II и III рода, т. е. разломов типа рифт—зона субдукции и зона субдукции—зона субдукции, и позволило предложить их новые геодинамические модели (рис. 7). На рис. 7 показано, что верхние структурные ярусы плит, разделенные трансформными разломами II и III рода, могут иметь значительные различия в строении, что определяется различной интенсивностью геодинамических процессов, протекающих на соседних плитах. Предполагается, что развитие трансформных разломов II и III рода обусловлено тем, что при столкновении мегаплит большая инерция их движения ведет к выравниванию имеющихся выступов сталкивающихся континентальных окраин и систем островных дуг, т. е. к образованию линейных орогенов. Наряду со взбросо-сдвиговыми дислокациями в стороны от выступов сталкивающихся окраин происходит обновление, реже заложение ортогональной системы разломов, превращающихся при дальнейшем движении мегаплит в трансформные разломы II и III рода.

На рис. 7 виден механизм формирования трансформного разлома данного типа, который растет по мере движения литосферных плит А и Б, разделенных этим разломом. Если поддвигание плиты А с океанической корой и перекрывающими ее осадками под плиту В будет происходить с большей скоростью по сравнению с плитой Б, то на плите В на участке субдукции плиты А будут более отчетливо наблюдаться геодинамические явления, сопровождающие процесс субдукции—поддвигание и

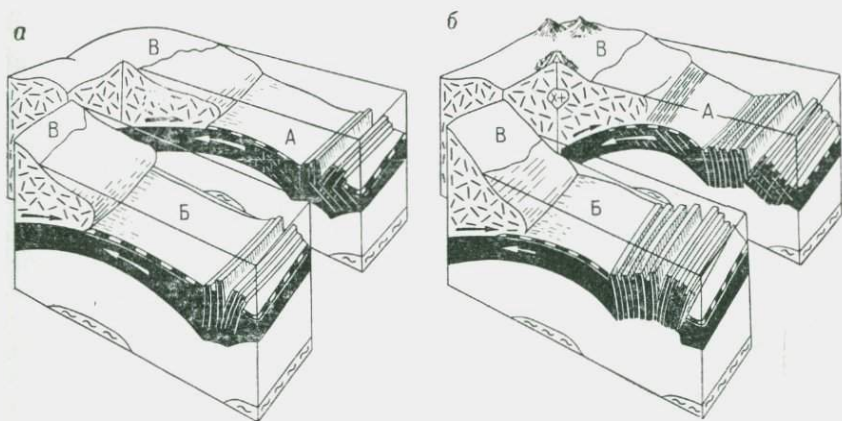


РИС. 7. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ТИПА РИФТ—ЗОНА СУБДУКЦИИ.

Усл. обозн. см. на рис. 3

б — более поздняя по сравнению с а стадия развития трансформного разлома, разделяющего плиты А и В. Плита А подвигается под плиту В с большей скоростью, чем плита Б. Это вызывает более активные геодинамические процессы (надвигообразование, вулканизм и др.) под плитой А по сравнению с процессами, происходящими в зоне сочленения плит Б и В

скупивание пластин фланга, а также развитие магматизма (на рис. 7 показаны вулканы над плитой А) как результата интенсивного поглощения океанической коры и перекрывающих ее осадков. Крайя плиты В, под которую с различной скоростью подвигаются плиты А и Б, могут являться активной окраиной континента или островной дугой. Характером окраины надвигаемой плиты В, несущей земную кору переходного или континентального типа, будут определяться и геодинамические процессы на этой окраине, сопряженные с процессом субдукции плит А и Б. Однако заметим, что несмотря на то, что плиты А и Б (или части ранее единой плиты) подвигаются под одну плиту, в последней должны возникать напряжения, которые неизбежно приведут к нарушению сплошности плиты В над трансформным разломом, являющимся границей между плитами А и В. Геоморфологически это осложнение окраины плиты скорее всего будет проявляться в том, что над продолжением плоскости трансформного разлома в плите В будут закладываться впадины озер (например, Мертвое море) или долины рек. Эти же участки надвигаемой плиты, расположенные над плоскостью трансформного разлома как наиболее проницаемые, могут оказаться серией сопряженных субпараллельных разломов, благоприятных для проникновения флюидов, т. е. они могут стать рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Таким образом, трансформные разломы II рода типа рифт—зона субдукции — это разломы, разделяющие плиты, над которыми в подвижной плите должна отмечаться различная

интенсивность, а возможно, и характер происходящих геодинамических процессов.

Зоны трансформных разломов типа зона субдукции—зона субдукции. Разломы данного типа изучены еще хуже, чем разломы предыдущих типов. Как указывалось, они могут быть разными в зависимости от направления падения зон субдукции, которые они соединяют. В еще большей степени особенности этих разломов должны определяться характером земной коры, в которой проявляется их действие. Они могут соединять две зоны субдукции океанической литосферы, как, например, трансформные разломы пролива Дрейка, соединяющие зоны субдукции у окраин Южно-Американского континента с зоной субдукции Южных Сандвичевых островов, или разлом Кайман, ограничивавший дугу Малых Антильских островов с севера. Они могут также соединять зоны субдукции океанической и континентальной литосферы, а также две зоны субдукции (скупивания) пластин континентальной коры.

Эти разломы, являющиеся границами плит или отдельных их частей, отчетливо проявляются только в поддвигаемой плите.

Можно предположить, что подобные разломы ограничивают и осложняют островную дугу Соломоновых островов. Существованием этого является наличие желобов, указывающих на существование зон субдукции со стороны Индо-Австралийской плиты, имеющих падение навстречу зонам субдукции Тихоокеанской плиты. Если это так, то островные дуги Соломоновых островов находятся в стадии реверсии (обращения), когда начальные инверсионные стадии их развития сменились реверсионной стадией — стадией откалывания микроконтинента островной дуги от основной плиты. В эту стадию прекратилось поглощение мегаплиты в периокеаническом глубоководном желобе, заложился новый желоб и зона поглощения в тыльной части островной дуги и началось закрытие окраинного моря, т. е. началась стадия приближения дуги к континенту перед ее столкновением с последним.

В этом случае плоскости трансформных разломов будут также развиваться в поддвигаемой плите, а в надвигаемой плите островной дуги, так же как и в предыдущем примере, будут образовываться сопряженные расколы, разделяющие островную дугу на отдельные сегменты и блоки.

Таким образом, мы проанализировали возможность очень важного для рудообразования процесса — процесса формирования поперечных разломов на надвигаемых окраинах литосферных плит и пластин и, в частности, на микроконтинентах островных дуг.

Зоны древних трансформных разломов. Древние трансформные разломы типа рифт—рифт, видимо, редко наблюдаются в континентальной коре, так как вмещающие их офиолитовые комплексы находятся в аллохтонном, обычно сильно

нарушенном залегании. В альпийской системе описан один хорошо изученный разлом такого рода — Аракапский разлом в Троодоском массиве о. Кипр [225].

Легче распознавать трансформные разломы II и III рода. Как полагают, к ним могут относиться любые крупные разломы, явно не связанные со структурами зон субдукции краев плит [238], т. е. многие поперечные и косые разломы глубокого заложения в орогенных поясах. Для определения положения древних трансформных разломов данных типов предложено два критерия: 1) резкое окончание офиолитовых комплексов; 2) резкое изменение полярности фации, связанной с зонами субдукции [235]. В качестве примера подобных разломов в альпийской системе приводятся разломы Северных Пиренеев, Южного Атласа, Загребская линия и линия Пецинага-Камена.

К числу трансформных разломов относят разломы Грейт-Глен и Минч в Шотландии. По-видимому, трансформными же разломами являются Кандатский и Кузнецко-Алтайский [36] в Алтае-Саянской складчатой области, консолидация которой произошла в раннекаледонском орогенезе. При анализе геологического строения Восточного Казахстана автор пришел к выводу о существовании в палеозое, по крайней мере, четырех крупных трансформных разломов. Наиболее древним из них является субширотный разлом Спасской зоны, который при последующих дислокациях был осложнен надвиговыми движениями с юга. Менее деформированные другие три трансформных разлома имеют северо-западное простирание и расположены в следующем порядке (с севера на юг): Аягузско-Урджарский, Джалаир-Найманский и Каратауско-Восточно-Ферганский. Действие первых двух разломов, видимо, прекратилось в позднем палеозое при столкновении Казахстанской плиты с плитами Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а Каратауско-Восточно-Ферганского — в мезозое.

Глубоководные желоба

Глубоководные океанические желоба являются одним из характерных морфоструктурных элементов земной коры, прослеживающихся в виде длинных узких понижений дна океанов вдоль многих островных дуг и отдельных окраин континентов. Желоба имеют максимальную амплитуду отрицательного рельефа земной коры. Их глубина превышает глубину океанов над абиссальными равнинами и составляет от 6000 до 11 022 м (Марианский желоб).

Почти непрерывная цепь глубоководных желобов протягивается в западной части Тихого океана, начиная от желоба Алеутской дуги на севере до Тонга-Кермадекского желоба на юге; в нее входят Курильский, Японский, Марианский, Рюкю и Филиппинский желоба. На западной окраине Американского

материка находятся Гватемальский (Центрально-Американский) и Перуанско-Чилийский (Атакамский) желоба. Очень протяженный Яванский желоб обрамляет с юга литосферные плиты Юго-Восточной Азии. Более мелкие желоба выделяются вдоль малых дуг Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов.

Глубоководные желоба имеют склоны крутизной 5—7°. Сейсмическое зондирование и отбор образцов с их дна показали, что многие желоба содержат мало осадков или не содержат их совсем, а в некоторых желобах наблюдаются недеформированные осадки значительной мощности.

Глубоководные желоба являются обязательными структурами островодужных систем, хотя и значительно отличаются друг от друга своими размерами и строением. Наиболее сложное строение имеет та часть глубоководного желоба, которая располагается между осью желоба и фронтальной дугой. Она называется внутренним склоном глубоководного желоба. Склон может быть разделен на верхнюю, недеформированную, покрытую осадками часть, и нижнюю, представляющую собой крутой склон, сложенную интенсивно деформированными осадками. Граница между этими частями может быть выражена в рельефе шельфом, краем террасы или даже хребтом.

Внутренние склоны различных островодужных систем могут отличаться друг от друга своей формой. Различия в строении связаны, видимо, с количеством и скоростью поступления осадков в зону субдукции. В связи с этим различаются два типа строения внутренних склонов желобов.

К первому типу относятся желоба, при драгировании которых были подняты преимущественно основные и ультраосновные изверженные породы с незначительной частью пелагических осадков. Сейсмические исследования показали, что разрез желобов данного типа состоит из пород, скорость прохождения сейсмических волн в которых такая же, как и в океанической коре. Гравиметрическими исследованиями установлено наличие отрицательных гравитационных аномалий, практически совпадающих с топографической осью желобов. Все эти данные подтверждают предположение о том, что материал, слагающий внутренний склон желобов, представлен компонентами океанической коры. Такое строение характерно для внутренних склонов желобов островодужных систем Тонга, Кермадек и Марианской, под которыми происходит поглощение океанической плиты с относительно маломощным покровом пелагических осадков и где имеется мало источников сноса терригенного материала.

Ко второму типу принадлежат желоба, внутренний склон которых характеризуется наличием осадков, приносимых с фронтальной дуги. Осадки представлены или покровом на поддвигаемой плите, или клином турбидитов в осевой части желоба. Таково строение внутренних склонов желобов в центральной

части Алеутской и Лусонской островодужных систем, а также на о. Суматра, где осадочные породы слагают перелом склона желоба. Сейсмические данные указывают на то, что нижняя часть склона, перелом и большая часть верхнего склона желоба сложены фундаментом из деформированных осадочных пород.

Описанные типы желобов выделены в значительной мере искусственно и характеризуют крайние члены последовательного ряда желобов, наблюдаемых в западной части Тихого океана. Но вместе с тем морфология и литология внутреннего склона желоба не зависят от его размера. Размер желоба является функцией продолжительности субдукции и степени снабжения зоны субдукции осадочным материалом [209].

Сейсмические, магнитометрические и гравиметрические данные, а также данные глубоководного бурения в желобах Центральной Америки и западной части Тихого океана показывают, что структура внутреннего склона глубоководного желоба определяется сжатием осадков при поддвиге океанической плиты и характеризуется широким развитием надвигов и опрокинутых изоклинальных складок. Полученный в последнее время фактический материал (продолжение магнитных аномалий под склон желоба, отсутствие гравитационных оползней, направленная в одну сторону вергенция складок, отсутствие деформаций растяжения и т. д.) однозначно свидетельствует в пользу доминирующей роли субдукции в формировании внутреннего склона желоба.

Особенности осадконакопления в приосевых частях глубоководных океанических желобов рассмотрены Н. Л. Леонидовой [68] на примере Идзу-Бонинского глубоководного желоба, являющегося южной частью Японского желоба. Ею сделан вывод о том, что количество ритмов формирующейся флишoidной толщи, их мощность и минеральный состав отражают сейсмичность и комплекс геолого-геоморфологических условий площади сноса.

Изучением Чилийского желоба установлено, что пелагические океанические отложения слоя 1 исчезают у излома верхней части приокеанической стенки желоба, а днище желоба выполнено полого залегающими турбидитными осадками. Наиболее глубокая часть желоба является узким эрозийным каналом, прорезающим турбидитные отложения. С приконтинентальной стороны желоба осадки днища обрезаны сбросом, а на крутом склоне, прилегающем к континенту, установлены небольшие террасы с сохранившимися на них вздернутыми осадками. Подобное строение имеют многие другие глубоководные желоба [197].

Иногда строение желобов усложняется появлением в их центральных частях выступов толеитовых базальтов океанического слоя 2. Например, в желобе на широте Перу был установлен выступ, возвышающийся над турбидитами на 900 м.

Исследование позднечетвертичной седиментации в активном Алеутском желобе показало, что осадки, первоначально накопившиеся в Аляскинской абиссальной океанической впадине, были перекрыты при формировании восточной части Алеутского желоба. Одновременно клин горизонтально-слоистых осадков мощностью около 1 км был отложен в осевой части желоба. Трансгрессивное положение осадков этого клина на толще осадков абиссальной впадины указывает на наличие между ними несогласия, которое подтверждается и сейсмическими данными. Осадки в желобе отлагались в 10 раз быстрее, чем в абиссальной впадине.

Модели глубоководных желобов. Анализируя сейсмические и гравитационные данные, ученые пришли к выводу, что в районах желобов, отмеченных сильными отрицательными гравитационными аномалиями, располагаются нисходящие ветви конвекционных потоков в мантии и происходит погружение океанической литосферной плиты под другую плиту, т. е. изгиб (или излом) и погружение нисходящей «транспортной» литосферной ленты [142], возникающей в срединно-океанических хребтах.

Для объяснения геодинимических процессов, совершающихся в районах глубоководных океанических желобов, предложено несколько моделей.

Дж. Дьюн и Дж. Берд [35] привели разрезы через Манильский и Японский желоба и дали модели, иллюстрирующие соотношения между структурами желоба, осадконакоплением и метаморфизмом.

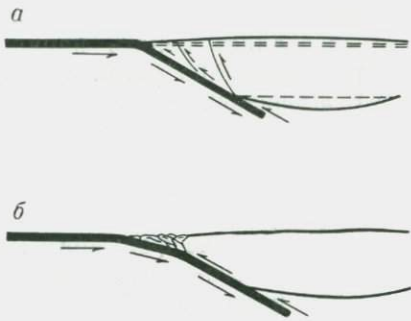
Предполагается, что после образования желоба происходит раннее надвигообразование серий клиньев океанической коры и мантии, сопровождаемое крупными гравитационными оползнями во вновь возникший желоб. Под желобом и около его внутренней стенки оползшие блоки «втискиваются» в деформированные осадочные клинья, формируется меланж глубоководного желоба [35]. Стадия надвигания клиньев океанической коры и мантии на современном лике Земли видна в хребте Маккуори.

При изостатическом подъеме блоков ведущего края литосферной плиты островной дуги и выведении их на поверхность к меланжу добавляются деформированные океанические осадки и чешуи океанической коры и мантии, представленные пластами и линзами серпентинитов, блоками амфиболитов и эклогитов.

Рассмотренные модели глубоководных желобов позволили понять механизм формирования голубосланцевых метаморфических поясов и офиолитового меланжа, однако они не объяснили существования в современных желобах недеформированных осадков. Это стало камнем преткновения при обсуждениях реальности процессов субдукции и надвигообразования в островных дугах, а следовательно, и для концепции тектоники плит в целом. А. Мейерхофф и Г. Мейерхофф [77] в своих выступле-

РИС. 8. МОДЕЛИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ (ПО ХЕЛВИГУ И ХОЛЛУ, 1974).

а — орогенетическая модель: край континента присоединен к океанической литосфере и желоб содержит недеформированные осадки; движение сходящихся плит выражается в перемещениях по разломам в верхней плите и в процессах орогенетических деформаций; *б* — поддвиговая модель: край континента не соединен с океанической литосферой и желоб содержит мало осадков; движение сходящихся плит выражается движением по зоне поддвигания (Беньюфа)



ниях против концепций новой глобальной тектоники особое внимание уделяют этому факту.

В 1974 г. Дж. Хелвиг и Г. Холл рассмотрели стационарную (steady-state) модель желоба, в которой геометрия осадочной призмы не изменяется благодаря продвигающемуся фронту деформаций вдоль внутренней стенки желоба, компенсирующего прогрессирующее накопление новых осадков на внешней стенке. Учитывая, что скорость конвергенции (схождения) литосферных плит чаще всего превышает скорость накопления осадков на внешней стенке желоба, авторы предложили две модели субдукции, происходящей в районах глубоководных океанических желобов (рис. 8).

Первая модель, названная орогенетической, предполагает, что около желоба континентальная (или переходная) кора соединена с океанической корой, как бы «приварена» к ней, и движений на границе между ними не происходит. В этом случае весь эффект конвергенции литосферной океанической плиты, несущей глубоководный желоб, и плиты с континентальной корой выражается в орогенезе, во взбросах клиньев континентальной коры в пределах данной надвигаемой плиты. В это время деформация осадков в желобе происходит не должна.

Вторая модель — поддвиговая — соответствует тем периодам, когда кора океанической литосферы не соединена с корой плиты, несущей континентальную кору, и поддвигается под нее, поставляя в зону субдукции часть осадков слоя 1.

Дж. Хелвиг и Г. Холл [197] ссылаются на выводы Г. Плаука, указавшего на различие Алеутского и Андского орогенетических поясов, и объясняют кажущееся эпизодическое наращивание коры в Алеутском поясе его преобладающим развитием по поддвиговой модели, а быстрый подъем в Андах — развитием по орогенетической модели. По мнению указанных авторов, открытие и закрытие окраинных морей объясняются существованием первоначально поддвиговой модели, сопровождаемой орогенетической. Преобладанием поддвиговой модели объясняются развитие желоб-дуговых промежутков и редкость пелагических осадков в орогенетических поясах. И, наконец,

взаимодействие сходящихся плит попеременно по двум моделям позволяет понять парадокс продолжающегося движения плит с постоянно устойчивыми центрами спрединга (расширения) и эпизодическими и даже периодическими орогенезами.

Заметим, что представления Дж. Хелвига и Г. Холла о двух моделях субдукции [197] в районах океанических желобов очень близки к взглядам Т. Уилсона о двух типах горообразования [256].

Геологические формации глубокоководных желобов. Как следует из геолого-геофизических данных о строении современных желобов и из предложенных моделей, геологическими формациями, характерными для глубокоководных океанических желобов, являются:

1) толщи интенсивно деформированных и метаморфизованных глаукофановых сланцев, которые формировались у внутренней стенки желоба из пелагических осадков, соскребавшихся с поддвигаемой плиты;

2) флишвидные толщи, накапливавшиеся в центральных частях желоба; эти толщи, деформируемые аналогично пелагическим осадкам, имеют тенденцию прогрессивно омолаживаться в том направлении, в котором мигрировал желоб;

3) офиолитовый меланж, представляющий собой гигантские брекчии из пелагических отложений абиссальных океанических впадин, турбидитных осадков желоба и базитовых и ультрабазитовых пород океанической коры, деформированных и метаморфизованных в верхней части зон поддвигаания в условиях метаморфизма высокого давления и низкой температуры.

В целом ряде научных работ уже описаны примеры толщ и образований, сформированных в глубокоководных желобах. На Японских островах к ним относят внешний метаморфический пояс голубых глаукофановых сланцев, детально изученный А. Миясино [81]. К осадкам желобов относят мощные (до 5000 м) толщи флиша и турбидитов эоцена и миоцена о. Ментавай, находящихся в тыловой части Яванского желоба [221], а также отложения турбидитов, перекрывающих радиоляриты, ассоциирующиеся с офиолитами на Андаманских островах [81]. Многими исследователями с образованиями желобов отождествляются французская формация и францисканский меланж Берегового хребта Калифорнии, детально изученные на западе США [199]. Как предполагают, эти образования представляют собой палеогеновую «вмороженную» зону субдукции. Дж. Дью и др. [235] к образованиям глубокоководных желобов отнесли вулканогенный флиш Рейтано и Туса (Сицилия), а также часто встречающиеся в альпийской системе Средиземноморья зоны голубосланцевого метаморфизма. Возникшие из офиолитов меланжи указанные авторы использовали как критерии установления местоположения древних желобов при анализе эволюции этой системы. Интересные новые данные о формировании обра-

зований желобов были сообщены на XXV сессии Международного геологического конгресса. На основе полевых исследований была дана характеристика структурной геологии о. Нias (Индонезия), расположенного в зоне активной субдукции, и показано, что при процессах поддвигания небольшой объем осадков склонов желоба включается в тектонический меланж и сминается в складки.

Островные дуги

Под островными дугами понимают вытянутые на большие расстояния (до 2000 км) вулканические цепи островов, обычно имеющие дугообразную форму. Кривизна островных дуг достигает 20—22°. С вулканическими цепями островов ассоциируют глубокоководные желоба, расположенные, как правило, с океанической стороны, и окраинные моря, находящиеся на противоположной стороне.

Примерами островных дуг на современном лике Земли являются Алеутская, Курильская, Японская, Рюкю, Марьянская, Филиппинская (о. Лусон), Зондская, Соломоновых островов (Бугенвильская) — в западной части Тихого океана, Карибская и Скоша — в западной части Атлантического океана.

Под островными дугами располагается глубинная сейсмическая зона, или зона Беньофа. Однако еще в 1946 г. А. Н. Заварицкий обратил особое внимание на важное тектоническое значение поверхностей размещения глубокофокусных землетрясений [37], поэтому эти глубинные зоны, по которым, как предполагают, происходит поддвигание плиты с океанической корой под другую плиту, теперь называют зонами Заварицкого—Беньофа¹.

Вулканические дуги отстоят от глубокоководных желобов на 150—200 км. Между желобом и вулканической дугой иногда появляется дополнительная, большей частью подводная гряда. На вогнутой стороне дуги располагаются окраинные моря, малые океанические бассейны, отделяющие дуги от континентов. Осевые части островных дуг сложены недеформированными накоплениями субаэральных лав и пирокластических пород, лахаровых отложений и спекшихся туфов плиоценового и четвертичного возраста. В некоторых островных дугах имеются также подводные подушечные лавы и лавобрекчии, местами линзы и прослои мелкоководных известняков. Последние вместе с недеформированными вулканокластическими отложениями чаще выполняют протяженные седиментационные бассейны, располагающиеся в промежутке между вулканическим фронтом и желобом (arc-trench gap) [31]. Мощность этой призмы преимущественно морских осадков увеличивается в сторону океана.

¹ В данной работе чаще применяется термин «зона поддвигания».

В одном из последних научных обзоров, описывающих островные дуги, дана следующая типовая схема их строения [207, 209].

Полностью развитая островодужная система вкряе простираыя разделяется на следующие основные структурные элементы: глубоководный желоб, аккреционную призму, перерыв сплошности в верхней части склона, фронтальную дугу, вулканическую цепь, активный краевой бассейн, остаточную дугу и неактивный краевой бассейн (рис. 9). Предполагается, что различия между системами островных дуг западной части Тихого океана сводятся к различиям в проявлении процессов субдукции вдоль фронтальной части островодужной системы и скорости раздвигания морского дна в активных окраинных бассейнах.

Аккреционная призма. Прямым выражением процесса субдукции в островодужных системах служит следующий за глубоководным желобом морфологически четко проявленный элемент островной дуги — аккреционная призма.

Структуры в пределах аккреционных призм только начали исследоваться. Однако полученные к настоящему времени данные геофизики и бурения свидетельствуют о сдирании осадочного покрова с поддвигаемой плиты, смятии его в складки с образованием серий надвигов и приращении к стенке желоба. Наиболее доступной частью для изучения аккреционной призмы является перелом склона желоба, который в некоторых островных дугах выходит на поверхность Земли (о. Барбадос в Карибской, острова Ментавай в Алеутской островных дугах и др.). При изучении этих островов было обнаружено быстрое тектоническое поднятие четвертичных рифов или волнорезных террас [185]. Подстилающие породы под рифтовыми или террасовыми отложениями состоят из сильно деформированных крутопадающих обломочных образований, которые могут содержать в себе или тонкие пропластки базальтов и ультраосновных пород, или менее крутопадающие и менее нарушенные обломочные и карбонатные породы. Деформация пород около перелома склона



РИС. 9. СХЕМА СТРОЕНИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ПО КАРИГУ И ШЕРМАНУ, 1975). ВЕРТИКАЛЬНЫЙ МАСШТАБ УВЕЛИЧЕН В ПЯТЬ РАЗ

желоба, очевидно, маркирует верхнюю зону активных деформаций, которая простирается к основанию внутреннего склона желоба. Имеющиеся данные показывают, что максимум деформации располагается очень близко к подножию нижней части склона желоба и непрерывно уменьшается вверх по склону к гребню перегиба склона желоба.

Структурный процесс, благодаря которому осадочный материал переходит с океанической плиты на плиту островной дуги, вероятно, находится в прямой зависимости от мощности и типа осадков желоба, а также от скорости субдукции [207]. В желобах, где разрез турбидитов сложен мощными толщами пелагических и хемипелагических осадков, отложенными на поддвигаемой плите, турбидиты могут систематически наращиваться, образуя аккреционную призму, в то время как остальная часть разреза подвигаемой плиты поглощается в зоне субдукции. Срезание осадков происходит в верхней части пелагического разреза в силу его минимальной прочности и максимальной пористости. Наиболее благоприятной для образования интенсивной складчатости в этом случае является, видимо, медленная субдукция. Сложнее объяснить деформацию пород над зоной субдукции при подвигании под островную дугу океанической плиты с маломощным осадочным покровом. В данном случае тонкий слой пелагических осадков может играть роль «смазки» между пластинами океанической коры и даже верхней мантии в процессе их скупивания.

Во время роста аккреционной призмы или нескольких таких призм вулканическая цепь остается неподвижной или медленно движется назад относительно коры, находящейся под ней [185]. Это ведет к увеличению ширины вулкано-желобового пространства и появлению широкой выровненной ее части. Процесс этот отражается в структуре аккреционной призмы — формируется внешний склон желоба, который располагается между переломом склона желоба и фронтальной дугой. Осадки этой части призмы обычно залегают моноклиналино, достигая огромной мощности.

Имеющиеся структурные, геодезические и батиметрические данные по аккреционным призмам современных островных дуг показывают изменение во времени ширины внешнего склона желоба. Этот факт находит вполне удовлетворительное объяснение с позиции модели поглощения.

Перерыв сплошности в верхней части склона. Граница между фронтальной дугой и верхней частью склона имеет некоторые характерные черты [209], которые позволили выделить ее в качестве самостоятельной тектонической единицы островодужной системы. В Японской островной дуге и в восточной части Алеутской островной дуги перерыв сплошности в верхней части склона является зоной разломов или крутым контактом, морфологически плохо выраженным. В островодужных системах

с глубоким прогибом и мощным осадочным чехлом в верхней части склона (к ним относятся центральная часть Алеутской, Марианская и Лусонская системы островных дуг), перерыв сплошности в верхней части склона имеет вид погруженного на глубину крутопадающего блока верхней части склона, вдоль которого осадки разбиты разломами, а также сильно изогнуты или скручены по сравнению с фронтальной дугой [209]. В восточной части Алеутской дуги, где скорость затягивания осадков в зону субдукции высока, а расстояние между вулканами и желобом несколько больше, чем в других дугах, также увеличено и расстояние между вулканической цепью и перерывом сплошности в верхней части склона. Морфологически рельеф между платформой фронтальной дуги и осадками верхнего склона в наиболее молодых зонах субдукции выражен ступенью высотой иногда более чем 2 км, уменьшающейся с увеличением возраста и ростом аккреционной призмы.

В настоящее время образование перерыва сплошности в верхней части склона связывается с различием в тектонических процессах, протекающих в аккреционной призме и фронтальной дуге. Последняя под действием бокового давления постоянно приподнята в отличие от верхней части склона, которая опускается с накоплением в ее пределах мощных осадочных толщ.

Фронтальная дуга и вулканическая цепь. Фронтальной дугой называется область островной дуги, расположенная между аккреционной призмой и вулканической цепью (см. рис. 9). Она представляет собой относительно пассивный блок древней мощной коры, в котором проявились в основном вертикальные движения. Предполагается, что в пределах этого блока происходят наиболее важные метаморфические и плутонические процессы, приводящие к формированию континентальной коры.

Вулканическая цепь, или вулканический фронт,— это ровная сейсмическая зона, прослеженная в большинстве островодужных систем и лежащая над отрезком зоны поддвижения глубиной от 125 до 175 км. В этой области наиболее интенсивно проявлена вулканическая деятельность, приводящая к увеличению размеров островодужной системы. В настоящее время установлено, что ось максимальной вулканической активности либо неподвижна, либо перемещается по направлению к тыловой части дуги со средней скоростью около 2 км в 1 млн. лет [185].

Вулканические цепи обнаруживают тенденцию к перемещению в течение периода в 30—50 млн. лет и более.

Исследования вещественного состава вулкаников в поперечном сечении дуг показали закономерную смену щелочных и относительно кислых толеитовых пород на выпуклой стороне дуг через высокоглиноземистые базальты и породы известково-щелочной серии до щелочно-оливиновых базальтов на вогнутой стороне. Одновременно от внешнего края дуги к внутреннему,

т. е. по мере погружения зоны поддвигаания, устанавливается возрастание содержания окиси калия по отношению к кремнезему.

Ниже плиоцен-четвертичных отложений во многих островных дугах залегает мощный комплекс известково-щелочных вулканогенно-осадочных пород, дислоцированных и нарушенных крутопадающими сбросами. Этот комплекс представлен продуктами подводных вулканических извержений, перемежающимися с турбидитами и лахаровыми отложениями. Общая мощность нижнего комплекса составляет обычно несколько тысяч метров, а время накопления охватывает около 10 млн. лет [221].

Вулканогенно-осадочные породы прорваны интрузиями преимущественно диорит-гранодиоритового состава, которые образуют внутренние метаморфические пояса островных дуг, представленные породами амфиболитовой фации с андалузитом и силлиманитом, сформированными в условиях низких давлений и высоких температур [81]. В интрузивных породах, как и в вулканах, в направлении от желоба к окраинному морю закономерно повышается содержание глинозема и калия. Эта закономерность используется для определения ориентировки древних островных дуг и направления падения зон поддвигаания.

В «Справочнике по тектонической терминологии» [122] дано следующее определение понятия «островные дуги»: «система структур, состоящая в случае двойной дуги из океанического желоба, внешней (невулканической) геонантиклинали, внутреннего (вулканического) геонантиклинального пояса и тылового прогиба... Дуги островные первого типа, представляющие полузатопленные дугообразно изогнутые складчатые хребты, которые подобно складчатым дугам Гималаев или Карпат имеют геосинклинальную предысторию. Примеры: дуги Японская, Индонезийская. Дуги островные второго типа, представляющие гряды вулканов или слабодислоцированные глыбы меловых, третичных и четвертичных осадочных и вулканогенных пород небольшой мощности. Они не имеют геосинклинальной предыстории и образовались в связи с возникновением в земной коре свежих разломов. Примеры: Алеутская, Курильская, Мало-Анtilьская и др.» Как видно из приведенных определений, они основаны на гипотезе базификации земной коры В. В. Белоусова. В последних работах о типизации материковых эндогенных режимов В. В. Белоусов [10] не выделяет режима типа островной дуги.

Многие исследователи давно видели в островных дугах проявления процессов, соответствовавших ранним стадиям развития геосинклиналей. В. Е. Хаин [133], выделяя четыре типа современных геосинклинальных областей, два из них связывал с развитием островных дуг.

По А. В. Пейве [97, 98], в современных поднятиях островных дуг, где широкое развитие имеют андезиты, граувакки и

песчано-сланцевые серии, в результате тектонического скупивания сналического материала и гранитизации базальтового слоя и геосинклинальных осадков происходит формирование гранитного слоя континентов. Л. П. Зоненшайн [38] островные дуги также относил к зрелым стадиям развития эвгеосинклиналей, которым предшествует начальная стадия — растекание морского дна и формирование океанических хребтов.

Модели островных дуг. Интенсивно развивающаяся в последнее время концепция новой глобальной тектоники, или тектоники литосферных плит, вызвала повышенный интерес к строению и эволюции современных островодужных систем, как предполагаемых аналогов древних геосинклиналей. Однако до последнего времени существовали значительные трудности их детального исследования; кроме того, некачественные результаты изучения отдельных надводных сегментов не позволяли составить четкое представление о строении и геологическом развитии структур этих весьма важных для актуалистического понимания геологических процессов. Предел был восполнен применением методов высокоточного эхозондирования и акустического профилирования, а также донного опробования. Полученные данные вместе с детальными геологическими и геофизическими исследованиями позволили определить место систем островных дуг в орогенических процессах и выявить роль субдукции (поглощение плиты с океанической корой под островную дугу) в их развитии.

Вместе с тем необходимо отметить, что в вопросе строения и эволюции систем островных дуг до сих пор среди исследователей нет единого мнения. Это касается в основном процесса субдукции, которому сторонники концепции новой глобальной тектоники отводят ведущую созидательную роль и с которым практически связываются все вулканические, магматические и метаморфические процессы, равно как и процессы рудообразования в современных островных дугах.

Только с позиций мобилистских концепций, учитывающих как вертикальные, так и горизонтальные тектонические движения земной коры, появилась возможность разработать модели развития островных дуг. По мнению автора, наибольший интерес представляют модели, предложенные Дж. Дьюн и Дж. Бердом [35] и А. Митчеллом и Г. Ридингом [220, 221].

Рассматривая структуры, ассоциирующие с глубоководными желобами, Дж. Дьюн и Дж. Берд описали процессы, происходящие в островных дугах, связанных с субдукцией.

А. Митчелл и Г. Ридинг [221] первоначально выделили пять стадий их развития. В последующей работе в связи с рассмотрением рудных формаций островных дуг А. Митчелл и Дж. Белл [222] подразделили развитие земной коры в областях островных дуг на семь стадий, т. е. несколько усложнили раннюю модель.

Из сравнения моделей видно, что в усовершенствованной модели добавлена первоначальная стадия развития океанической коры — стадия срединно-океанического хребта, предшествующая развитию островной дуги, далее следуют стадии заложения, развития и подъема островной дуги, т. е. такие же, как и в первоначальной модели. Авторы пытаются представить эволюцию окраинных морей и показывают, что они возникают во вторую стадию развития островной дуги в результате рифтинга около окраины континента. Конечные стадии развития островной дуги они значительно усложнили, предположив, что стадия 4 совпадает с реверсией ее полярности (обращением) и субдукцией океанической коры окраинного бассейна. После этого следует стадия столкновения дуг (стадия 6), в процессе которой завершается поглощение океанической коры окраинного бассейна. Последняя стадия, как и в первоначальной модели, предусматривает заложение нового желоба и зоны поддвигания (субдукции) со стороны океана.

На рис. 10 показана схема развития островной дуги с учетом представлений А. Митчелла [223], но в упрощенном виде. При анализе размещения месторождений полезных ископаемых автор пришел к выводу, что в юго-западной части Тихого океана столь дробную схему развития островных дуг наблюдать практически не удастся. Видимо, целесообразно, как это и показано на рис. 10, различать три стадии: начальную и позднюю инверсионные и начальную реверсионную. Поздняя реверсионная стадия представляет собой конечную стадию развития островной дуги — ороген столкновения этой дуги с пассивной окраиной континента.

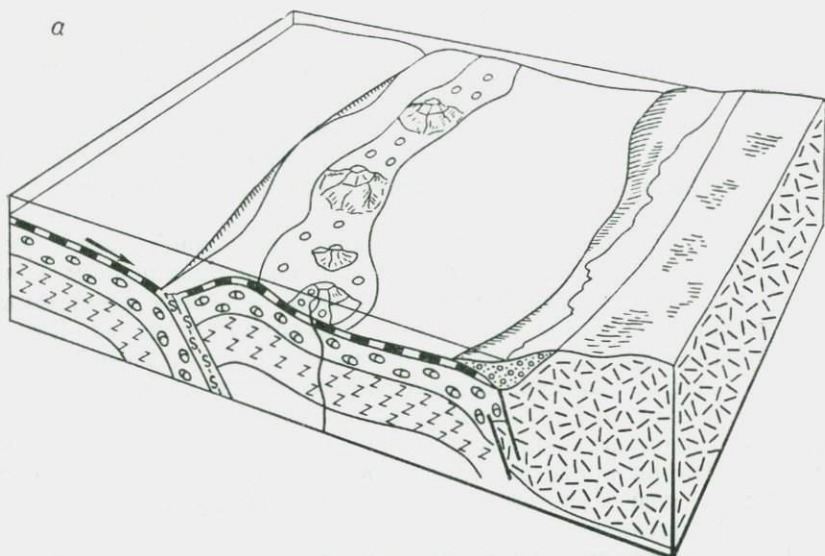
Реверсия полярности островных дуг. Большинство островодужных систем западной части Тихого океана имеет нормальную полярность (своей фронтальной частью они обращены к океану), но существует и достаточное количество дуг с противоположной или обратной полярностью. Такие дуги могли либо сразу иметь обратную полярность, либо переменяли ее. Случаи перемены полярности доказаны для Новогейбридской [208], Соломоновой и Лусонской островных дуг [206], а также предполагаются для некоторых других.

Результатом изменения полярности островодужных систем является начало субдукции коры окраинных бассейнов, что в конечном счете приводит к столкновению такой дуги либо с континентальной окраиной, либо с остаточной дугой. Примерами такого типа столкновения, которое проявилось в поднятии на более высокие уровни пластин офиолитов и пород, метаморфизованных в условиях высокого давления, служат острова Хоккайдо и Сахалин и в большей степени Новая Каледония [167]. Если учесть выводы работы Дж. Хелвига и Г. Холла [197], то можно представить себе, что в периоды прекращения поглощения океанической литосферы и подъема островной дуги

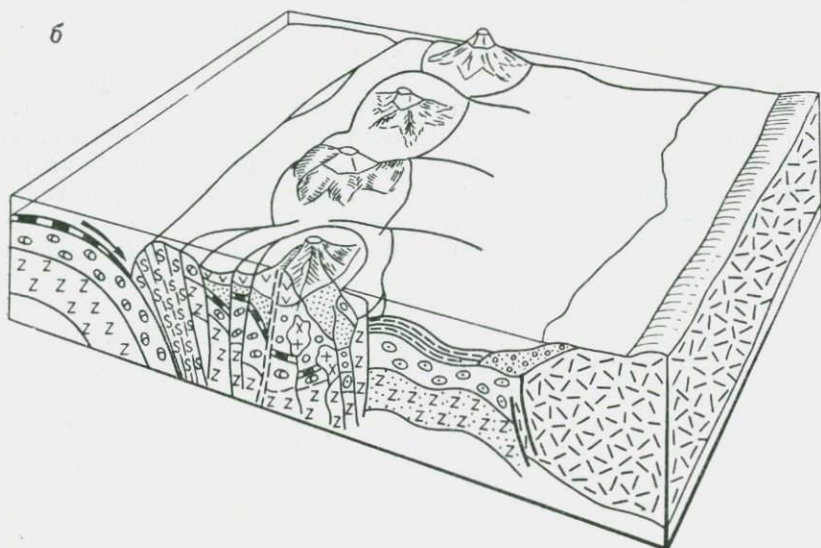
«работает» орогеническая модель субдукции. Естественно, в природе картина, очевидно, сложнее и периодичность поддвижения и орогенеза, по-видимому, значительно варьирует.

Возникновение и развитие островных дуг целиком определяются погружением вдоль зоны поддвижения литосферной плиты, несущей только океаническую кору [35, 52, 221]. Заложение дуги происходит, как правило, при погружении плиты под плиту аналогичного строения, т. е. с океанической корой.

а



б



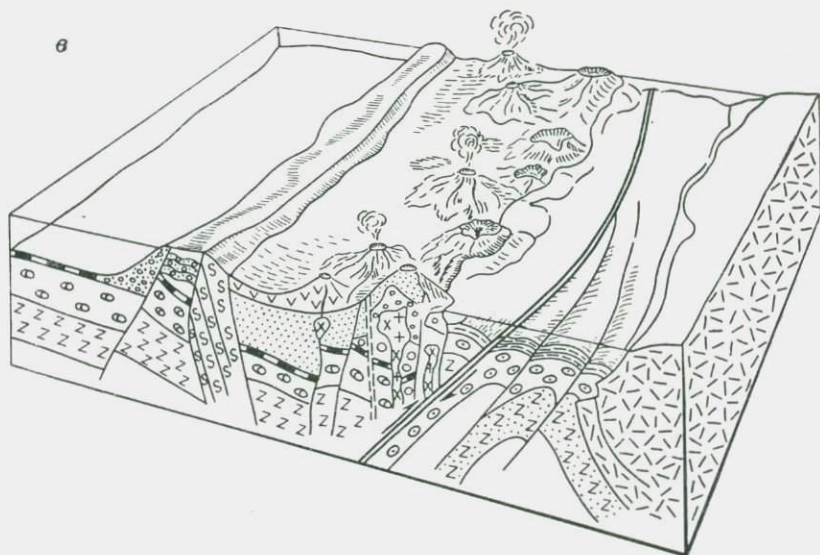
В этом случае в начальной стадии развития островной дуги преобладает основной вулканизм, наращивающий земную кору переходного типа. В более поздние стадии или при заложении дуги на обломке плиты с переходным характером земной коры базальтовый вулканизм сменяется андезитовым. Предполагается, что источником магматического вещества как в начальные стадии извержений на поверхность, так и в последующие, когда происходит внедрение диорит-гранодиоритовых интрузий, является поглощенная вдоль зоны поддвигания океаническая кора, состоящая из серпентинизированных перидотитов верхней мантии, амфиболитизированных базальтов слоя 2 и определенной части пелагических и турбидитных осадков глубоководного желоба. Допускают, что выплавка магматического вещества осуществляется на глубине 100—200 км от поверхности. Отсюда возникает закономерная связь между углами падения зоны подвигания, колеблющимися от 15 до 90°, и расстоянием между осевой частью дуги (вулканическим фронтом) и желобом.

С островными дугами тесно связан еще один важный тектонический элемент земной коры — окраинные моря или малые океанические бассейны.

РИС. 10. СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИИ А. МИТЧЕЛЛА, 1973).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Инверсионные стадии: *а* — ранняя, *б* — поздняя, *в* — начало реверсионной стадии



Окраинные моря

К окраинным морям на современном лике Земли относятся Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское, Андаманское, Яванское, Сулу, Сулавеси, Банда, Коралловое, Тасманово, Карибское и Скоша. Разумеется, их следует отличать от шельфовых окраинных морей, располагающихся над пассивными окраинами материков.

Окраинные моря отделяют островные дуги от континентов или от других дуг и по своей протяженности соизмеримы с ними. Глубоководным бурением установлено, что окраинные моря выполнены толщами осадков, мощность которых возрастает в направлении к континенту. Осадки представлены продуктами размыва вулканических островных дуг, а также пелагическими толщами. В сводке об окраинных морях [94] отмечена молодость этих морей, их возникновение не раньше олигоцен-миоценового времени. Глубина окраинных морей прямо пропорциональна размерам бассейна, но они обычно мельче открытого океана, хотя по своей геоморфологии похожи на абиссальные океанические впадины.

Некоторые окраинные моря являются вулканически активными, что проявляется в трещинном излиянии подушечных базальтов. Морфологически бассейн окраинного моря представляет собой систему линейных хребтов и трогов, причем в осевой части он приподнят относительно флангов. Характерно отсутствие четко выраженного центрального рифта и осевой симметрии [207]. Трансформные разломы в окраинных морях пока не обнаружены, но это может быть обусловлено недостатком данных.

Отличительной чертой окраинных морей являются высокие значения теплового потока.

Магнитные аномалии в окраинных морях не показывают хорошо развитой линейно-симметричной картины, которая может быть скоррелирована с аналогичной картиной, наблюдаемой у срединно-океанических хребтов. Линейные аномалии существуют, но в большинстве случаев носят неясный характер и плохо определены. Магнитной съемкой в Японском море обнаружены низкоамплитудные (до 200 гамм) очень частые несимметричные аномалии.

Скорость осадконакопления в окраинных морях очень высокая, причем наблюдается некоторая закономерность в отложении осадков: около вулканической цепи накапливаются мощные толщи вулканогенно-обломочного материала, к центру моря происходит отложение монтмориллонитовых глин с пропластками вулканического детрита. Еще дальше от вулканической цепи преобладают известковистые осадки [205].

Образование офиолитов в окраинных морях. Предполагают, что окраинные моря образуют в процессе медленных движений

плит, расширения морского дна и движения островных дуг от континентальных окраин в результате действия термальных диапиров. Д. Кариг показал, что диапиры образуются в зоне нестабильной мантии над поглощаемой плитой. Диапиры мантийного вещества испытывают адиабатическое расширение, производя базальтовую парциальную выплавку (щелочную на глубине, толентовую в приповерхностном слое). Различие между этим процессом и процессом наращивания океанической коры в осевой части срединно-океанических хребтов состоит в том, что окраинное море должно расширяться во время роста магматического диапира. Эта гипотеза объясняет сложные особенности магнитных аномалий окраинных бассейнов, высокий тепловой поток и относительную молодость океанической коры в орогенах прилегающих площадей.

По мнению Дж. Дьюи и Дж. Берда [181], офиолиты окраинных бассейнов отличаются от офиолитов срединно-океанических хребтов следующими чертами:

1) мощными осадочными разрезами над подушечными базальтами (например, в Охотском море). Разрезы представлены вулканогенным андезитовым флишем [220], образованным из пород внутренних окраин прилегающих островных дуг и (или) соленосных отложений, тех, которые, как предполагается, составляют большую часть осадков в западной части Средиземноморского бассейна и (или) осадков континентального подножия на континентальном крае окраинного бассейна;

2) сложными соотношениями интрузивных и экструзивных пород в слоях 2 и 3 океанической коры, которые повторяются. Это является результатом роста магматического диапира под существующей океанической корой;

3) нарушением блоков над растущим диапиром с развитием на коротких расстояниях несогласий и непостоянными мощностями отложений слоев 2 и 3 океанической коры;

4) большим количеством андезитов, перемежающихся с толитами и щелочными базальтами;

5) переслаиванием базальтов и андезитов в мощных флишевых покрывках («фартуках»);

6) общим повсеместно распространенным метаморфизмом слоев 2 и 3 океанической коры и нижней части осадочного разреза, что является результатом высокого теплового потока.

Позднее были разработаны геохимические критерии отличия базальтов окраинных морей от базальтов, образующихся в островных дугах и других геодинамических обстановках [234].

Отсутствие четко выраженных полосовидных симметричных магнитных аномалий и наличие местами мощного чехла осадочных отложений затрудняют изучение окраинных морей и интерпретацию полученных результатов. Поэтому существуют разные взгляды на их генезис и много неясного в представлениях об условиях их образования.

Гипотеза о расширении окраинного бассейна вследствие подъема магматического диапира является важной в смысле представляющей возможность частично объяснить проблему высокотемпературных перидотитов с термальными ореолами, расположенных на регионально метаморфизованные амфиболиты.

Наиболее простое объяснение наблюдаемого строения окраинных морей с позиций мобилизма выдвинуто А. Митчеллом и Г. Ридингом [221], полагающим, что окраинные моря возникают при образовании островных дуг, которые отторгают часть прежнего океана. Видимо, это справедливо для определенных геодинамических обстановок и, в частности, для периокеанических окраинных морей типа Филиппинского. Однако такой механизм не объясняет высокоаномального теплового потока на вогнутой стороне зрелых островных дуг. Считают, что океаническая кора окраинных морей может возникать при процессах растяжения в тылу островной дуги, но не за счет магматических расплавов, поднимающихся от зоны поддвижения, а благодаря подъему мантийного материала конвекционным потоком, идущим от континентальной плиты [94]. Популярна точка зрения Д. Карига [44], детально изучавшего системы островных дуг Тонга-Кермадек и Марианских островов. Он показал, что дуги могут иметь сложное строение, состоять из нескольких вулканических дуг, разделенных межгрядовыми бассейнами. Предполагается, что именно вдоль осевых поднятий межгрядовых бассейнов происходит наращивание океанической коры в окраинных морях, питаемое зонами повышенной проницаемости. Заметим, что модель термального мантийного диапира, поднимающегося к межгрядовому бассейну, в общем, соответствует концепции океанизации земной коры В. В. Белоусова.

Зоны обдукции

Уже указывалось, что клинья океанической коры (офиолитов) могут выдвигаться в глубоководные желоба и перемежаться с деформированными флишевыми отложениями или образовывать офиолитовые меланжи. Однако во многих орогенных поясах часто наблюдаются еще более крупные блоки пластины, сложенные офиолитовыми комплексами. Это так называемые зоны обдукции.

Под зонами обдукции понимают области надвинутых пластин с океанической корой на земную кору переходного и континентального типа. Такие зоны возникают тогда, когда происходит отклонение от обычных условий субдукции и погружения плотной океанической коры под более легкую и плавучую кору островных дуг и микроконтинентов. Термин «обдукция» (*obduction*) предложен Р. Колманом [60], чтобы описать тектоническое становление перидотитов верхней мантии на окраинах континентов.

Зоны обдукции, очевидно, могут возникать прежде всего в областях схождения мегаплит, определяющих направленность геодинамических процессов в той или иной части литосферной оболочки. При этом может возникнуть необычное движение мезоплит или чаще всего микроплит, несущих океаническую кору, т. е. такое, при котором эти плиты вместо поддвигания и погружения начинают надвигаться и громоздиться на более плавучие литосферные плиты, несущие переходную и континентальную кору.

Именно таким механизмом объясняют Семайлский, Оманский, Папуа и другие гигантские надвиги, сложенные полого залегающими офиолитами.

Современная геодинамическая обстановка зоны обдукции существует в Восточном Средиземноморье, где северная часть окраины Африканской плиты движется в направлении желоба Крита, сокращая площадь Левантийского моря [35]. Предполагают, что Средиземноморский подводный хребет, лежащий южнее желоба Крита, в ядре имеет клинья фундамента, состоящие из океанической коры и верхней мантии, которые движутся к югу. Эта тектоническая ситуация рассматривается как очень важная для понимания процесса обдукции; предполагается, что океанические пластины такого типа выдвигаются на окраину континента как раз перед столкновением окраины с противоположным ведущим краем плиты или во время него. Обдукционные океанические пластины первоначально должны двигаться на континентальную окраину как надвиговые покровы. В течение продолжающегося подъема, происходящего в результате расщепления и утолщения (скучивания) фундамента в зоне столкновения, эти покровы могли перемещаться дальше на континент посредством гравитационного оползания с образованием офиолитовых и дикого флиша серий. Офиолиты, обдуцированные таким путем во время столкновения континента с континентом или континента с дугой, вероятно, затем перекрывались субдукционными меланжами.

Возможный механизм офиолитовой обдукции включает надвигание офиолитовых пластин ведущего края плиты во время начинающейся субдукции континентальной окраины. Особое значение имеет такая ситуация, при которой надвигаемая плита с океанической корой наклонена от континента, а зона субдукции развита очень близко к его окраине [181]. Сжатие окраинного бассейна, вызываемое попыткой поглотить континентальную окраину, может встречаться перед тем, как поддвигаемая плита достигнет глубин, необходимых для выплавки известково-щелочной магмы. Считают, что таким путем могли быть образованы обдукционные офиолиты Папуа с малым количеством или отсутствием известково-щелочных вулканитов. Офиолиты, обдуцированные из ведущего края плиты, вероятно, могут перекрывать выжатые субдукционные меланжи [35].

Во время тектонического становления обдущированных покровов (пластин) большие скальвающие напряжения, а также тепло, образующееся при трении и экзотермических реакциях серпентинизации, вызывают метаморфизм подстилающих пород, по которым перемещается офиолитовый покров. Так, вдоль почвы Семайлского покрова развиты экзотические гранатовые амфиболиты [236], обдукция перидотитовой пластины Новой Каледонии сопровождалась голубосланцевым метаморфизмом в подстилающих метаосадках [60], а сама пластина вдоль почвы надвига подверглась интенсивному катаклазу и серпентинизации.

Два других региона, где в современную эпоху можно видеть зоны обдукции океанической коры, расположены в западной части Тихого океана. На южном продолжении Марианской островной дуги западная часть Каролинского бассейна может представлять собой океаническую кору, надвигающуюся вдоль линии, проходящей между о. Хальмахера и островами Палау. Вторым примером является крупный подводный хребет Маккуори (в районе одноименного острова) на продолжении структуры Новой Зеландии. При надвигании океанической коры фокальная сейсмическая зона здесь погружается на восток от Тасманова моря [60].

Примерами древних зон обдукции, представленных крупными сравнительно хорошо изученными офиолитовыми покровами, обдущированными на тонкие края континентов и островных дуг, являются покровы трудосского комплекса Кипра, Папуа, Новой Гвинеи и Новой Каледонии, оманский офиолитовый пояс, вуриносский комплекс в Греции, комплексы гор Каньон в Северо-Восточном Орегоне (США) и Бей-Айлендса в Западном Нью-Фаундленде (Канада). На территории СССР наиболее крупные площади обдущированных офиолитов находятся на Урале, в Казахстане, Корякском нагорье и в других орогенических поясах.

Считается, что классическим обдущированным выходом океанической коры на поверхность является Трудосский массив на о. Кипр. Он образует горную цепь, прослеживающуюся в центральной части острова на 120 км при ширине около 30 км. Центральную часть Трудосского массива слагают серпентинизированные ультрабазиты, представленные гарцбургитами, верлитами и лерцолитами. Ультрабазиты обрамлены оторочкой габбро. И перидотиты и габбро подверглись изменению в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Выше по разрезу измененные габбро сменяются подушечными лавами, которые переполнены роями даек. Этот комплекс параллельных даек, являющийся специфическим горизонтом океанической коры, выше сменяется верхними подушечными лавами мощностью свыше 1000 м. Для этой вулканической серии характерно присутствие пикритовых базальтовых подушеч-

ных лав, но преобладают спилиты, имеются прослои вулканических брекчий и туфов [225]. Породы массива Трудос несогласно перекрыты смятыми, преимущественно карбонатными породами верхнего мела — палеоцена.

Большинство исследователей считает, что породы Трудосского массива образовались в верхнем мелу (до сенона). По мнению И. Мурса и Ф. Вайна, ультрабазиты представляют собой блок мантии, возможно, древнего возраста, а габброиды, комплекс параллельных даек и основные и ультраосновные эффузивы являются магматическими породами позднемелового возраста.

А. Л. Книппер [53] рассмотрел внутреннее строение и тектоническое положение офиолитовых комплексов юга Европы, западной части Азии и Кубы. Кроме о. Кипр он детально описал геологические особенности офиолитовых комплексов Северных Апеннин, Динарских Альп, Турции, Сирии, Ирана и Омана.

В Северных Апеннинях выходы офиолитовой серии расположены в гигантском тектоническом покрове, перекрывающем всю Лигурию, Тоскану и Умбрию. Напомним, что Лигурия является областью, где Г. Штейнманным впервые выделено и изучено постоянное сообщество пород (ультрабазиты, диабазы и кремнистые осадки), выделенное им в офиолитовый комплекс.

Предполагают, что Семайлский офиолитовый покров Омана, состоящий из габбро-базальтового покрова и ультрабазитового основания, был надвинут на меловую толщу аргиллитов и кремнистых сланцев Хавасина, сформировавшуюся у северной окраины Арабского субконтинента [236].

В Папуа офиолиты, представленные гарцбургитами, дунитами, габбро и базальтами, в виде пояса длиной 400 км протягиваются вдоль побережья. В основании перидотитов обнаружены узкие зоны серпентинитов, под которыми залегают деформированные осадки, спорадически перекристаллизованные до фации голубых сланцев. Предполагается, что офиолиты, слагающие пластину океанической коры и верхней мантии, были надвинуты на континентальную кору северной окраины Австралийской плиты в меловое, эоценовое или даже миоценовое время [60].

Примерно на 400 км выходы крупных пластин офиолитов прослежены в Новой Каледонии. Среди них обширные площади занимают ультраосновные породы, первоначально представлявшие собой дуниты и гарцбургиты. Их интенсивное выветривание привело к формированию крупных латеритных никеленосных месторождений. Гравиметрическая съемка показала, что в Новой Каледонии, как и на Папуа, офиолиты в виде пластины надвинуты на меловые и эоценовые отложения, которые в процессе надвигания метаморфизованы до фации голубых сланцев. Данные абсолютного возраста слюд из этих сланцев подтвердили, что сланцы испытали метаморфизм в то время, когда

океаническая кора надвигалась на обращенный к Тихому океану край Новой Каледонии [60].

Офиолитовая ассоциация пород, позволяющая исследователям расшифровывать строение и эволюцию складчатых сооружений, привлекла в последние годы всеобщее внимание. В 1973 г. в Москве состоялся Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре». На нем А. В. Пейве высказал предположение о том, что в нашей стране в качестве стратотипического разреза офиолитов можно считать разрез Полярного Урала, в строении которого участвуют гипербазиты, габбро-амфиболиты и измененные толеитовые базальты. В результате срыва по серпентинизированным ультрабазитам здесь возникли глубинные шарьяжи, поверхности которых, вероятно, параллельны поверхности Мохоровичича.

Аллохтонный обдущированный характер пластин земной коры, сложенных гипербазитами, установлен для одного из районов Полярного Урала А. Б. Дергуновым и др. [30]. Показано, что преобладающие в составе гипербазитового массива Рай-Из породы дунит-гарцбургитового комплекса вместе с тесно связанными с ними верлитами и клинопироксенитовыми габбро в виде мощной пластины были выведены в верхние горизонты земной коры в пределы миогеосинклинали. На значительное горизонтальное перемещение офиолитовой пластины, по мнению авторов, указывают минеральные ассоциации с глаукофаном и жадеитом в подошве пластины и в подстилающих ее автохтонных образованиях.

О возможном развитии покровов в Корякском нагорье писали П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова еще в 1965 г. Недавно было описано геологическое строение юго-восточной части Корякского нагорья и показано, что там широко развиты покровы, сложенные ультрабазитами, габброидами и кремнисто-вулканогенными образованиями палеозоя и мезозоя [90]. В пределах этого района также распространены серпентинитовый меланж и олистостромы. В результате исследователи пришли к выводу о том, что имеющиеся представления о тектонике и истории развития восточной части Корякского нагорья, изложенные в XXX томе «Геологии СССР», нуждаются в существенном пересмотре с учетом недооценивавшейся роли крупных горизонтальных перемещений в формировании структур.

В Зайсанской складчатой системе автор вместе с Ю. В. Корякиным [59] к обдущированной пластине океанической коры отнесли образования Чарского гипербазитового пояса. К такому же выводу пришли И. А. Ротараш и Е. А. Гредюшко [103].

Еще в 1969 г. была предложена модель тектонического становления офиолитов на осадочных отложениях, образованных в мелководных условиях. Эта модель включает четыре стадии.

1. Литосферная плита с континентом, у которой передний край сложен океанической корой, достигает зоны субдукции.

2. Ведущий край континента частично поддвигается под плиту с океанической корой, последняя вместе с перидотитами верхней мантии налегает на осадочный покров, сложенный шельфовыми отложениями. Из-за низкой плотности сиалической коры зарождающееся изостатическое выравнивание добавляет вертикальную компоненту движения.

3. При дальнейшей субдукции изостатическое выравнивание начинает преобладать и фрагменты надвигаемой океанической коры попадают на осадочную призму и внутрь нее; при этом пластины симатической коры и верхней мантии могут надвигаться на некоторое расстояние на континент, образуя офиолитовые покровы.

4. Из-за невозможности полного поглощения континентальной корой океанической литосферы зона субдукции меняет направление, что подтверждено расчетами Д. Маккензи, или сохраняет его и перемещается в другое место (т. е. закладывается новая зона субдукции).

По мнению Дж. Дьюи и Дж. Берда [181], обдукция, т. е. надвигание офиолитов океанической коры на переходную или континентальную кору, возникает в начальную стадию столкновения двух литосферных плит, несущих континенты или микроконтиненты, когда возникает геодинамическая обстановка, при которой имеется тенденция погружения в зону субдукции континентальной окраины.

Выше уже указывалось, что большинство мегаплит и мезоплит, несущих континентальную кору, гетерогенны, т. е. их определенные части сложены только океанической корой. Поэтому при столкновении двух континентов или микроконтинентов перед одним из них образуется желоб, который поглощает ведущий край другой плиты с океанической корой.

Дж. Циммерман, основываясь на результатах детального картографирования, привел анализ тектонического становления вориносского офиолитового комплекса Северной Греции [258]. По его данным, этот комплекс, сложенный серпентинизированными перидотитами, дунитами, пироксенитами и ассоциирующими с ними основными породами, принадлежит к альпийским офиолитам, находящимся в аллохтонном залегании. Породы комплекса через метаморфизованный меланж перекрывают триас-юрский доломит (кальцитовые мраморы), материал которого был отложен в неритовой шельфовой зоне. Предполагается, что офиолитовый комплекс был надвинут на юго-запад из Вардарской зоны во время периода субдукции и связанной с ней орогении в позднеюрское — раннемеловое время. На основании предложенной модели и результатов исследований соотношений вориносского комплекса с перекрывающими и подстилающими породами предполагают, что с частичной субдукцией континента во вторую стадию может быть связана морская трансгрессия на кристаллический фундамент или сравнительно быстрый

переход от неритовой к пелагической седиментации [258]. Широко распространенный региональный метаморфизм низкой ступени, которому подверглись породы, подстилающие вориносский офиолитовый комплекс, свидетельствует, что он мог быть связан с тектоническим становлением ультраосновных пород и надвиганием пластины океанической коры и верхней мантии мощностью более чем 11 км.

В одной из последних работ Дж. Дьюн [179], описывающей обдукцию офиолитов, сделан вывод о том, что существует, по крайней мере, несколько механизмов формирования зон обдукции при процессах схождения литосферных плит. Однако ни один из этих механизмов не включает гравитационное оползание, как это трактовалось фиксистскими концепциями, не рассматривавшими значительные горизонтальные тектонические движения.

В этой работе показано, что на пассивных окраинах атлантического типа обдукция офиолитовых пластин может происходить в результате следующих процессов: а) сжимающего телескопирования, т. е. разрыва океанической плиты и выдвигания пластины с океанической корой (механизм частичной субдукции окраины атлантического типа [35]); б) столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента, во время которого клинья офиолитов из аккреционной призмы дуги надвигаются

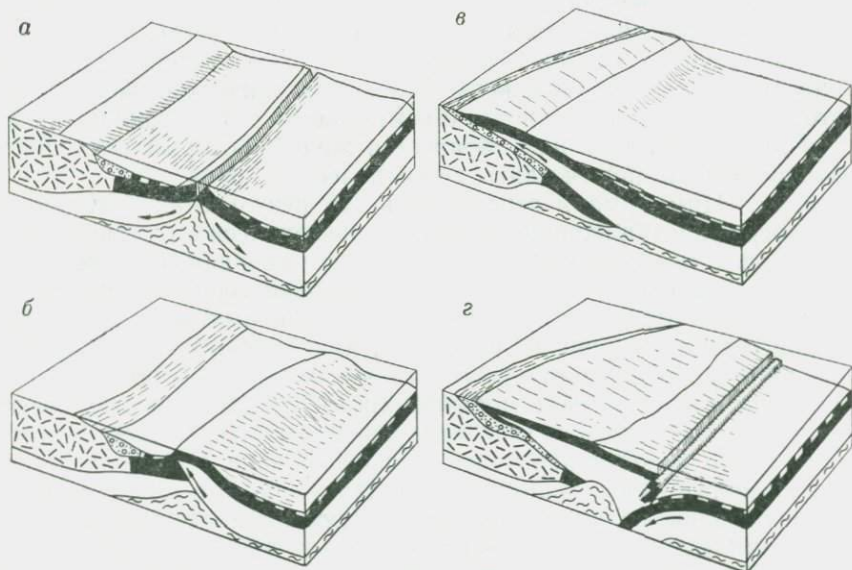


РИС. 11. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН ОБДУКЦИИ (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕННИЙ ТЕМПЛЯ, ЦИММЕРМАНА И ДЬЮН).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Стадии: а, б — превращение рифта срединно-океанического хребта в зону обдукции (типа хр. Макуори), в — надвигание офиолитов океанического хребта на пассивную окраину континента, г — прекращение обдукции и заложение зоны поддвижения

на многоэпифациальные комплексы пассивной окраины (см. рис. 13); в) столкновения островной дуги с пассивной окраиной, в результате которого на пассивную окраину континента надвигаются клинья офиолитов из задугового бассейна окраинного моря; таким же путем вместе с пластинами офиолитов на пассивную окраину могут быть надвинуты пластины гранитизированных пород древнего фундамента островной дуги; г) перехода (трансформации) от центра спрединга к зоне субдукции (при прогрессивном изменении позиции границы литосферной плиты относительно полюса мгновенного вращения), во время которого после разрыва по рифтовой зоне может перемещаться на значительное расстояние одна половина срединно-океанического хребта на пассивную окраину (рис. 11).

Кроме обдукции на пассивные окраины атлантического типа клинья офиолитов океанической коры могут надвигаться на окраины островных дуг (из окраинных морей) [179]. Аналогичные процессы выдвигания офиолитовых пластин характерны и для геодинамической обстановки столкновения двух континентов, так как при этом один из континентов чаще всего имеет пассивную окраину атлантического типа.

Орогенные пояса кордильерского типа

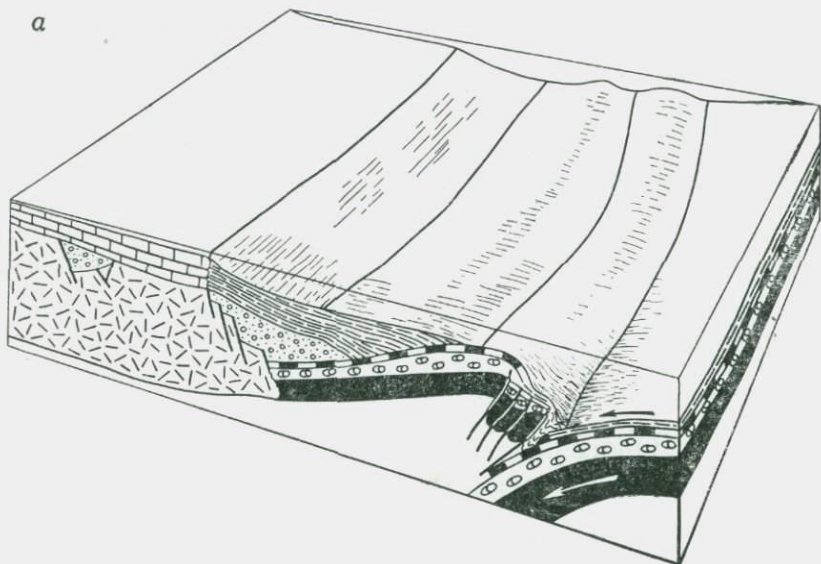
К орогенным поясам кордильерского типа Дж. Дьюи и Дж. Берд [35] относят складчатые системы, возникающие при преобразовании пассивной окраины континента атлантического типа в активную окраину. Это происходит при перемене направления движения литосферных плит [52, 220], когда вблизи пассивной окраины, несущей мощную призму терригенно-карбонатных невулканических (многоэпифациальных) отложений, закладывается новая зона поддвигания и поглощения, которая при определенных условиях может быть выражена глубоководным желобом.

Такой тип основных структурных элементов земной коры был выделен на основе анализа геодинамических обстановок в Северо-Западных Аппалачах в ордовикское время и общей структуры системы мезозойских Кордильер на западной континентальной окраине Северной Америки [35].

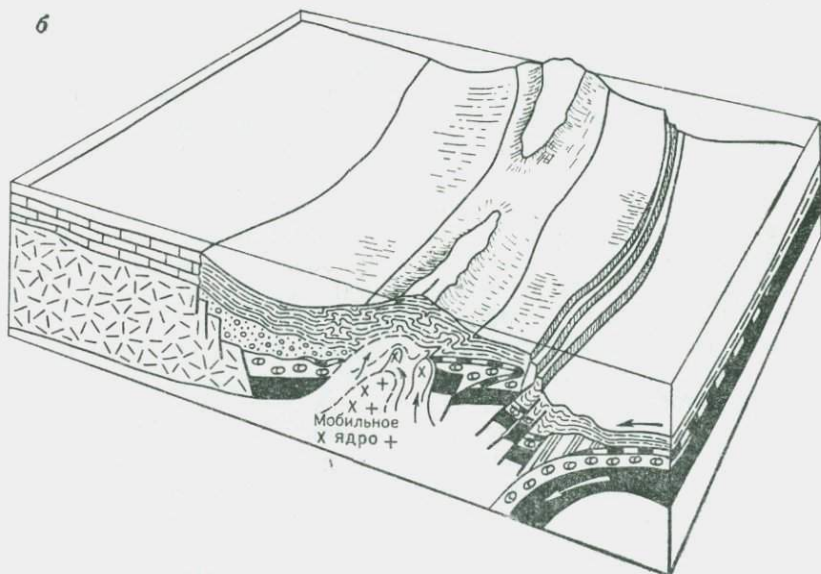
Приводя геодинамическую модель развития орогенного пояса кордильерского типа на активной окраине континента, предполагалось, что последовательность событий, протекающих во вновь созданной зоне поглощения или глубоководном желобе, включает перемещение в сторону океана клиньев океанической коры и верхней мантии, аккумуляцию флишевых отложений, увеличивающихся в мощности в сторону океана, и образование голубосланцевого меланжа [35]. При достижении подвигаемой литосферной плитой глубины более 100 км должен

возникнуть вулканический фронт и начаться вулканические извержения (рис. 12). Увеличение объема поднимающейся магмы базальтового и известково-щелочного состава должно приводить к образованию расширяющегося свода, который превращается в эмбриональный орогенический хребет. При этом

а



б



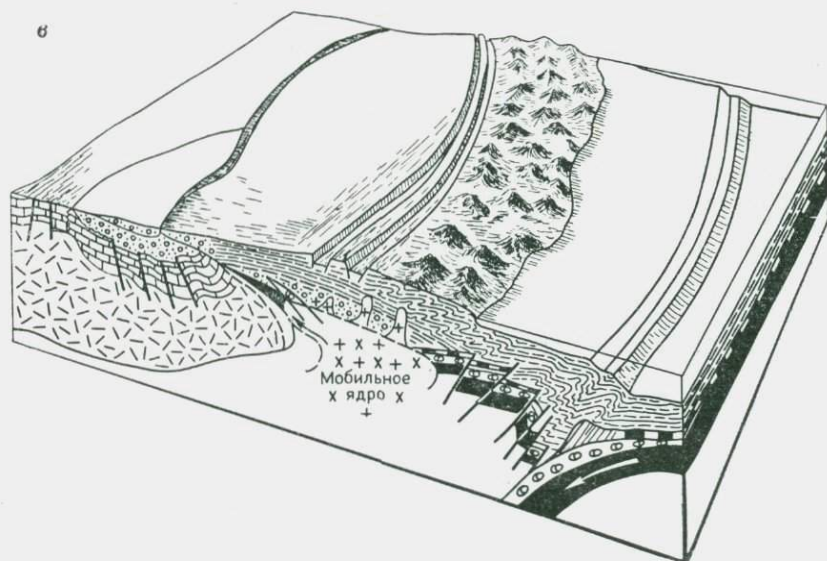
осадочные толщи нижней части континентального подножия, а также грубообломочные осадки и вулканиты, образовавшиеся в ранние стадии раскалывания континента, начинают подвергаться высокотемпературному метаморфизму и деформациям.

При появлении орогенического хребта над уровнем моря транспортировка осадков может происходить как в сторону океана, где образуется флишевая осадочная призма между вулканическим фронтом и желобом, так и в сторону континента, где осадки постепенно заполняют прогиб между континентальной окраиной и зародившимся хребтом. Возникает определенная полярность в размещении осадков относительно возникшего хребта. Подъем хребта сопровождается погружением континентального шельфа, образованием прогиба, в котором могут накапливаться турбидиты (флиш), глинистые сланцы, а также массивные гравитационные чешуи, принесенные с орогенического хребта. Затем режим гравитационных деформаций сменяется перемещением метаморфических покровов в сторону континента, в прогибах перед которыми начинают накапливаться мощные речные толщи (молассы) [35]. В этот период интенсивные сжимающие усилия в орогенической системе, вызываемые сжатием литосферных плит, преодолеваются внедрением магм вначале основного и среднего состава. Позже на более

РИС. 12. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕНОВ КОРДИЛЬЕРСКОГО ТИПА (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ДЬЮИ И БЕРДА, 1970).

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Стадии: *а* — заложение зоны поддвижения под пассивную окраину континента, *б* — развитие мобильного магматического ядра (кордильер), *в* — развитие зоны поддвижения пород кордильеры на отложения предгорного прогиба



высокие уровни внедряются посткинematические граниты, располагающиеся в разбитых сбросах базальтовых и известково-щелочных вулканитах.

Ось полярности формирующегося орогена кордильерского типа, которой подчинены направления надвигания и распределения осадков, совпадает с осью высокотемпературного метаморфизма.

Сравнение двух орогенов, возникающих по кордильерскому типу (Северо-Западные Аппалачи и Кордильеры Северной Америки), показывает, что могут существовать значительные вариации их эволюции, а следовательно, и строения. Так, для Аппалачей характерны значительные передовые надвиги деформированных и метаморфизованных пород в сторону континента, в то время как в Кордильерском поясе такие надвиговые покровы располагаются восточнее внутренних жестких массивов, имеющих континентальное основание и большую глубину до поверхности Мохоровичича (например, срединный массив плато Колорадо). В связи с этим допускают, что устойчивость внутренних частей орогенов кордильерского типа к деформациям может быть функцией неглубокого погружения под континент опускающейся плиты, так что тот тепловой поток, который генерируется подъемом магмы, не пропускается континентальной корой [35].

Исследователи пришли к выводу, что теоретически могут существовать все переходы между орогенами кордильерского типа и островными дугами и размер седиментационной ловушки, расположенной между вулканической дугой и континентом (океанного моря), зависит от расстояния, на которое отстоит вновь образованная зона поглощения (желоб) от континента [35].

Более современной складчатой системой по сравнению с упомянутыми орогенами, формирующейся по кордильерскому типу, является южная часть Аляски на сочленение с Алеутской островной дугой.

Результаты исследований, выполненных в районе о. Барбадос, показали, что островная дуга Малых Антильских островов (Карибская дуга) скорее всего представляет собой зарождающийся орогенический хребет кордильерского типа [251]. На это указывают данные глубинных геофизических исследований и изучения структуры верхней части осадочного слоя о. Барбадос. Гравитационные и сейсмические профили показали наличие в районе этого острова желобоподобной структуры, погребенной деформированными осадками очень большой видимой мощности (до 20 км). Сейсмическим профилированием установлено, что желобообразная структура находится примерно в 150 км от Карибской дуги, а еще далее в океане в 350 км от дуги (470—480 км от меридиана 62°) находится место, где происходят соскреbanие, интенсивные дислокации и голубосланцевый мета-

морфизм пелагических осадков, которые транспортируются на атлантической океанической части американской литосферной плиты и поддвигаются под Карибскую мезоплиту. Интересно, что на данном участке происходит процесс, аналогичный процессу наращивания аккреционной призмы или внутренней стенки глубоководных желобов у островных дуг, т. е. тот процесс интенсивной складчатости, который знаменует переход от геосинклинали к орогену.

Активные окраины континентов андийского типа

Под активными окраинами континентов андийского типа понимают окраины литосферных плит с относительно мощной континентальной корой, ограниченные глубоководным желобом, в область которого со значительной скоростью поддвигается плита с океанической корой.

Орогены, возникающие на активных окраинах континентов андийского типа, сходны с орогенами островных дуг и активных окраин кордильерского типа, так как все они формируются при сдвигении литосферных плит, из которых одна, поглощаемая плита, несет океаническую кору. Отличие между этими орогенами, или основными структурными элементами земной коры, заключается в характере надвигаемой плиты и соответственно в возникающих структурах при ее преобразовании. В островных дугах окраина надвигаемой плиты вначале имеет океаническую или переходную кору, в орогенах кордильерского типа она является пассивной окраиной континента, несущей мощную призму осадочных (миогеосинклинального типа) пород. Активные окраины андийского типа обладают сравнительно мощной континентальной корой, которая образовалась в результате того, что до этого окраина развивалась как ороген кордильерского типа (см. заключительную стадию на рис. 12) или была сформирована в результате столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента (см. рис. 13).

Отличительной особенностью активных окраин андийского типа является сравнительно высокая скорость субдукции земной коры в области глубоководного желоба, т. е. скорость сдвигения одной плиты относительно другой в результате поддвижения плиты с океанической корой под активную окраину континента или (и) надвижения плиты с континентальной корой на океаническую плиту. Высокая скорость субдукции, как показано исследователями [213, 218], означает пологий наклон зоны поддвижения.

На современном лике Земли ороген активной окраины андийского типа, как показывает его наименование, наиболее отчетливо представлен на западной окраине Южной Америки, где он геоморфологически выражен резким изменением рельефа

поверхности с амплитудой до 15 км от глубоководного Перуанско-Чилийского желоба до высокогорной цепи Анд. Следуя представлениям В. Е. Хаина [133, 135], в пределах данного типа основных структурных элементов земной коры можно выделить следующие структурно-формационные зоны (в направлении от осевой части желоба): внутреннюю стенку желоба, склон активной окраины, нагорье (магматическая дуга) и предгорный прогиб.

Склон активной окраины довольно крутой и достигает 5—7°, ширина его 100—150 км. Затем идет нагорье шириной 200—400 км, сложенное в основном интрузивными и вулканическими породами преимущественно известково-щелочного состава (гранодиориты, тоналиты, монцониты и соответствующие вулканилиты), которые были сформированы в предшествующую стадию развития активной окраины, в стадию орогена кордильерского типа, при более медленной скорости субдукции и более крутом наклоне зоны поддвига.

Наиболее высокие участки горной цепи сложены позднекайнозойскими и современными конусами вулканов, извергавшими лавы и пирокласты кислого и субщелочного состава. Постройки этих вулканов на 1,5—2 км возвышаются над пенепленизированным плоскогорьем. Вулканы отстоят от глубоководного желоба на 200—350 км.

Сейсмологические данные об очагах глубокофокусных землетрясений свидетельствуют о том, что под активными окраинами андийского типа поверхность зоны поддвига прослеживается до глубины 700 км. Угол падения этой зоны до глубин 300 км составляет 22—23° [12].

В пределах активной окраины континента андийского типа каждая из указанных структурно-формационных зон характеризуется специфическими особенностями развития.

В области внутренней стенки глубоководного желоба из поддвигаемой плиты отделяются клинья океанической коры, которые надвигаются на деформируемые отложения флиша, источником которых являются турбидиты, поставляемые с эродируемой континентальной окраины. Этот флиш более кислого состава, чем флиш окраин островных дуг. В соответствии с моделью глубоководного желоба [197] можно полагать, что периоды поддвига океанической коры вместе с перекрывающими ее пелагическими океаническими отложениями слоя 1 и турбидитами глубоководного желоба сменяются скупиванием пластин континентальной коры, т. е. эпизодами сдвижения одной пластины континентальной коры относительно другой на участке от континентального склона до предгорного желоба. Эпизодичность поступления в зону поддвига пелагических осадков и турбидитов определяет состав и периодичность магматических интрузий и извержений, которые наращивают континентальную кору в зоне нагорий. Одновременно в результате воздымания зона нагорий подвергается интенсивной эрозии, по-

ставляя материал моласс в прилегающий предгорный прогиб и на континентальный склон.

Учитывая пологое падение зоны поддвигаания, к активной окраине литосферной плиты с континентальной корой андийского типа относят область о. Суматра, расположенного вблизи юго-восточной оконечности Евразийской плиты [218]. Об этом свидетельствует и кислый состав изверженных вулканов, действующих на острове.

Наиболее отчетливо структурно-формационные зоны активной окраины континента андийского типа могут наблюдаться в пределах мегаплит, как это имеет место в Южной Америке. В областях сложных сочленений, на мезоплитах и микроплитах структурно-формационная зональность данного типа может быть проявлена нечетко или осложнена. Поэтому, хотя в принципе и микроплиты могут находиться над пологими зонами поддвигаания, их диагностировать труднее. Поэтому нельзя ожидать и четкой структурно-формационной зональности; они могут иметь переходные черты или к островным дугам, активным окраинам кордильерского типа, или орогенам столкновения дуга—континент или континент—континент. Представителями окраин андийского типа, по-видимому, являются части современной юго-западной оконечности Евразийской плиты, несущие Апеннинский полуостров и Адриатическое побережье Югославии вместе с о. Крит и архипелагом островов Эгейского моря.

В качестве примера древних окраин континентов андийского типа часто приводят, и это, по мнению автора, справедливо, значительные отрезки южной окраины Евразийской плиты в позднем палеозое.

Орогены столкновения континента с островной дугой

В истории развития земной коры наиболее эффективное наращивание континентальной коры происходило в геодинамических обстановках столкновения континентов с островными дугами, в результате которых к крупным мегаплитам, состоящим из мозаики консолидированных массивов мезоплит и микроплит, приращивались плиты с переходным типом земной коры.

Модель геодинамической обстановки столкновения континента с островной дугой дана Дж. Дьюи и Дж. Бердом [35], а также А. Митчеллом и Дж. Беллом [222] (как заключительная стадия развития островной дуги). С учетом представлений указанных исследователей можно предположить другую объемную модель (рис. 13). Как следует из этой модели, процессу столкновения предшествует закрытие окраинного моря, происходящее в результате продолжающегося развития островной дуги и погружения под нее окраины литосферной плиты, несущей пассивную континентальную окраину атлантического типа и ее

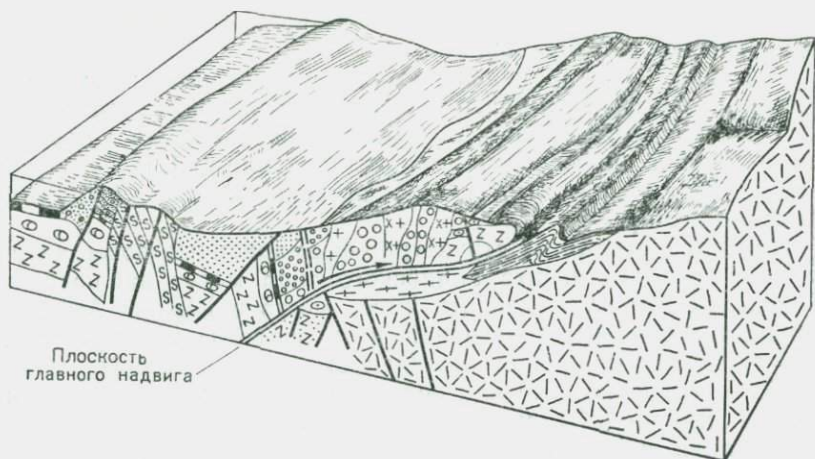


РИС. 13. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТОЛКНОВЕНИЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ С ПАССИВНОЙ ОКРАИНОЙ КОНТИНЕНТА (С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ МИТЧЕЛЛА И БЕЛЛА, 1973).

Усл. обозн. см. на рис. 3

окраинную часть под малым океаническим бассейном с океанической корой. При поглощении этой части более крупной плиты происходит сближение континента с осадочными формациями его окраины с островной дугой — с ее вулканическим фронтом, фронтальной дугой и наращиваемой призмой.

Котловина окраинного моря, образованного перед столкновением, заполняется флишем. При достижении континентальной окраины желоба плавучесть континентальных пород начинает препятствовать поддвиганию плиты. Часть пород осадочной призмы, сформированных на континентальной окраине, шельфе и у континентального подножия, срезается надвигающейся островной дугой и превращается в надвиговые чешуи, перемещающиеся в глубь материка. На них, в свою очередь, надвигаются покровы флиша и голубосланцевых пород вместе с чешуями океанической коры. Затем на приокеанической стороне дуги может возникнуть новый желоб¹.

Предполагают, что процесс развития орогена в результате столкновения континента с островной дугой [35] происходил в миоценовое время на севере Новой Гвинеи, поэтому данный тип орогенов может быть назван новогвинейским. По мнению Дж. Дьюи и Дж. Берда [35], ороген, возникающий в результате столкновения континента с островной дугой, обладает сходст-

¹ Изучение динамики процесса и геологические данные по о. Новой Гвинее показали, что при столкновении островной дуги с пассивной окраиной континента может произойти резкое изменение направления надвигания плит [235]. Видимо, это произошло в среднем эоцене в Швейцарских Альпах.

вом с орогеном кордильерского типа, но отличается от него некоторыми особенностями.

1. Деформации в орогене новогвинейского типа сменяются в такой последовательности: деформации офиолитов и флиша и голубосланцевый метаморфизм в шовной зоне на краю надвигаемой островной дуги — надвиги терригенно-карбонатных пород на континент — деформации и голубосланцевый метаморфизм у стенки нового желоба (в Кордильерах ранненевадийские деформации западной части сменились более молодыми ларамийскими на востоке).

2. Для ранних вулканитов полярность изменения их щелочности направлена к океану; с изменением направления поддвижения плиты полярность для более поздних вулканитов будет направлена к матерiku.

А. Митчелл предположил [218], что при закрытии окраинного моря под надвигаемой островной дугой из осадков осадочной призмы, сформированной на склоне пассивной окраины, выплавляется палингенная гранитная магма. Автор настоящей работы присоединяется к мнению А. Митчелла и считает, что только зрелые турбидиты, образованные за счет андезитового вулканокластического материала, раскисленные морской водой в процессе длительного геохимического преобразования (выщелачивание морской водой мафической группы элементов), могли явиться источником кислой магмы и специализированных гранитных магм, обогащенных некоторыми элементами, накапливающимися в россыпях (вольфрам, олово, тантал, ниобий и др.).

Орогены столкновений континентов

Наиболее сложные орогены возникают, очевидно, при столкновении крупных литосферных плит, несущих континенты. Перед столкновением плит между ними образуется одна или несколько зон поддвижения, в которых поглощаются и скучиваются земная кора и часть подстилающей ее верхней мантии.

Наиболее типичным случаем столкновения плит с континентальной корой является тот, при котором одна из плит, имеющая на своей активной (ведущей) окраине ороген кордильерского, андийского или новогвинейского типа, сближается с пассивной окраиной континента и надвигается на нее (рис. 14); последняя обрамлена континентальным подножием и частью абиссальной океанической впадины (гималайский тип орогенов столкновения) [35]. К другому случаю с иной геодинамической обстановкой можно отнести столкновение двух плит с континентальной корой активными окраинами. В этом случае под каждой активной окраиной функционирует зона субдукции, в которую поглощается плита с океанической корой, принадлежащая

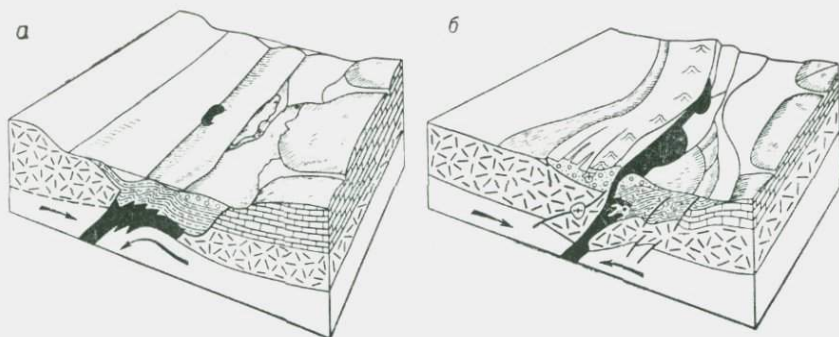


РИС. 14. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОРОГЕНА СТОЛКНОВЕНИЯ ГИМАЛАЙСКОГО ТИПА (АКТИВНАЯ ОКРАИНА ОДНОГО КОНТИНЕНТА НАДВИГАЕТСЯ НА ПАСИВНУЮ ОКРАИНУ ДРУГОГО С УЧЕТОМ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ДЬЮИ, 1974).

Стадии столкновения: *а* — начальная, *б* — поздняя. Усл. обозн. см. на рис. 3

закрывающемуся океану. После ее полного поглощения и перекрытия конвергирующими плитами остается и некоторое время действует только одна зона скупивания и поглощения под наиболее «плавающей» или более крупной надвигаемой плитой (рис. 15). Так, по-видимому, развивались тектонические процессы в мезозое и кайнозое на Кавказе, поэтому такой тип орогенов столкновения можно назвать кавказским [58].

В более сложных случаях между двумя сходящимися крупными литосферными плитами располагаются несколько мезоплит и микроплит, несущих островные дуги и микроконтиненты. Соответственно существуют несколько зон поглощения или скупивания земной коры, которые могут быть выражены глубокowodными желобами. На современном лике Земли такая геодинамическая обстановка существует в области Индонезийского



РИС. 15. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОРОГЕНА СТОЛКНОВЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ КАВКАЗСКОГО ТИПА.

Стадии: *а* — завершения магматических процессов на плите с океанической корой, *б* — надвигания активных краев континентов на поглощаемую плиту с океанической корой, *в* — столкновения выступов активных краев континентов и полного перекрытия плиты с океанической корой на участке столкновения; на удалении от участка столкновения сохраняются области плиты с океанической корой, в пределах которых продолжают процессы седиментации. Усл. обозн. см. на рис. 3

архипелага, где сложная система мезоплит и микроплит расположена между окраинной Евразийской мегаплиты и перемещающейся к северу Индо-Австралийской плитой. Такая же сложная ситуация наблюдается и в альпийско-средиземноморской системе, где Африканская плита поглощается в глубоководном желобе к югу от Эгейской дуги и должно произойти столкновение Африки с Грецией и Турцией. Расположенный между Восточно-Европейской платформой и Ионическим желобом Альпийский складчатый пояс представляет собой скопление микроконтинентов и островных дуг, сформированных на северной окраине Тетиса и разделенных офиолито-флишево-голубосланцевыми швами, отмечающими места древних глубоководных желобов [35, 235]. Модель, отражающая последовательность событий для геодинамической обстановки сближения и столкновения континентальной окраины атлантического типа с другим континентом, обрамленным желобом, дана Дж. Дьюи и Дж. Бердом [35].

Первоначально структуры, возникающие при движении окраины атлантического типа в желоб, как предполагают, похожи на описанные выше структуры столкновения в орогене новогвинейского типа. Происходит расщепление и надвигание континентального основания с образованием ядерных частей шарьяжных покровов. Позже выжимаются и включаются в надвиги части океанической коры, кремнистые сланцы и флиш. При столкновении плит с континентальной корой их схождение ограничивается плавучестью плит. Поэтому при достижении определенного предела погружающаяся плита начинает раскалываться, расщепляться и в зоне субдукции, и на прилегающих пространствах с обновлением зон наклонных разломов; по границам литосферных пластин некоторое время происходит скупивание земной коры и увеличение ее мощности. Затем у противоположной пассивной окраины континента подвигаемой плиты должны заложиться новый желоб и зона субдукции, эта окраина, в свою очередь, станет ареной орогенических процессов. Она должна превратиться в ороген кордильерского типа.

По мнению Дж. Дьюи и Дж. Берда, аналогами орогенов гималайского типа являются орогены Загроса и Альп. Ороген Загроса начал развиваться после столкновения и подвигания Аравийской плиты под активную окраину Евразийской плиты, столкнувшейся перед этим с Иранской плитой. На Аравийской плите с раннего палеозоя до третичного времени накапливались характерные для пассивных окраин карбонатно-глинистые (нефтегазоматеринские) формации. На эти отложения по шовной Загросской зоне разломов были надвинуты офиолиты, кремнистые сланцы, флиш и меланж мезозойского возраста. Полагают, что кембрийские соленосные отложения в орогене выступили в роли горизонта, который погасил интенсивные сколовые

деформации, в результате чего вышележащие породы обладают сравнительно простыми деформациями и в них отсутствуют крупные надвиговые покровы.

Дугообразные структуры Франции, Швейцарии и Австралийских Альп возникли в результате столкновения Карнийско-Апулейского микроконтинента, существовавшего в мезозое внутри Тетиса, с южной окраиной Европейского континента атлантического типа. Позиция мезозойской зоны поддвижения маркируется линией Инсубрик—Юдикар—Гайтал. Надвижение покровов на материк происходило в северном направлении. Южные Пеннинские покровы включают ремобилизованное основание, а более северные Гельветские покровы оторваны от корневой зоны и перемещены главным образом гравитационным соскальзыванием [35].

Еще в 1965 г. Т. Уилсон предположил, что от формы окраин сталкивающихся континентов должны зависеть степень спаивания континентов, интенсивность и время последующих деформаций. Разработка модели столкновения континентов привела к выводу о том, что наиболее ранние и интенсивные деформации должны проявляться на выступающих сегментах окраин [183, 184] в ранний этап новой тектонической фазы, наступившей после изменения направления движения литосферных плит [52]. При этом протяженность периода между двумя тектоническими фазами находится, очевидно, в прямой зависимости от размеров литосферных плит. Плиты 1-го порядка (мегаплиты) кардинально изменяют направление движения и начинают снова сближаться через 100—200 млн. лет, в то время как микроплиты, существующие обычно в зонах схождения мегаплит, начинают сталкиваться через 10—50 млн. лет после того, как они образовались.

На основе анализа эволюции столкновения Индостанской плиты с Евразийской было показано, что континенты начинают сталкиваться выступами, которые становятся местами интенсивных напряжений, надвижений и развития скрытых швов, по которым соединяются две континентальные массы [182]. Еще во время схождения плит формируются флишевые толщи, которые затем собираются в надвиговые пакеты. На первой стадии столкновения на участке сближающихся выступов континентальных масс развивается шовная зона, вдоль которой выдавливаются офиолиты с образованием офиолитовых покровов. Происходит раскол пород фундамента и они выталкиваются, надвигаются как на пассивную окраину одного, так и на активную окраину другого континента. Происходит скучивание и увеличение мощности континентальной коры на сталкивающихся окраинах материков. В это время на прилегающих к выступам участках литосферных плит, сложенных океанической корой, начинают накапливаться экзогеосинклинальные толщи, наиболее мощные перед фронтом покровов и флишевыми клиньями. Флишевые

клинья и офиолиты выжимаются вдоль крутых поверхностей и включаются в покровы.

Позднее эти представления были трансформированы в объемную модель столкновения континентов [183]. По этой модели образующиеся в процессе континентального рифтогенеза окраины двух расколовшихся и расходящихся плит с континентальной корой имеют неправильные очертания. Они являются результатом разделения континентов по двум из трех ветвей рифтовых систем, возникающих над горячими точками астеносферы. На участках проявления горячих точек образуются изгибы окраин континентов в виде заливов и выступов (см. рис. 3). Именно на этих участках наблюдаются интрузии и эффузии щелочных пород, возраст которых грубо датирует время разрыва континентов. В больших углах рифтованных окраин вдоль третьих недоразвившихся ветвей рифтов на участках заливов закладываются авлакогены, становящиеся ареной накопления мощных осадочных толщ на прогибающейся (пассивной) окраине континента и прилегающем к ней подводном склоне. Обычно вдоль авлакогенов протекают крупные реки, дельты которых впадают в заливы. Таким образом, предполагают, что неправильная форма материков является закономерным явлением, а их прямолинейные очертания (например, юго-западное побережье Южной Америки, где заливы отсутствуют на протяжении более чем 3000 км) объясняются крупными размерами плиты и рифтовой трещины, вдоль которой образовалась эта окраина.

В следующую стадию столкновения по мере сближения континентов удлиняется сутурный шов и увеличиваются площади покровов, флишевых клиньев и активизированных площадей на надвигаемой окраине. Покровы из пород фундамента частично включаются в экзогеосинклиналиный флиш или питаемые с боков клинья флиша, которые отложились на океанической коре. Покровы пород фундамента отделяются от корней и выталкиваются в бок в деформирующийся флиш. На удалении от выступов флишевые отложения постепенно переходят в аллювиальные и дельтовые осадки.

В заключительную стадию столкновения океаническая кора полностью покрывается флишем, который начинает включаться в покровы вместе с аллювиальными и дельтовыми отложениями. Шовная зона продолжает удлиняться, а площадь первоначального сжатия при определенных обстоятельствах может стать скрытой.

Таким образом, при столкновении плит, несущих континенты, вглубь одного из континентов продвигаются покровы, часто затрагивающие и породы фундамента. Перед покровами образуются диахронные флишевые серии, затем перекрывающиеся этими же покровами. Период надвигания заканчивается заполнением прогибов (экзогеосинклиналей) молассовыми сериями;

иногда этому моменту сопутствует соскальзывание гравитационных покровов, движущихся в направлении от шовной зоны. Возникающие при таких столкновениях шовные зоны могут трассироваться полосами офиолито-зеленосланцевого меланжа; примером являются Загросская зона смятия и Вардарская зона в Элленидах. Однако надвинутые покровы офиолитов, равно как и покровы, появляющиеся при столкновениях континент—континент и островная дуга—континент, могут в результате сложного сочетания надвигания и гравитационного оползания продвигаться на значительные расстояния от их корневых зон [235]. При последующих движениях надвинутые покровы и шарьяжные пластины подвергаются дислокациям. При складкообразовании образуются так называемые синформные и антиформные структуры, т. е. структуры, по форме являющиеся синклиналями и антиклиналями с нарушенной стратиграфической последовательностью слагающих их толщ. Например, в ядре таких синформных структур могут залегать не самые молодые, а наоборот, более древние по сравнению с подстилающими толщи, так как они являются аллохтонными образованиями покровных пластин. Такие структуры установлены в Южном Тянь-Шане [49] и Кызылкумах [19].

По мнению авторов объемной модели [182], субдукция земной коры при столкновении двух литосферных плит с континентальной корой (сокращение ее площади и увеличение мощности) происходит посредством формирования надвигов с телескопированием миогеоклинали подножия континентальной окраины, как, например, в Гималаях, или увеличения мощности континентальной коры в результате развития вулканической дуги на активной окраине. Свидетельством второго механизма увеличения мощности коры является Тибет, где в межгорных бассейнах проявились неогеновые дацитовые и липаритовые игнимбриты и современные горячие источники. Сравнивая особенности геологического строения кайнозойского плоскогорья Тибет, палеозойских варисцид Европы и протерозойской провинции Гренвилл, авторы пришли к выводу, что сутурная зона сталкивающихся континентов, пояса метаморфизованных до голубосланцевой фации офиолитов и флиша может наблюдаться только в молодых орогенах. В более древних при более глубоких уровнях эрозии сутурный шов должен маркироваться магнетитово-риббекитовыми и ультраосновными породами, как в Лабрадорском трогее; еще глубже он может быть скрыт и представлен узким поясом ультрамилонитов.

При утолщении активной окраины континента, имеющей, как правило, повышенный тепловой поток, и сгущивании литосферных клиньев нижняя часть континентальной коры, если она включает породы кварцево-диоритового и диоритового состава, должна частично плавиться, образуя калиево-кремниевую магму и анортозитовый тугоплавкий остаток. Анортозиты

остаются в нижней части земной коры и могут быть вскрыты при глубоких уровнях эрозии в древних орогенах (на кристаллических щитах), а гранитная выплавка поднимается как диапир и интрузирует породы на высоких уровнях.

Из объемной модели неправильного (выступами) столкновения плит, несущих континенты, можно сделать следующие выводы:

1) размер сокращения площади и увеличения мощности континентальной коры и интенсивность деформаций в породах варьируют от максимума в разрезах через зону первичного сдавливания до минимума в областях заливов;

2) интенсивность скупивания коры и деформаций пород является простой функцией формы сталкивающихся континентов, а не мерой их относительного перемещения [183];

3) деформации варьируют от пологолежащих покровных толщ в зонах наиболее интенсивного соединения, через вертикально залегающие структуры до, возможно, недеформированных пород в заливах («базальтовых окнах» [24]), где под мощными толщами могут сохраниться значительные площади океанической коры;

4) развитие тектонических структур, связанных со столкновением, расширяется по простирацию орогена по мере удлинения зоны сдавливания так, что оно будет диахроничным и всегда более продвинувшимся в разрезах, ближайших к точке первоначального сжатия; конуса флиша и отрезки трансформных разломов подвергаются деформациям вскоре после своего образования [183].

Примером разных соотношений структур и деформаций является хорошо изученный Аппалачи-Каледонский орогенический пояс, который может быть разделен на большое число провинций, характеризующихся отчетливо выделяющимися тектоно-стратиграфическими комплексами, сформированными в различное время [183]. Наиболее интенсивные деформации в пределах указанного пояса происходили в различные периоды: в позднем силуре — раннем девоне (эрийская фаза) от Ирландии до Скандинавии, в среднем девоне (акадская фаза) от Нью-Йорка до Нью-Фаундленда и позднекаменноугольная — раннепермская — к югу от Нью-Йорка. Интенсивные деформации приписываются столкновениям континентов в различные периоды. Было показано, что эрийская орогеническая фаза связана со столкновением Северной Америки и Гренландии с Балтийским щитом после закрытия океана, который У. Харланд и Р. Гейер [195] назвали Япетусским. Акадская фаза связана с ударом Авалонского зубца Балтийского щита с Северной Америкой, столкновением Северной Америки с Южной от Перу до Венесуэлы. После этого столкновения Южная Америка оттолкнулась от Северной и вращалась против часовой стрелки до тех пор, пока в позднем карбоне Африка на участке севернее Южно-Атлас-

ского разлома не столкнулась с Европой и Северными Аппалачами, закрыв Тетис и образовав герцинский орогенический пояс. Затем Африка южнее Южно-Атласского разлома скользила на запад и в раннепермское время столкнулась с Северной Америкой южнее Нью-Йорка [216].

Некоторые общие замечания к геодинамическим моделям основных типов структурных элементов земной коры

Материалы по геодинамическим моделям основных типов структурных элементов земной коры можно обобщить. В табл. 3 суммированы основные геологические особенности: осадконакопление и вулканизм, интрузивный магматизм и тектонические дислокации. Нетрудно заметить, что обобщенные данные о составе пород осадочных и изверженных геологических формаций в первом приближении могут быть использованы для установления соответствующих современных и древних геодинамических обстановок (типов структурных элементов земной коры).

Размеры литосферных плит и распространенность геодинамических обстановок разных типов. Развитие верхней части литосферной оболочки — земной коры определяется взаиморасположением и направлением движения наиболее крупных литосферных плит — мегаплит, которым подчинено движение мезоплит и микроплит.

Неодинаковая площадь литосферных плит и изменчивость их строения в вертикальном разрезе (в зависимости от наличия океанической, переходной или континентальной коры), а также различный характер окраин и границ плит и тектонических движений их относительно друг друга обуславливают многообразие и иногда большую сложность процессов, происходящих на окраинах литосферных плит. Особенно они сложны на окраинах сходящихся плит в формирующихся орогенах. Указанные факторы определяют и большое разнообразие тектонических структур земной коры и значительную неоднородность их площадного распространения на поверхности Земли.

Из основных структурных элементов земной коры на поверхности Земли наибольшее распространение имеют подвижные зоны срединно-океанических хребтов, относительно стабильные области пассивных окраин континентов и микроконтинентов и стабильные области абиссальных океанических впадин (океанических платформ), древних кристаллических щитов и платформ различного возраста (см. рис. 1 и табл. 2). Меньше развиты рифтовые зоны на континентах и окраинные моря (малые океанические бассейны), островные дуги, находящиеся на разных стадиях развития, зоны столкновений островная дуга—

континент и еще меньшее — зоны столкновений континент — континент. Теоретически площадь новообразуемой литосферы с океанической корой у дивергентных окраин плит (в срединно-океанических хребтах и рифтовых зонах на континентах) при неизменяющемся объеме Земли (концепция «нерасширяющейся» Земли) должна быть равна субдуцируемой (поглощаемой) площади литосферных плит и пластин у конвергентных окраин, т. е. в орогенах незавершенного (островные дуги на инверсивной и реверсивной стадиях развития, зоны обдукции, зоны столкновений островных дуг с континентами) и завершенного (зоны столкновений континент—континент гималайского и кавказского типов) циклов развития.

Некоторые из основных типов структурных элементов земной коры или их сочетания на поверхности Земли довольно редки. К таким образованиям можно отнести единственные на поверхности Земли следующие геодинамические обстановки: выход срединно-океанического хребта на поверхность над уровнем океана в виде о. Исландия, сопряжение срединного хребта с континентом в Калифорнийском заливе, межматериковую стадию развития рифтовой зоны в Красном море, выход на континент крупного трансформного разлома типа рифт—рифт в виде разлома Сан Андреас в Калифорнии. На сравнительно небольших площадях проявлены геодинамические обстановки формирования особых типов орогенов зон столкновений островная дуга—островная дуга и континент—континент.

О некоторых соотношениях и взаимопереходах основных типов структурных элементов земной коры

Выше указывалось, что рифтовые зоны на континентах при своем дальнейшем развитии переходят в межматериковые рифты, а затем в срединно-океанические хребты (см. рис. 2). Половина горст-грабеновой рифтовой зоны, заложенной на континентальной коре при раздвижении плит и раскрытии океанов, в дальнейшем, как правило, после цикла эрозии испытывает прогибание и превращается в пассивную окраину континента и арену накопления мощных терригенных и терригенно-карбонатных толщ.

На дивергентных окраинах мегаплит за счет поднимающихся выплавов мантийного материала наращиваются окраины, т. е. формируются слои 2 и 3 океанической коры. Как показывает анализ полосовидного магнитного поля над срединно-океаническими хребтами, в современную эпоху со всех сторон наращивается Антарктическая плита, с юга, запада и востока расширяется Африканская плита, с востока — Северо-Американская и Южно-Американская мегаплиты, с юга — Индо-Австра-

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Основные структурные элементы литосферы	Основные геологи	
	Осадконакопление и вулканизм	
Рифтовые зоны континентов	Грубые кластические отложения, излияния основных, реже щелочных и кислых в переходную к срединно-океаническому хребту стадию — пелагические и металлоносные осадки, эвапориты	
Срединно-океанические хребты	Толетовые эффузивы, флиш, турбидиты, в краевых частях пелагические (карбонатные) осадки, аспидная формация (черные металлоносные сланцы)	
Окраинные моря (малые океанические бассейны)	Пирокласты, перемежающиеся с турбидитами, пелагические отложения	
Абиссальные океанические впадины	Глубоководные пелагические отложения: карбонатные (до 4000 м), глубже — кремнистые илы, красные глины, железо-марганцевые конкреции	
Пассивные окраины континентов	Лишенные вулканического материала терригенные и угленосные толщи на континенте, нефтегазоматеринские терригенные, угленосные и нефтегазоматеринские карбонатные — на шельфе, континентальном склоне и подножии; осадочные линзы достигают максимальной мощности на континентальном склоне в авлакогенах	
Платформы (кристаллические щиты)	Эрозия, в тропической и гумидных зонах мощная кора выветривания, терригенные отложения, переотложение коры выветривания, базитовый вулканизм	
Трансформные разломы типа рифт—рифт	Щебнистые брекчии, толетовые базальты, пелагические осадки	
Трансформные разломы типа рифт—зона субдукции	Щебнистые брекчии, терригенные отложения, турбидиты	
Трансформные разломы типа зона субдукции — зона субдукции	Щебнистые брекчии, терригенные отложения, турбидиты	

ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектонические дислокации	Геологические особенности	
	Интрузивный магматизм	
Сводовые поднятия, рифтообразование: центры раздвигания (спрединга) на континентах, грабен-горстовые системы; в недоразвившихся ветвях рифтов — авлакогены; в переходную стадию к срединно-океаническому хребту — подводные рифтовые трог	Интрузии, экструзии (силлы) основных и щелочно-основных магм	
Рифтообразование на срединно-океаническом поднятии; центральная рифтовая трещина и параллельные ей горсты и грабены, приразломная складчатость	Интрузии и экструзии ультраосновных и толетовых магм	
Возможно быстрое рифтообразование в начальную стадию; глыбово-складчатые приразломные деформации в краевых частях в среднюю стадию; инверсионная складчатость	Интрузии основных магм	
Расколы и проплавление плит с океанической корой над горячими участками в мантии; образование асейсмических хребтов и цепей вулканических островов	Отсутствует	
Глыбовые дислокации по крутопадающим разломам, осложняющим залегание мощных осадочных толщ; локальная приразломная складчатость, иногда гравитационная складчатость; диапиризм и солянокупольная тектоника	Отсутствует	
Разломы преимущественно вдоль простирающихся структур в нижнем ярусе земной коры подновляются при прохождении литосферных плит, включающих континенты, над мантийными струями (горячими точками)	Кольцевые интрузии ультрабазитов, щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, граносиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов; кимберлитовые трубки (при прохождении над мантийными струями)	
Брекчирование, милонитизация	Ультрабазитовые инъекции, серпентинизация	
Брекчирование, милонитизация	Ультрабазитовые инъекции, серпентинизация	
Брекчирование, милонитизация	Ультрабазитовые инъекции, серпентинизация	

Основные структурные элементы литосферы	Основные геологи		ческие особенности	
	Осадконакопление и вулканизм		Тектонические дислокации	Интрузивный магматизм
Глубоководные желоба	Турбидиты, вулканокласты, пелагические отложения: кремнистые, иногда известковистые и фосфоритоносные илы		Инверсионная складчатость и голубосланцевый метаморфизм причленяемых к внутренней стенке желоба кремнистых сланцев, аргиллитов, карбонатных пород и щелочных базальтов подводных гор, выдвигание клиньев океанической коры и мантии, офиолитовые меланжи	Отсутствует
Островные дуги	Андезитовая и спилит-кератофировая формация: лавы и вулканокласты		Складчато-глыбовые дислокации в процессе формирования вулканических построек дуги и при надвигании на плиту окраинного моря после изменения направления падения зоны поддвига	Интрузии, малые интрузии переменного состава от основных до средних, реже кислых, силлы и дайки основных пород
Активные окраины континентов андийского типа	Липарит-дацитовая, в меньшей мере андезит-базальтовая формация, наземные вулканические формации; на склоне к океану — туфы, молассы, турбидиты; в предгорном прогибе — крупногалечные конгломераты, пирокласты, лавы, игнимбриты		Преимущественно глыбовые дизъюнктивные дислокации, приразломная складчатость в верхнем структурном ярусе	Интрузии, малые интрузии переменного состава, чаще кислого, экструзии риолитов (фельзитов), дацитов, жильные интрузии среднего и основного состава
Активные окраины континентов кордильерского типа	Грубообломочные осадки и вулканы базальтовой и известково-щелочной магм в раннюю стадию, в среднюю стадию — флиш (турбидиты), «дикий» флиш, гравитационные чешуи; в позднюю — молассы		Перемещение клиньев океанической коры и мантии в сторону океана, разрастание орогенического поднятия, гравитационные чешуи на поддвигаемую плиту и метаморфические покровы в сторону континента	Интрузии габбро и гранодиоритов, вызывающие рост орогенического поднятия и интенсивный контактовый метаморфизм
Зоны обдукции	Эрозия пелагических океанических осадков, формирование коры выветривания на ультрабазитовых пластинах		Милонитизация, складчатость волочения и зеленокаменный метаморфизм в основании надвиговой пластины	Выведение на поверхность ультраосновных и основных интрузий океанической коры
Зоны столкновения островных дуг с континентами	В начальную стадию флиш, в конечную стадию — молассы		Деформация пород континентального подножия и шельфа, надвиги покровов флиша, голубосланцевых пород и чешуй океанической коры	Экструзии и малые интрузии среднего и субщелочного состава
Зоны столкновений континентов	Воздымания надвигаемой плиты и интенсивная эрозия ее верхнего яруса, кислый вулканизм — игнимбриты в межгорных депрессиях и на их склонах, мощные терригенные толщи на подвигаемой плите		Расщепление и надвигание континентального основания (ядра шарьяжных покровов), выжимание и надвигание клиньев океанической коры (офиолиты), расщепление литосферной плиты с образованием области линейных складок и ступенчатых взбросов со стороны надвигаемой плиты	Субщелочные и кислые экструзии и небольших размеров интрузии

лийская. В результате этого расширения и соответствующего раздвижения плит продолжается раскрытие Атлантического и Индийского океанов. Высокая скорость раздвижения установлена в Восточно-Тихоокеанском поднятии, которое оказалось расположенным асимметрично к осевой части океана. В этом поднятии наращивается восточная окраина крупнейшей Тихоокеанской литосферной плиты, которая в отличие от других мегаплит несет только океаническую кору. Продолжается раскрытие Тихого океана в этом районе, хотя в краевых частях океана на Тихоокеанскую плиту (и на плиты Наска, Кокос и Горда на востоке) надвигаются Евразийская, Индо-Австралийская с запада и Американские мегаплиты с востока, и, таким образом, в целом доминирует процесс закрытия Тихого океана.

Океаническая кора, сформированная в срединно-океанических хребтах (ультрабазитовые и базитовые интрузии, экструзии и дайки, покровы подушечных базальтов и вулканогенно-осадочные образования грабеновых зон), слагает верхнюю часть литосферных плит на обширных площадях абиссальных океанических впадин (океанических платформ — талассократонов) и служит фундаментом для океанических пелагических осадков. Большие площади этих плит (80—90%) в областях конвергенции подвергаются полному поглощению и переработке (переплавке) вместе с некоторыми объемом перекрывающими их океаническими пелагическими осадками слоя 1 и отложениями континентальных подножий и глубоководных желобов — турбидитов. Остальная часть площади плит с океанической корой, значительно меньшая по сравнению с субдуцируемой, включается в континентальную кору, увеличивая объем последней. Это происходит при образовании клиньев из океанической коры, поступающих в меланж глубоководных желобов и аккреционные призмы на островных дугах. На значительно более обширные площади в зонах обдукций на пассивные окраины континентов в виде крупных пластин, сложенных офиолитами, надвинута океаническая кора. Офиолиты океанической коры наблюдаются также в шовных зонах орогенов, возникающих при закрытии окраинных морей и столкновении плит с континентальной корой.

При обдукции плит и пластин, состоящих из мантийного материала и океанической коры, образуется определенная, хотя и сравнительно небольшая, часть приращиваемой континентальной коры. Основная же масса ее формируется в орогенах незавершенного цикла развития — в островных дугах при интрузиях и извержениях больших масс выплавленных магм основного и среднего состава, а также при столкновении островных дуг и спаивании их с окраинами континентов.

Увеличение площади некоторых окраин мегаплит и соответствующее их перемещение при примерно постоянном или замедленном по сравнению с площадной эволюцией литосферной обо-

лочки изменении объема Земли компенсируется сокращением размеров плит вблизи их конвергентных границ. Наименее мощные части плит — окраины с океанической корой поддвигаются под плиты, несущие более мощную переходную или континентальную кору. Поддвигающийся край плиты с океанической корой торосится — периодически обламывается, вызывая появление новых микроконтинентов — островных дуг и отгороженных этими дугами малых океанических бассейнов (окраинных морей). Последние при продолжающемся движении мегаплит и напознании островных дуг и столкновении их с окраиной континента сравнительно быстро закрываются. После этого может отломиться новая малая плита и снова повториться ее цикл развития. Такая картина в настоящее время наблюдается на западной окраине Тихоокеанской плиты и в северо-восточной части Индо-Австралийской плиты. При увеличивающейся скорости подвигания плиты с океанической корой надвигаемая плита превратится в активную окраину с мощной континентальной корой, вблизи которой заложится глубоководный желоб и будет продолжаться поглощение плиты с океанической корой.

Наиболее драматические события возникают в области столкновения литосферных плит, сходящихся с обеих сторон утолщенными краями при столкновении континентов. В этом случае одна из плит с более мощной континентальной корой (обычно это активная окраина континента) напознает на находящуюся в стадии прогибания пассивную окраину континента, плиты сдвигаются до упора и спаиваются. На месте столкновения формируются области покровно-шарьяжного строения и удвоенной мощности континентальной коры, морфологически выраженные высочайшими системами горных цепей и плоскогорий. При этом находящиеся между мегаплитами мезоплиты и микроплиты или полностью поглощаются, или прилегаются и включаются в состав образующегося орогена, усложняя его строение.

В современную эпоху в своей кульминационной фазе процесс столкновения плит с континентальной корой характерен для Средиземноморья, где сталкивается юго-западная оконечность Евразийской плиты с северной окраиной Африканского континента. Примером заключительной стадии столкновения континентов по гималайскому типу является система Тибета и Гималаев, а по кавказскому — Кавказский ороген.

Следовательно, в противоположность океанической коре абиссальных океанических впадин, которая образуется на широких площадях в срединно-океанических хребтах и в значительной мере перерабатывается после погружения в желобах, континентальная кора образуется в орогенах незавершенного и завершенного циклов развития. Раз образовавшись, эта континентальная кора, слагая плавучие части более мощных плит литосферы, тектонически уже не разрушается. С этой точки

зрения стабильные области земной коры — платформы, а также наиболее молодые части кристаллических щитов представляют собой орогены заверщенного цикла развития. При этом возраст наиболее молодой складчатости тех или иных областей эпиплатформ соответствует возрасту завершающей фазы столкновения двух плит с континентальной корой. Существуют также области, в которых вкрест простирания тектонических структур на значительном протяжении в одном направлении наблюдается постоянное омоложение деформаций. Это области крупных орогенов незавершенного цикла развития, в пределах которых на окраине мегаплиты произошло несколько циклов причленения островных дуг и закрытия окраинных морей. Примером таких областей являются современная восточная окраина Австралийского континента и некоторые районы восточной части Евразийской плиты, а также древний ороген юго-западного обрамления Сибирской плиты, состоящий из последовательно сменяющихся поясов байкальской, каледонской и герцинской складчатости.

Только центральные части кристаллических щитов, имеющие возраст более 2,2 млрд. лет, могли быть образованы при условиях, отличных от механизма взаимодействия мобильных литосферных плит [169].

Как следует из рассмотрения разработанных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и современной мозаики литосферных плит, к настоящему времени значительно лучше изучены геодинамические обстановки на дивергентных и конвергентных границах этих плит и очень слабо исследованы трансформные границы, выраженные трансформными разломами или системами разломов. Видимо, поэтому до сих пор еще не определено общее количество перемещающихся литосферных плит и пластин.

Справедливости ради следует заметить, что трансформные разломы I рода — разломы, соединяющие две рифтовые трещины и широко развитые на дне океанов и как исключение — на континенте Северной Америки (Сан Андреас), в настоящее время интенсивно изучаются (по программе геодинамического проекта США и в сейсмологических целях). В то же время имеется мало исследований и фактических данных о трансформных границах, представленных трансформными разломами II и III рода, хотя, как показывает анализ глобальной мозаики литосферных плит, они относятся к сейсмоактивным зонам. Более того, попытки создания моделей для геодинамических обстановок зон трансформных разломов, анализ металлогении отдельных провинций, а также проникновение в сущность механизма и эволюции геодинамических процессов, происходящих в этих обстановках, приводят к мысли о важнейшей роли этих разломов для рудообразования, а также для размещения интрузий кислого и субщелочного состава, иногда предшествующих

формированию некоторых типов рудных месторождений. Определенная часть трансформных разломов II рода, закладывающаяся в стадию реверсии островной дуги, является конседиментационной при накоплении вулканогенно-осадочных образований и контролирует размещение крупных медных и полиметаллических колчеданных месторождений типа Куроко. После создания моделей трансформных разломов II и III рода появилась возможность уточнить наши представления о трансформных боковых границах литосферных пластин и плит, а следовательно, завершить работу по их выделению и оконтуриванию. Помимо использования при прогнозе рудных месторождений определение позиции трансформных границ плит имеет большое значение при прогнозе землетрясений.

Таким образом, с позиций мобилизма развитие континентальной коры происходит в такой последовательности: 1) создание океанической коры в срединно-океанических хребтах при раскрытии океанов; 2) развитие переходной и континентальной коры в островных дугах; 3) формирование континентальной коры в орогенах незавершенного цикла развития на окраинах литосферных плит (зоны обдукции, активные окраины континентов, зоны столкновения континентов с островными дугами); 4) образование континентальной коры при столкновении континентов и закрытии океанов.

Такая последовательность событий признается многими мобилистами [34, 35, 52, 57, 98, 123, 135 и др.]. Дж. Дьюи называет ее циклом Уилсона в честь заслуг канадского ученого в развитии идей мобилизма.

Считают, что указанная последовательность событий обусловлена конвекционными потоками в астеносфере и закономерной перестройкой двухъячейной конвекционной системы в одноячейную. Предполагают, что явления столкновения существовавших континентов, приведших к созданию мегаконтинента Панген (в конце палеозоя) и единого океана Панталасса вместо закрывшихся других океанов, могли в докембрийское время повторяться с интервалами через 600—800 млн. лет.

Для установления положения, геометрии и времени существования древних границ литосферных плит Дж. Дьюи и др. [235] предложили пять важных, по их мнению, принципов — критериев тектоники плит.

1. Величина горизонтального смещения, перпендикулярного к океаническим хребтам и прогибам, увеличивается по мере увеличения расстояния от полюса относительного вращения; это означает, что по простирацию данной зоны интенсивность приращения коры и мантии (генерация офиолитов) и интенсивность магматической деятельности кальциево-щелочного ряда будут постоянно нарастать.

2. Одновременное смещение по трансформному разлому имеет постоянную амплитуду по всей его длине; однако, если

длина трансформного разлома изменилась, то амплитуда будет систематически изменяться при движении вдоль разлома.

3. Один и тот же край плиты может состоять из участков наращивания (аккреции) коры, трансформных зон и участков поддвигания (субдукции) в зависимости от того, как меняется ориентировка этой границы плиты по отношению к центрам вращения; таким образом, для данного периода развития складчатого пояса — орогена естественны геодинамические обстановки, в которых офиолитовая зона переходит в крупный сдвиг, а потом в андезито-гранодиоритовый пояс (в альпийской системе такие соотношения были широко распространены в ранней юре).

4. Диахроничные геологические события определенных зон можно объяснить перемещением нестабильных тройных сочленений.

5. Плиты являются жесткими телами и поэтому их границы могут оканчиваться, только соединяясь с двумя другими в тройных сочленениях [235].

Орогены и субдукция. С позиций мобилизма орогены, т. е. зоны сдвижения, поддвигания (субдукции) и столкновения литосферных плит и пластин земной коры, являются наиболее сложно построенными основными структурными элементами литосферной оболочки Земли, в которых особенно интенсивно проявляются геодинамические процессы и, в частности, значительные горизонтальные и наклонные тектонические перемещения. Субдукция — процесс сокращения площади и увеличения мощности литосферы и земной коры, происходящий в орогенах при поддвигании, скупивании и поглощении литосферных плит и пластин.

При развитии орогенов в разных составляющих их структурно-фациальных зонах происходят разнообразные геологические процессы: эрозия и осадконакопление, вулканизм и интрузивный магматизм, региональный динамометаморфизм и контактовый термальный метаморфизм, дифференциация, перераспределение, мобилизация, миграция и концентрация различных химических элементов, приводящие к образованию месторождений полезных ископаемых. Если процессы эрозии и осадконакопления определяются воздыманием и прогибанием земной коры в определенных частях орогенов без отчетливо видимой роли горизонтальных тектонических движений, то остальные перечисленные геодинамические процессы происходят благодаря именно таким движениям, сопровождаемым литосферной и коровой субдукцией. Литосферной субдукцией можно назвать субдукцию, при которой поддвигается и поглощается литосферная плита полной мощности. Обычно эта плита сложена мантийным веществом и относительно маломощной земной (океанической) корой. Соответственно коровая субдукция — это процесс сдвижения (скупивания) плит и

пластин, континентальной коры, которая из-за плавучести коры происходит в значительно меньшем масштабе по сравнению с литосферной субдукцией.

С развитием концепции тектоники литосферных плит появилась необходимость выделять орогены, прошедшие незавершенный и завершенный циклы развития. К орогенам незавершенного цикла развития относятся сравнительно просто построенные островные дуги, активные окраины континентов андийского типа и зоны обдукции (зоны поддвигания плит с океанической корой на островные дуги и пассивные окраины континентов), а также имеющие более сложное строение активные окраины континентов кордильерского типа, зоны столкновения островных дуг и островной дуги с континентом.

Для орогенов завершенного цикла развития (гималайского типа) Дж. Дьюи предложены двухмерная и объемная модели столкновения литосферных плит типа континент—континент (пассивная окраина с активной). Анализ возможной кинематики литосферных плит с учетом их иерархии и строения некоторых орогенов позволил прийти к выводу о необходимости выделения еще одного типа орогенов завершенного цикла развития, назовем его «кавказским», который образуется при взаимодействии трех литосферных плит. В орогенах данного типа две плиты с континентальной корой движутся навстречу друг другу, поглощая (надвигаясь на) плиту с океанической корой. После столкновения активных окраин и двух зон субдукции в ограниченном масштабе может продолжаться субдукция края одного континента под окраину другого.

Ширина орогенных поясов и сложность их строения зависят от длительности изменений направления и скорости протекания процесса субдукции литосферных плит и пластин, а также количества мезоплит и микроплит, расположенных между сходящимися мегаплитами. Период однонаправленного относительного перемещения литосферных плит или их частей, отождествляемый нами с тектонической стадией или фазой [52], в значительной степени зависит от размера этих плит. Мегаплиты меняют направление движения через первые сотни и десятки миллионов лет. Такую же большую длительность имеют геодинамические процессы того или иного рода на их окраинах. Перемещение и вращение мезоплит и микроплит определяются направлением движения мегаплит, между которыми они расположены. Направление движения мезоплит и микроплит меняется через десятки и иногда через несколько миллионов лет и сопровождается изменением направления субдукции — «перещелкиванием» зон субдукции.

Строение структурно-фациальных зон орогенов определяется величиной угла наклона зон поддвига (субдукции), его изменением и «перещелкиванием» зон субдукции. Это вызывает специфические деформации земной коры типа синтетических и

антитетических поясов надвига, зон вращения, петрошарьяжей, надвинутых и перемещенных (безкорневых) зон вращения [237, 238]. Анализ строения и эволюции орогенов дает все больше данных о том, что угол наклона зоны поддвига (зоны Беньофа) зависит от скорости субдукции и определяет интенсивность процессов магматизма в верхних плитах. Наиболее мощные процессы вулканизма и интрузивного магматизма происходят над крутопадающими зонами поддвига. Быстрое поддвижение или надвижение по пологим зонам может приводить к интенсивному региональному динамометаморфизму пород и выплавке кислых и субщелочных магм в нижних горизонтах континентальной коры.

Изменение строения орогенов по простираанию зависит не только от характера деформируемых накопившихся в предыдущую и данную тектоническую фазу осадочных и вулканогенно-осадочных образований, но также и от возраста и состава пород фундамента, т. е. средних и нижних частей литосферных плит и пластин.

Субдукция является одним из важнейших геодинамических процессов, определяющих механизм развития орогенов. В результате длительного протекания процессов субдукции и развития земной коры по моделям тектоники литосферных плит, по крайней мере, уже более 2 млрд. лет земная кора состоит из наклонно скученных плит и пластин и не имеет слоистоблокового строения, как это принято интерпретировать при построении геолого-геофизических профилей. От познания деталей механизма субдукции, определяющей протекание процессов магматизма, метаморфизма и миграции флюидов, в значительной мере зависит решение проблемы условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в орогенах.

Представление о механизме субдукции и поглощения литосферных плит с серпентинизированной океанической корой и перекрывающими ее хемипелагическими осадками срединно-океанических хребтов и абиссальных океанических впадин, а также турбидитами глубоководных желобов позволило по-новому, правильнее понять закономерности вулканизма, магматизма и эндогенных рудообразующих процессов в верхних литосферных плитах, располагающихся над зонами поддвижения. Варьирующее количество осадков, поступающих по наклонной зоне поддвига в мантию, объясняет эпизодичность и различный состав магматических выплавок и флюидов, восходящих с разных глубин зоны поддвига в верхнюю плиту, и, следовательно, латеральную магматическую и металлогеническую зональность, которая признается уже многими исследователями [40, 52, 112, 115].

Из геодинамических моделей орогенов вытекают некоторые фундаментальные выводы.

1. Земная кора не имеет слоисто-блокового строения, как это принимают при интерпретации многих геолого-геофизических профилей, а состоит из наклонно скученных литосферных плит и пластин.

2. Блоки с сиалической протокорой и ранними продуктами дифференциации мантийного вещества, значительно обогащенные некоторыми литофильными и халькофильными элементами, имеют дискретное размещение на литосферных плитах; их размещение в глубоких горизонтах земной коры, вероятно, существенно влияет на размещение крупных месторождений полезных ископаемых и латеральную металлогеническую зональность, а иногда и определяет их.

3. Процесс субдукции литосферных плит с серпентинизированной океанической корой и перекрывающими ее хемипелагическими осадками срединно-океанических хребтов и абиссальных океанических впадин, а также турбидитами глубоководных желобов объясняет эпизодичность магматизма, латеральную магматическую и металлогеническую зональность.

4. Процесс скучивания пластин земной коры вызывает динамометаморфизм, отжим флюидов и их латеральную и вертикальную миграцию, обуславливая формирование некоторых типов нефтяных месторождений, а также тех рудных месторождений, для которых предполагается фильтрационный источник рудного вещества.

5. Многие крупные геологические комплексы и образования, например такие, как офиолитовые комплексы и островодужные геологические формации, имеют аллохтонное залегание; они слагают часто встречающиеся в орогенных поясах надвиговые зоны, в которые вовлекаются и гранитоидные интрузивные массивы, сформированные в предшествующие стадии развития островных дуг и закрытия окраинных морей при столкновении островных дуг с пассивными окраинами континентов.

Геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры и геологические формации. Признано, что формационный анализ, т. е. анализ геологических формаций как естественных комплексов горных пород, характерных для выделяемых стадий развития определенных структурных элементов земной коры, является одним из важнейших инструментов познания характера эволюции развития, а следовательно, и глубинного строения конкретных регионов.

Имеются достаточно детально разработанные классификации геологических формаций, которые широко используются при анализе тектонического строения и эволюции нефтегазоносных и рудных провинций. К ним следует в первую очередь отнести классификацию литологических формаций для устойчивых и подвижных платформ, внешних и внутренних частей геосинклиналей В. Е. Хаина [135], классификацию фациально-петрографических типов формаций (включающую более 400 типов)

ТАБЛИЦА 4

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
1. Рифтовые зоны континентов	Ранняя куполовидного поднятия и вулканического рифта
	Средняя — озерная
	Поздняя материкового рифта
2. Срединно-океанические хребты	—
3. Окраинные моря	Заложения (отгораживания островной дугой)

ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Горстовые поднятия	—
Грабеновые зоны	Крупнообломочная терригенная
Вулканические массивы	Основных, кислых и субщелочных вулканитов
Горстовые поднятия	—
Грабеновые зоны	Вулканогенно-терригенная, в аридной климатической зоне — соленосная
Глубоководные озера	Терригенная
Вулканические массивы	Интрузий пестрого состава (от ультраосновных и щелочных до аляскитовых гранитов)
Осевая часть межматерикового рифта	Экструзий базальтов
Глубоководное внутриматериковое море	Металлоносных осадков, эвапоритов
Окраина континента	Рифогенных известняков
Центральная рифтовая долина	Подушечных толентовых базальтов
Горстовые поднятия на склонах хребта	Ультраосновных и основных интрузий
Грабеновые зоны на склонах хребта	Вулканических брекчий
—	Кремнистых и известняковых илов
—	Аспидная
Склон островной дуги	Граувакковая и флишевая
Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагическая
Область поднятия магматического диапира	Спилит-кератофировая
Склон молодой пассивной окраины	Флишевая Терригенная и карбонатно-терригенная

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
3. Окраинные моря	Развития (магматический диапиризм и заполнение осадками)
	Закрытия
4. Абиссальные океанические впадины	Молодая (кайнозой)
	Древняя (мезозой)
5. Платформы (и кристаллические щиты — древние дофанерозойские ядра платформ)	Молодые платформы
	Древние платформы

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Склон островной дуги	Граувакковая и флишевая
Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагическая
Область поднятия магматического диапира	Спилит-кератофировая
Склон молодой пассивной окраины	Флишевая Терригенная и терригенно-карбонатная
См. ороген столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента	—
Абиссальные океанические впадины	Глубоководная глинисто-известняково-кремнистая
	Железисто-марганцевые конкреции
Абиссальные океанические впадины	Глубоководная глинисто-кремнистая
Асейсмические вулканические цепи островов и подводных гор	Толентовых базальтов
Гайоты и атоллы	Рифовых известняков (иногда с фосфоритами)
Поверхности выравнивания	Латеритная
Аллювиальные долины	Терригенная аллювиальная (в аридных климатических зонах красноцветная)
Озерные и озерно-болотные впадины	Угленосная лимническая (в аридных климатических зонах терригенно-карбонатная красноцветная)
Поверхности выравнивания	Латеритная
Аллювиальные долины	Терригенная аллювиальная
Озерные и озерно-болотные впадины	Угленосная лимническая (в аридных климатических зонах — терригенно-карбонатная красноцветная)

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
5. Платформы (и кристаллические щиты — древние дофанерозойские ядра платформ)	Древние платформы
6. Пассивные окраины континентов	Начальная — межматериковый рифт, внутриконтинентальное море, начало раскрытия океана
	Средняя — стадия раскрытия океана

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Зоны тектоно-магматической активизации (над мантийными струями)	Трапповая и платобазальтовая
	Кимберлитовых трубок
	Ультрабазитовых и щелочных кольцевых интрузий
	Субщелочных гранитов
Прибрежная низменность на континенте	Переотложенных латеритов
Лагуна	Терригенная с аллювиальной и дельтовой субформациями
Шельф	Угленосная лимническая (в аридных климатических зонах — терригенно-карбонатная красноцветная и соленосная)
Континентальный склон	Угленосная паралическая
Подножие континентального склона	Терригенно-карбонатная нефтегазодобывающая
Авлакоген (лагуна, дельта, аллювиальная равнина)	Терригенная с аллювиальными и дельтовыми субформациями
	Угленосная лимническая (в аридных климатических зонах терригенно-карбонатная красноцветная и соленосная)
	Угленосная паралическая
	Терригенно-карбонатная нефтегазодобывающая
Зона тектоно-магматической активизации в авлакогене	Диабазовая
Прибрежная низменность на континенте	Терригенная с аллювиальной и дельтовой субформациями
Лагуна	Угленосная лимническая
Шельф	Угленосная паралическая

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
6. Пассивные окраины континентов	Средняя — стадия раскрытия океана
	Поздняя — стадия закрытия океана
	а) превращение пассивной окраины в ороген кордильерского типа
	б) столкновение с островной дугой или континентом
7. Зоны трансформных разломов I рода (рифт—рифт)	Заложения и развития
8. Зоны трансформных разломов II рода (рифт—зона субдукции)	Заложения и развития
9. Зоны трансформных разломов III рода (зона субдукции—зона субдукции)	Заложения (или обновления разлома II рода) и развития
10. Островные дуги	Заложения дуги и подводного вулканизма

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Континентальный склон	Терригенно-карбонатная
Подножие континентального склона	Терригенно-карбонатная нефтегазонасная
Авлакоген (лагуна, дельта и аллювиальная равнина)	Терригенная и терригенно-карбонатная с органическим веществом Диабазовая
—	—
См. орогены кордильерского типа	—
См. орогены столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов	—
Зоны поперечных грабенов, пересекающих срединные хребты	Интрузии базитов и ультрабазитов
Подводный грабен или горст (хребет)	Интрузий ультрабазитов и базитов (?)
Зоны горстов и грабенов на континенте или островной дуге	Терригенная аллювиальная субформация
	Щебнистых отложений
Глубоководные отложения в грабенах	Терригенная (в аридной климатической зоне терригенно-эвапоритовая)
Глубоководные трюги в окраинных морях	Интрузий ультрабазитов и базитов (?)
Поперечные речные долины	Терригенная (в аридной климатической зоне терригенно-эвапоритовая)
Аккреционная призма (внутренняя стенка желоба)	Глаукофано-сланцевая по офиолитам и пелагическим осадкам
Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
Подводная вулканическая дуга	Толентовых базальтов и порфиритов

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
10. Островные дуги	Развития дуги, подводного и суб-аэрального вулканизма
	Подъема дуги и интрузивного магматизма
	Реверсии и развития новой вулканической дуги
	—
	—
	Столкновения вулканической и остаточной дуг, начала закрытия

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
Подводная, затем надводная вулканическая дуга	Порфирировая и андезитовая
Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
Вулканическая дуга	Андезитовая
Внутридуговой бассейн	Вулканогенно-осадочная
Остаточная дуга	Латеритная
Отмирающий глубоководный желоб	Флишевая (турбидиты) Офиолитового меланжа
Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
Потухшая вулканическая дуга	—
Новая вулканическая дуга	«Контрастная» базальт-липаритовая
Новый бассейн вулканогенно-осадочных отложений	Вулканогенно-осадочная
Остаточная дуга	Латеритная
Новый глубоководный желоб (со стороны окраинного моря)	Глаукофано-сланцевая (по флишу)
Старый желоб	Терригенная
Поднимающаяся дуга	Терригенная
Зона надвигов на склоне окраинного моря	Терригенная («дикий флиш»)
Редуцированный бассейн окраинного моря	Флишевая

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
11. Ороген активной окраины континента андийского типа	Надвигообразования
	Вулканической и интрузивной деятельности
12. Ороген активной окраины континента кордильерского типа	Заложения желоба вблизи пассивной окраины континента
	Надвигообразования и формирования вулcano-плутонической дуги

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Глубоководный желоб	Флишевая
Аккреционная призма	Офиолитовая и глаукофановых сланцев
Осадочная терраса	Терригенная
Горное плато	—
Глубоководный желоб	Флишевая
Аккреционная призма	Офиолитовая и глаукофано-сланцевая
Осадочная терраса	Терригенная
Вулканическая дуга	Терригенная Дацит-липаритовая Игнимбритовая
Предгорный прогиб	Угленосная лимническая (в аридной климатической зоне — терригенно-карбонатная красноцветная)
Глубоководный желоб вблизи подножия континентального склона	Флишевая
Широкая зона шельфа и континентального склона	Терригенная Терригенная нефтегазоносная
Прогиб — низменность на окраине континента	Терригенно-карбонатная Угленосная лимническая
Глубоководный желоб	Флишевая
Шельф	Терригенная
Вулcano-плутоническая дуга на шельфе	Андезитовая и дацит-липаритовая
Зона надвигообразования	Крупнообломочно-терригенная и «дикого флиша»
Предгорный прогиб	Терригенная с вулканическим материалом (карбонатная красноцветная в аридной климатической зоне) Угленосная лимническая

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
12. Ороген активной окраины континента кордильерского типа	Заложение новой зоны субдукции и превращение орогена кордильерского типа в ороген активной окраины андийского типа (см. ниже)
13. Глубоководные желоба	Заложения
	Развития
	Отмирания
	Деформаций и тектонического становления
14. Зоны обдукции	Поддвигания континентальной коры под океаническую

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
—	—
Внешний вал	—
Внешняя стенка	Глубоководная пелагическая
Осевая часть желоба	Флишевая (турбидиты)
Внутренняя стенка (аккреционная призма склона островной дуги)	Глаукофано-сланцевая по глубоководным пелагическим отложениям
Внешний вал	—
Внешняя стенка	Глубоководная пелагическая
Осевая часть желоба	Флишевая (турбидиты, олистостромы)
Внутренняя стенка (аккреционная призма склона островной дуги)	Глаукофано-сланцевая по пелагическим глубоководным отложениям и флишу
Внешний вал	—
Внешняя стенка	Глубоководная пелагическая
Осевая часть желоба	Флишевая (турбидиты)
Внутренняя стенка желоба (аккреционная призма склона островной дуги)	Глаукофано-сланцевая по пелагическим отложениям и флишу
Желоб	Офиолитового («серпентинитового») меланжа
Низменность и шельф на пассивной окраине	Терригенная и терригенно-карбонатная
Передовой антиклинорий	«Дикого флиша»
Шовная зона	—
Офиолитовый покров	Офиолитовый комплекс (ультрабазитовая, спилит-кератофировая, иногда кремнисто-кератофировая)
Океанический бассейн	Флишевая

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
14. Зоны обдукции	Прекращение обдукции и заложение новой зоны субдукции, подъем зоны обдукции
15. Ороген столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента	Закрытия окраинного моря и палингенного гранитоидного магматизма
	Становления гранитных батолитов и интрузий, заложения нового желоба и новой вулканической дуги

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Низменность и шельф на пассивной окраине	Терригенная и лимническая угленосная (в аридной климатической зоне — терригенно-карбонатная красноцветная и эвапоритовая)
Передовой антиклинорий	Крупнообломочная терригенная
Шовная зона	—
Офиолитовый покров	Офиолитовый комплекс (ультрабазитовая, спилит-кератофировая, иногда кремнисто-карбонатная) Флишевая
Глубоководный желоб	
Континентальный склон и подножие	Флишевая
Деформируемая островная дуга	«Дикого флиша» Палингенная гранитная под надвинутой островной дугой
Офиолитовый шов	—
Терригенный прогиб, передовой антиклинорий	—
Недеформируемая часть терригенного прогиба пассивной окраины	Терригенная
Континентальный склон	Флишевая
Деформируемая островная дуга	Контактово-метаморфическая и контактово-метасоматическая в ассоциации с палингенной гранитной
Офиолитовый шов	—
Недеформируемая часть прогиба пассивной окраины	—
Осадочная терраса	—
Аккреционная призма	Глаукофан-сланцевая
Новый желоб	—

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
16. Ороген столкновения двух континентов, пассивной окраины с активной (гималайский тип)	Ранняя — поддвигания океанической коры
	Средняя — формирования покровов
	Поздняя

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Активная окраина континента андского типа	—
Желоб	«Дикого флиша»
Реликт абиссальной равнины	Крупнообломочная терригенная Флишевая Угленосная паралическая
Пассивная окраина континента	Угленосная лимническая (в аридной климатической зоне — терригенно-карбонатная красноцветная и соленосная) Терригенная и терригенно-карбонатная нефтегазоносная
Шовная зона — область столкновения и максимальных напряжений — область поднятия	Экструзии субщелочных гранитоидов
Область перехода от зоны столкновения к зоне незавершенного столкновения	«Дикого флиша» и крупнообломочная терригенная
Район шовной зоны — область продолжающегося образования покровов и шарьяжей	Терригенная
Область интенсивного осадконакопления — дельта реки и шельф	Аллювиальная Дельтовая
Реликт абиссальной равнины — «базальтовое окно»	Флишевая
Высокогорное плато	—
Горная цепь	Карбонатных брекчий
Предгорный прогиб	Крупнообломочная терригенная
Континентальное плато	—
Межгорные впадины	Аллювиальная

Основные типы структурных элементов земной коры	Стадии развития основных структурных элементов земной коры
17. Ороген столкновения двух континентов активными окраинами (кавказский тип)	Ранняя
	Средняя — формирования покровов
	Поздняя — образования орогена

Структурно-формационные зоны	Геологические формации
Активная окраина континента андского типа	—
Реликт абиссальной равнины	«Дикого флиша» и крупнообломочная терригенная
Активная окраина второго континента	
Шовная зона столкновения континентов и максимальных напряжений	Субщелочных гранитоидов
Переходная область к реликтам абиссальной равнины — зона надвигов во флишевых толщах	—
Реликты абиссальной равнины	—
Шовная зона главного надвига	—
Область поперечного поднятия	Субщелочных гранитоидов
Высокогорная зона надвигаемой плиты	Андезитовая и базальтовая
Межгорные речные продольные долины	Терригенная аллювиальная
Реликты абиссальных равнин	Терригенная Флишевая Аллювиальная и дельтовая субформации
Горный пояс на поддвигаемой плите	Латеритная в тропической и субтропической зонах Платобазальты

В. И. Попова [102], классификации формаций Н. П. Хераскова [140], Н. М. Страхова [124], В. В. Белоусова [6, 7].

Первые мобилистские исследования показали, что для интерпретации палеореконструкций, основанных на признании значительных горизонтальных перемещений земной коры и использовании новых геодинамических моделей, потребуются новые систематики геологических формаций. Ряд исследователей уже обращал внимание на некоторые формации, которые могут быть руководящими при палеотектонических реконструкциях [31, 41].

Приведенная выше систематика основных структурных элементов земной коры и их детальные геодинамические модели предусматривают стадийность развития и взаимопереходы от одного типа структурного элемента к другому. Подразделение же этих элементов на структурно-фациальные зоны позволяет наметить новую классификацию геологических формаций (табл. 4).

Автор понимает, что данная им классификация является первой попыткой, основанной на использовании системы мобилистских моделей; она далека от совершенства и ее следует рассматривать, скорее, как схему для дальнейших разработок. Тем не менее, по его мнению, дробность и детальность классификации необходимы для создания металлогенических моделей и анализа металлогенической зональности орогенов, так как только при детальном подходе можно научно обосновать критерии регионального и локального прогнозирования рудных месторождений.

Глава 5

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ АНАЛИЗЕ ЭВОЛЮЦИИ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ

После создания мобилистских геодинамических моделей они стали использоваться для новой интерпретации эволюции и глубинного строения важнейших складчатых поясов. В 1969 г. первые такие работы были выполнены Дж. Дьюи для Аппалачского каледонского орогена, а А. Митчелл и Г. Ридинг [220], создавая модели, дали соответствующее актуалистическое объяснение строению и развитию таких важнейших структур земной коры, как Японская островная дуга и окраинное море.

После этого было выполнено очень большое количество работ, в которых новые геодинамические модели тектоники плит были применены для анализа геологической истории и строения большинства структурных элементов земной коры на всех континентах и в переходных зонах от океанов к континентам [18, 42, 43, 59, 82, 87, 136, 146, 147, 157, 167, 174, 193, 194, 200 и др.]. Интересно отметить, что ряд иностранных авторов сделал попытку рассмотреть отдельные регионы нашей страны (например У. Гамильтон (1970 г.) — складчатый пояс Урала, М. Чуркин [173] — район Колымского массива), как западную границу Северо-Американской плиты. На русском языке была опубликована работа об эволюции Канадских Кордильер [82]. Наконец, автор образцовой в методологическом отношении считает работу Дж. Дьюи с соавторами [235], в которой дан обстоятельный анализ эволюции одного из сложнейших орогенических поясов планеты — альпийской складчатой системы.

В нашей стране первые палеотектонические реконструкции с позиций тектоники плит были выполнены Л. П. Зоненшайном для Центрально-Азиатского складчатого пояса, а затем им с соавторами для Тихоокеанского пояса [39, 40, 41]. Укажем на последовавшие затем работы В. С. Буртмана по Кызылкумам [18], Р. М. Деменицкой и др. [29] по арктическим и северо-восточным шельфовым морям нашей страны, А. Б. Дергунова и др. [30] по одному из районов Полярного Урала, С. Н. Иванова и др. [42] и М. А. Камалетдинова [43] по Уралу, П. Н. Кропоткина по Евразии, как составному континенту, Д. И. Мусатова [85, 86] по Енисейско-Туруханскому подвижному поясу и Южной Сибири, В. Е. Ханна [136] по Кавказу, работу автора совместно с Ю. В. Карякиным [59] по Зайсанской складчатой системе и др.

Несмотря на многочисленные работы, следует признать, что пересмотр эволюции и глубинного строения территорий нашей страны только еще начинается; предстоит выполнить очень большой объем аналитических исследований. Для дальнейшего развития геологоразведочных работ в основных районах следует применять наиболее совершенные из созданных мобилистских геодинамических моделей, иногда дать несколько вариантов интерпретаций, которые в ходе исследований с применением геофизических методов и бурения могли бы быть уточнены. Ниже автор в качестве примера применения геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры приводит анализ эволюции и глубинного строения Кавказского орогена, который был выполнен совместно с Ю. В. Карякиным и В. В. Олениным, а также анализ эволюции Зайсанской складчатой системы (совместно с Ю. В. Карякиным).

Заметим, что при создании палеорекоstructions наряду со стратиграфическими, палеонтологическими, петрографическими, геохимическими и другими критериями был использован

металлогенический критерий для определения генезиса отдельных геологических формаций и геодинамических обстановок, в которых они формировались. Поэтому в наш анализ эволюции и описание геологической истории включены ссылки на соответствующие типы месторождений полезных ископаемых (и их конкретных представителей), которые возникли в ходе геологического развития указанных регионов.

Это несколько необычно для анализа эволюции и палеотектонических реконструкций, однако позволяет одновременно рассмотреть и эволюцию важнейших структурно-металлогенических зон, что представляет особый интерес для специалистов, занимающихся изучением геологии полезных ископаемых, а также для геологов, проводящих геологоразведочные работы в указанных регионах.

Модель эволюции Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы ее металлогении

Тектоническое положение Зайсанской складчатой системы обусловлено ее расположением между каледонидами Казахской и Алтае-Саянской складчатых областей. Южная часть системы имеет четко выраженное северо-западное простирание, к северу она прослеживается геофизическими методами под покровом Кулундинской впадины, где меняет свое простирание на северо-восточное, далее выходит на поверхность, образуя Кольвань-Томскую герцинскую зону.

В пределах Зайсанской складчатой системы выделяют следующие основные структурно-фациальные зоны: Южно-Алтайскую, Рудно-Алтайскую, Калба-Нарымскую, Западно-Калбинскую и Жарма-Саурскую.

С позиции геосинклинальной теории в развитии Зайсанской складчатой системы выделяют четыре этапа: ранний, средний, поздний и конечный. Геосинклинальная модель развития Зайсанской складчатой системы по сути дела отрицает горизонтальные движения и основана на фиксистском понимании развития земной коры в процессе периодического опускания или воздымания относительно узких и протяженных структурно-фациальных зон системы по разграничивающим их глубинным разломам. С этими движениями связываются все процессы осадконакопления, а также проявления эффузивного и интрузивного магматизма. Горизонтальным движениям отводится либо второстепенная роль, либо о них вообще умалчивается. Однако несоответствие в развитии Зайсанской складчатой системы с общепринятой моделью геосинклинального процесса уже отмечалось некоторыми исследователями. В частности,

М. А. Севрюгиным [108] отмечено, что Калба-Чингизский глубинный разлом круто падает к юго-западу; он связывает это с надвиганием каледонид Чингиза на герциниды Калбы. В. П. Нехорошев (1966 г.) прямо говорил, что «...в целом Алтай надвигался на Калбу...» (с. 45) и далее: «Одной из основных причин глыбовых смещений, создавших палеозойские структуры Алтая, можно считать надвигание Сибирской платформы на прилегающие к ней складчатые зоны» (с. 103).

Предполагалось, что в раннем палеозое на земном шаре в области, где происходило формирование казахстанских складчатых структур (по палеомагнитным данным это было в низких широтах), существовали три основные литосферные палеоплиты — Сибирская, объединяющая Сибирскую платформу и приращенные к ней каледонские образования, Восточно-Европейская и Казахская, включающая каледониды Казахстана и байкалиды Уват-Ханты-Мансийского срединного массива, перекрытые мезозой-кайнозойским покровом Западно-Сибирской низменности.

Зайсанская складчатая система располагалась в сложной геотектонической обстановке сочленения двух литосферных плит — Сибирской и Казахской.

Относительное перемещение Восточно-Европейской и Сибирской платформ в течение палеозоя доказано П. Н. Кропоткиным [210] на основе палеомагнитных данных; Д. И. Мусатов [85], рассматривая разные варианты возможных причин расхождений между координатами древнего полюса регионов Сибири, делает вывод, что «...единственно возможным объяснением (восточного дрейфа докембрийского полюса и расхождения в координатах разновозрастных магнитных полюсов, вычисленных по коррелируемому толщам разных регионов) представляются крупные горизонтальные перемещения литосферных плит...» (с. 90). Он оценивает амплитуду горизонтальных перемещений Западно-Сибирской и Сибирской литосферных плит в 600—900 км.

Рассматривая геологическое строение Зайсанской складчатой системы, можно отметить, что мобильность ее отдельных частей в период развития была неодинакова. Выделяют два ореола широкого развития магматических пород — Алтайский и Саурский, расположенные в краевых наиболее мобильных зонах системы и включающие в первом случае Юго-Западный Алтай и северо-восточную часть Калбы, а во втором — Саур и Жарму. Геофизические данные указывают на то, что допалеозойский фундамент в пределах Алтая и Жарма-Саурской зоны приподнят. От каледонид Горного Алтая и Чингиза Зайсанская складчатая система отделяется узкими прогибами с резким нарушением базальтового слоя.

Анализ карты геологических формаций Восточного Казахстана показывает, что в пределах Зайсанской складчатой

системы выделены следующие основные формации: кремнисто-спилит-диабазовые, терригенно-известняковая, граувакковая, кварцевых кератофилов, флишоидная и флишоидная с туффидами, флишевая, андезито-терригенная («островная»), андезито-базальтовая терригенная, известняково-кремнисто-базальтовая, наземная морская угленосная, трахибазальтовая и трахиандезитовая, молассовая.

Из рассмотрения указанных формаций и геотектонических обстановок их формирования, приведенных в табл. 5, видно, что в пределах Зайсанской складчатой системы располагаются вблизи друг от друга формации, которые в современных бассейнах осадконакопления находятся на значительном удалении. Намечается определенная закономерность: ближе к каледонидам Казахстана и Горного Алтая лежат формации, характерные для современных активных окраин континентов, островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей (кварцевых кератофилов, андезитовая терригенная, андезито-базальтовая терригенная и т. п.), а в центральной части системы выходят фор-

ТАБЛИЦА 5

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ, В КОТОРЫХ ОБРАЗУЮТСЯ АНАЛОГИ ЭТИХ ФОРМАЦИЙ

Геологические формации Зайсанской складчатой системы	Геотектонические современные обстановки, в которых образуются их аналоги
Кремнисто-спилито-диабазовая	Срединно-океанический хребет
Терригенно-известняковая	Глубоководная впадина
Граувакковая	Островная дуга, верхняя часть глубоководного желоба
Кварцевых кератофилов	Активная окраина континента (кордильерский тип)
Флишоидная, флишоидная с туффидами	Глубоководная впадина, окраинное море
Флишевая	Глубоководная впадина
Андезито-терригенная (островная)	Островная дуга
Известняково-кремнисто-песчаная	Абиссальная океаническая впадина
Андезито-базальтовая терригенная	Островная дуга
Известняково-кремнисто-базальтовая	Абиссальная океаническая впадина
Наземная морская угленосная	Остаточные бассейны
Молассовая	Межгорные впадины

мации срединно-океанического хребта и абиссальных океанических впадин. Таким образом, Зайсанская складчатая система представляет собой сложную тектоническую «смесь» различных областей осадконакопления, первоначально располагавшихся на значительном удалении друг от друга, впоследствии тектонически соединенных между собой.

Центральная часть системы — Западно-Калбинская зона — сложена в основном кремнисто-спилит-диабазовыми породами, которые на всем протяжении вмещают многочисленные тела гипербазитов. Сходство гипербазитов современных океанических хребтов с гипербазитами древних эвгеосинклинальных зон неоднократно отмечалось [38, 39].

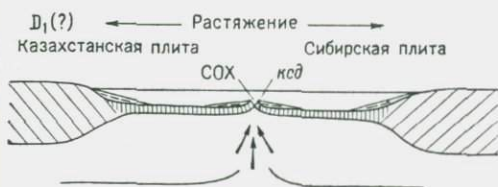
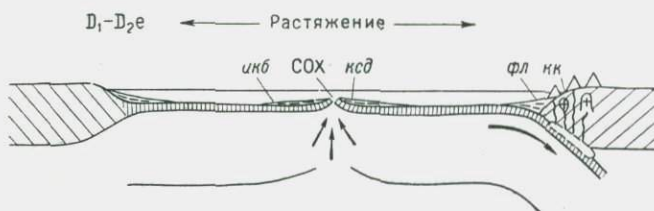
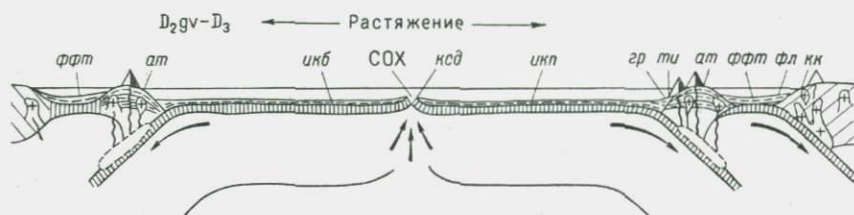
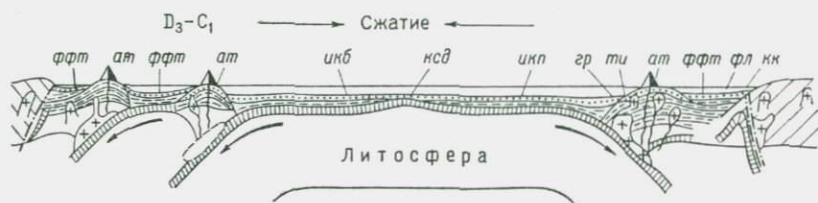
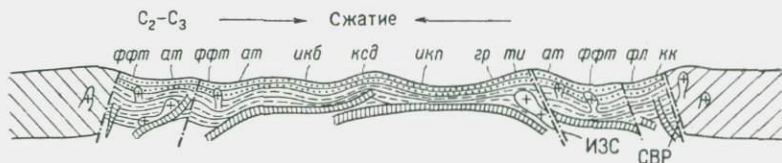
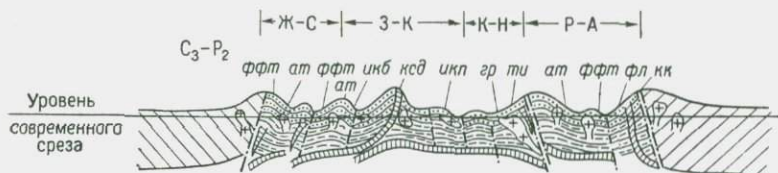
Данные об условиях залегания и вещественном составе пород позволяют сделать предположение о том, что гипербазиты Чарского антиклинория представляют собой продукт выжимания океанической коры древнего океанического хребта; внедрение ее происходило в пластичном (холодном) состоянии.

В пределах Зайсанской складчатой системы, видимо, находятся не одна, а несколько зон выдавливания океанической коры, к которым кроме чарских гипербазитов следует относить Маркакульский габбро-диабазовый и Прииртышский офиолитоподобный пояса. Первый из них протягивается параллельно Северо-Восточной, а второй — Иртышской зонам смятия. Однако в отличие от вмещающих пород — гипербазитов Чарского антиклинория вмещающими породами Маркакульского и Прииртышского поясов являются, с одной стороны, породы формаций глубоководных желобов, с другой — породы островной дуги или активной окраины континента. Кроме того, породы, слагающие оба пояса, в целом имеют основной состав с подчиненным количеством ультраосновных пород. Подобные пояса распространения основных и ультраосновных пород представляют собой индикаторы положения древних зон поглощения литосферных плит.

Используя изложенные мобилистские региональные геодинамические модели, можно предположить следующую историю развития Зайсанской складчатой системы (рис. 16).

Каледонский орогенез завершился образованием Казахстанского континента, а Сибирская платформа в то же время значительно увеличилась в размерах за счет причленения к ней Алтае-Саянской каледонской складчатой области. Эти континенты находились еще на значительном удалении друг от друга и были разделены океаническим бассейном, в центральной части которого был расположен срединно-океанический хребет. Окраины обоих континентов в это время были пассивными окраинами атлантического типа.

В конце эмского века началось поглощение литосферы у окраины Сибирской плиты, которое превратило ее пассивную окраину в активную окраину кордильерского типа и вызвало



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

активную вулканическую деятельность в Южном и Рудном Алтае; последняя в эйфельское время распространилась на всю территорию этих районов. На обширной площади вдоль границы Сибирского континента накапливались породы кварц-кератофировой формации. Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением гранитных и гранодиоритовых интрузий в раннепалеозойские породы континента.

Образование новых зон поглощения в живетский век повлекло за собой резкое изменение геотектонической обстановки на окраинах обоих континентов. Новая зона поглощения заложилась у окраины Казахстанского континента — на юго-западе Зайсанской складчатой системы, в Жарма-Саурской зоне. Поглощение литосферы в этом районе сопровождалось появлением островодужных комплексов пород, объединенных в андезитотерригенную островную формацию. Процесс поглощения сопровождался излиянием в подводных условиях лав андезито-базальтового, базальтового и андезитового состава. В тыловой части новообразованной островной дуги — окраинном море накапливались породы флишевой формации.

На северо-востоке Зайсанской складчатой системы также произошла перестройка тектонического режима — образовалась новая зона поглощения на границе Рудного Алтая и Калбы. Поглощение литосферы сопровождалось образованием системы глубоководный желоб—островная дуга—окраинное море, причем глубоководный желоб располагался на территории Калба-Нарымской зоны, о чем свидетельствует нахождение здесь граувакковой формации, которая накапливалась в верхней части глубоководного желоба и, по мнению большинства исследователей, являлась результатом размыва вулканокластических толщ, а островная дуга находилась на территории Рудного Алтая, так как именно здесь отмечено проявление вулканизма островного типа. Продуктами вулканизма в зоне Рудного Алтая являются в основном лавы андезито-дацитового состава, объединенные в андезито-терригенную островную формацию.

Вулканическая деятельность протекала как в подводных, так и в субаэральных условиях. В окраинном море формировались

РИС. 16. СХЕМА ПРЕДПОЛАГАЕМОГО РАЗВИТИЯ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (ЗСС).

1 — Алтае-Саянская каледонская складчатая область; 2 — Чингиз-Тарбагатайская каледонская складчатая область; 3 — океаническая кора; 4 — магматические очаги; 5 — вулканы с лавами: а — среднего состава, б — кислого состава; 6 — вулканогенно-осадочные и осадочные породы: а — девонские, б — каменноугольные; 7 — гранитоидные интрузии; 8 — разрывные нарушения; СОХ — срединно-океанический хребет; ИЗС — Иртышская зона смятия; СВР — Северо-Восточная зона смятия. Основные геологические формации ЗСС: *ксс* — кремнисто-спилит-диабазовая; *гр* — граувакковая; *кк* — кварцевых кератофиров; *ффт* — флишеидная, флишеидная с туффитами; *фл* — флишевая; *ат* — андезитовая терригенная («островная»); *икл* — известняково-кремнисто-песчаная; *ти* — терригенно-известняковая; *икб* — известняково-кремнисто-базальтовая. Структурно-фациальные зоны ЗСС: Ж—С — Жарма-Саурская; З—К — Западно-Калбинская; К—Н — Калба-Нарымская; Р—А — Рудно-Алтайская

породы флишоидной формации. Интенсивный динамометаморфизм, выразившийся в образовании кристаллических сланцев и гнейсов пород Иртышской зоны сжатия, ее тектоническая активность в течение всей истории развития Зайсанской складчатой системы, нахождение Прииртышского пояса массивов основных и ультраосновных пород в сочетании с интрузиями гранитов (калбинские граниты) свидетельствуют о весьма вероятном расположении древней зоны поглощения литосферы на границе Рудного Алтая и Калбы.

Центральная часть океанического бассейна — срединно-океанический хребет (Западно-Калбинская зона) — в течение всего нижнего и среднего девона оставалась местом нового образования литосферы. Ее магматизм выразился в подводном излиянии лав основного состава (кремнисто-спилит-диабазовая формация) и внедрении гипербазитовых интрузий.

Стадия сжатия Зайсанской складчатой системы (активное сокращение океанического бассейна) началась с верхнего девона. Срединно-океанический хребет, видимо, был законсервирован (возраст последних гипербазитовых интрузий датируется верхним девонем), однако зоны поглощения продолжают развиваться. Относительно быстрое сокращение площади океанического бассейна ведет к поглощению литосферы в Жарма-Саурской зоне. В процессе сдвигания Казахстанской и Сибирской литосферных плит островные дуги Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской зон причленяются к континентам. Осадочные и вулканогенные породы сминаются в складки, формируются надвиговые и меланжевые структуры, а при сжатии Чингизского и Алтайского микроконтинентов возникают зоны выдавливания океанической коры (зоны обдукции) в виде поясов метаморфизованных основных и ультраосновных пород (Чарский, Прииртышский и Маркакульский пояса). Тектонические напряжения, вызванные процессом сдвигания, обусловили региональный метаморфизм пестрых по составу осадочных и вулканогенных толщ Западно-Калбинской зоны, приведший в ряде случаев к палингенному выплавлению небольших количеств магмы, которая образовала мелкие интрузии и дайки различного состава.

Зайсанская складчатая система является классическим примером поясового распределения эндогенного оруденения. Рудные пояса здесь вытянуты в северо-западном направлении согласно общему плану простирающихся структур и совпадают с выделенными структурно-формационными зонами.

Рудно-Южно-Алтайский полиметаллический пояс протягивается на расстояние около 500 км. Породами, вмещающими рудные тела, являются кислые вулканиты и осадочные отложения. Руды характеризуются присутствием халькофильных металлов (медь, свинец, цинк), железа и некоторых других, наблюдаются ореолы гидротермальных изменений (серичитизация,

окварцевание), а также пиритизация вулканогенных и субвулканических пород.

Для района свойственно отсутствие крупных масс гранитоидов и широкое развитие даек и штокообразных тел диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, габбро-диоритов, диабазов и др. Месторождения обычно приурочены к участкам сопряжения разломов северо-западного и субширотного направлений, из которых последние секут структурно-формационные зоны.

В соответствии с мобилистскими геотектоническими моделями зоны поглощения литосферы являются, вероятно, основным источником магматизма и гидротермальных рудообразующих растворов. Генезис рудного вещества полиметаллических месторождений Рудного Алтая (как и месторождений типа Куроко), по-видимому, обусловлен мобилизацией металлов из океанической коры и осадков, захваченных в процессе поддвижения древней плиты на значительные глубины. Осадочные породы, содержавшие воду, являлись, вероятно, основным источником гидротермальных растворов.

Редкометальное оруденение Калба-Нарымской зоны связано со становлением калбинских гранитов. Оруденение Западной Калбы, по-видимому, сформировалось в конечную стадию сдвига Казахстана и Сибирской плит. Тектонические напряжения, вызванные этим процессом, привели в мобильное состояние поровые воды осадочных горных пород, которые являлись, очевидно, источниками гидротермальных металлосодержащих растворов. Эти же напряжения обусловили региональный метаморфизм пестрых по составу осадочных и вулканогенных толщ, приведший в ряде случаев к палингенному выплавлению небольших количеств магмы, которая в дальнейшем образовала мелкие интрузии и дайки различного состава. В результате метаморфизма металлы, содержащиеся в базитовых и ультрабазитовых формациях океанической коры, а также в вулканогенно-осадочных породах, были мобилизованы и переотложены.

Некоторые общие черты эволюции и металлогении Кавказского орогена

Кавказский ороген, сложенный в значительной степени мезозой-кайнозойскими, в меньшей степени палеозойскими и более древними породами, хорошо обнажен и изучен. В его пределах еще довольно интенсивно проявляются геодинамические процессы. Поэтому этот регион является хорошим объектом для применения геодинамических моделей и, в частности, для мобилистских моделей с позиций концепции новой глобальной тектоники.

Отметим, что кроме Дж. Дьюн и др. [235] с мобилистских позиций история геологического развития Альпийского пояса в целом и Кавказа в частности уже рассматривалась В. Е. Хаиным [136], Ш. А. Адамия [1] и другими исследователями.

В свое время интерпретация хода эволюции Кавказского орогена была предложена В. В. Белоусовым [5, 6, 7] в качестве эталона, который следует учитывать при анализе истории развития геосинклинальных поясов.

По В. В. Белоусову [7], Тавро-Кавказская геосинклиналь была заложена в раннеюрское время между Восточно-Европейской и Аравийской платформами. В мезозое она разделялась на Таврскую, Сомхетскую (Кафанскую), Триалетскую (Анатолийскую) и Главную Кавказскую интрагеосинклинали, Рионскую и Северо-Кавказскую парагеосинклинали и Араксинскую, Куринскую и Садонскую интрагеоантиклинали. Развитие геосинклинали в течение мезозоя шло при преобладании опускающей и расширении интрагеосинклиналей за счет интрагеоантиклиналей, так как почти повсеместно верхнемезозойские (главным образом верхнемеловые) отложения распространены шире, чем нижнемезозойские, а верхний мел во многих местах выходит за пределы интрагеосинклиналей и перекрывает интрагеоантиклинали. Третичные отложения в Тавро-Кавказской геосинклинали распределены совсем иначе. Они отличаются наибольшей мощностью там, где мезозой маломощен или отсутствует, и, наоборот, маломощны или отсутствуют там, где мезозой наиболее мощен.

Отмеченный характер размещения третичных и мезозойских отложений послужил основанием для предположения о том, что в мезозое и в третичный период в интрагеосинклиналих произошла частная инверсия, а по сторонам от центральных поднятий образовались новые прогибы.

Частные инверсии в различных интрагеосинклиналих наступали в разное время. В. В. Белоусов [7] для Тавро-Кавказской геосинклинали выделяет подстадии заложения и горообразования. К стадии заложения геосинклинали на Большом Кавказе отнесена нижняя юра, когда геотектоническое расчленение было более грубым, и на месте Главного Кавказского хребта был единый прогиб. В средней юре в результате появления новой Садонской интрагеоантиклинали прогиб разделился на две интрагеосинклинали. В подстадию горообразования в самом конце третичного периода и в четвертичном периоде геосинклиналь превратилась в горную страну. По мнению В. В. Белоусова [7], Тавро-Кавказская альпийская геосинклиналь может являться тектонотипом геосинклинальных поясов, так как при ее эволюции проявились все характерные для этих поясов закономерности: волновое развитие колебательных движений, общая и частная инверсии, образование центральных поднятий и крае-

вых прогибов, перемещение последних наружу и превращение их в передовые и межгорные.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [80] в истории тектонического развития Кавказа выделяли три основных этапа: догерцинский, герцинский и альпийский и считали, что Кавказская геосинклиналь развивалась по классической схеме эволюции орогенных поясов.

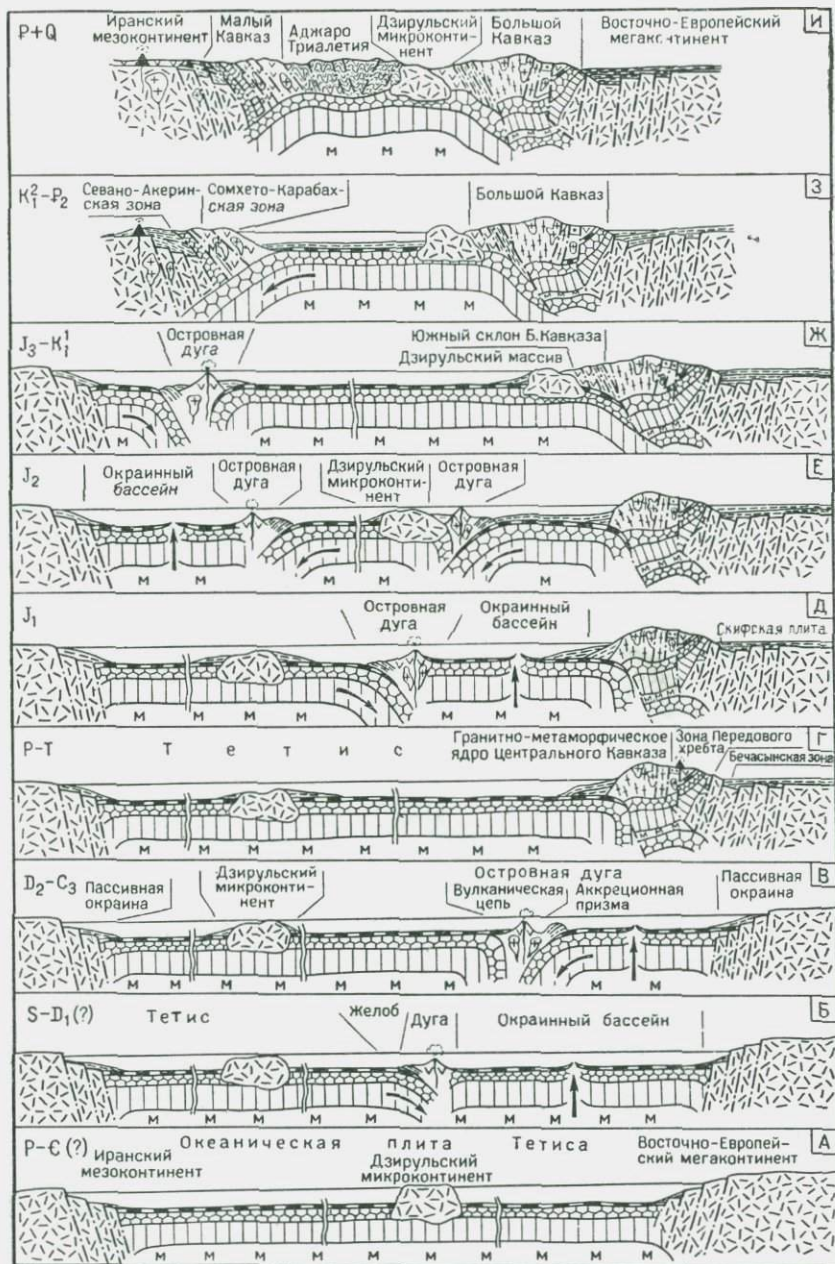
Дж. Дьюи с соавторами [35] предложил модель орогенического пояса, образующегося в результате столкновения литосферных плит, несущих континенты, дал анализ эволюции альпийской системы (включая Кавказский ороген) [235] и усовершенствовал модель столкновения континент—континент, по существу впервые показав необходимость применения объемных трехмерных моделей [183, 184].

О. Г. Сорохтин [119], рассматривая возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости, привел модель, объясняющую дивергентную складчатость, и высказал предположение, что эта модель может быть использована для интерпретации основных черт строения Большого Кавказа.

В. Е. Хаин [136] сделал попытку пересмотра представлений об условиях развития Кавказа на разных тектонических этапах в свете новых идей глобальной тектоники. Он наметил для каждого тектонического этапа положение зон с океанической корой и зон Беньофа и предположил, что как те, так и другие закономерно смещались в течение фанерозоя с севера на юг, от Южного Предкавказья до Южного Закавказья. В. Е. Хаин при анализе эволюции Кавказа использовал модель «сдвоенных» зон Беньофа, вдоль которых, как и в ранних моделях Л. П. Зоненшайна [38, 39], проявляется магматическая деятельность, но не происходит значительных тектонических движений, вызываемых дрейфом литосферных плит.

По мнению автора, правильная в общих чертах интерпретация эволюции Кавказского орогена дана Дж. Дьюи с соавторами [235], которые смогли это сделать только после того, как В. Питман и М. Тальвани [234] путем анализа магнитных аномалий и разрывных зон определили историю приращения Северо-Американской, Евразийской и Африканской литосферных мегаплит, сходящихся в бассейне Атлантического океана.

В результате критического изучения литературы и выполнения некоторого объема региональных исследований автор вместе с Ю. В. Карякиным и В. В. Олениным пришел к выводу, что кавказский сектор Альпийского складчатого пояса представлял собой область взаимодействия трех мегаплит — Восточно-Европейской, Африкано-Аравийской и океанической плиты Тетиса. Между ними располагалась серия мезоплит и микроплит, к которым отнесены Иранская и Турецкая мезоплиты и Дзирульская микроплита. Их взаимное перемещение



привело к образованию вблизи окраин древних континентов разновозрастных островодужных систем, которые в процессе развития меняли свою полярность и сталкивались с окраинами, превращая их в ряде случаев в активные окраины андийского типа.

Имеющиеся сведения позволяют предположить, что в раннем палеозое южная окраина Восточно-Европейского континента была пассивной окраиной атлантического типа (рис. 17, А). Докембрийский фундамент окраины был разбит разломами субширотного простирания на блоки, в пределах которых накапливались песчано-сланцевые толщи, например ниже-среднепалеозойская магерская серия в зоне Главного хребта Большого Кавказа, а также черные глинистые сланцы с нижнесилурийскими граптолитами в зоне Передового хребта.

В силуре — нижнем девоне на Большом Кавказе в связи с заложением зоны поглощения образовалась, по-видимому, палеозойская островодужная система (см. рис. 16, Б). Она своей фронтальной частью была обращена на юг, в сторону океана. Метаморфизованные до амфиболитовой фации остатки дуги занимают в настоящее время южную часть кристаллического ядра Большого Кавказа, формируя лабинскую серию амфиболитов, амфиболовых гнейсов и мигматитов [22]. Нижнюю, большую по объему, часть разреза серии слагают вулканогенно-осадочные породы среднего — основного состава, характеризующиеся, очевидно, собственно вулканическую дугу. Верхняя ее часть образована песчано-глинистыми флишoidalными отложениями, накопление которых, возможно, происходило в желобе или аккреционной призме дуги.

По аналогии с современными островодужными системами западной части Тихого океана островная дуга должна отделяться от окраины континента окраинным бассейном. Активный спрединг в этом бассейне должен был выразиться в формировании океанической коры. Действительно, океаническая кора геологического прошлого занимает вполне определенное положение в геологической структуре Северного Кавказа. Речь идет о герцинской «эвгеосинклинали» Большого Кавказа — зоне Передового хребта, где развита типичная офиолитовая ассоциация горных пород. Здесь практически наблюдаются все члены офиолитового комплекса. Прежде всего это выделенный Г. Д. Афанасьевым уруштенский комплекс пород — от серпентинизированных ультрабазитов через габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты до плагиогранитов, со спилит-диабазовой формацией (низы кызылкольской свиты), лавы которой имеют хорошо

РИС. 17. ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ КАВКАЗА.

1 — континентальная кора; 2 — трехслойная океаническая кора; 3 — верхняя мантия; 4 — островные дуги; 5 — гранитоиды; 6 — метаморфиты Большого Кавказа; 7 — пермские молассы; 8 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 9 — наземный вулканизм; 10 — разрывные нарушения

выраженную шаровую отдельность. Современная пространственная разобщенность членов офиолитовой ассоциации зоны Передового хребта свидетельствует, видимо, об интенсивных тектонических процессах, имевших место после ее образования; в них основную роль играли латеральные движения. Такое предположение подтверждается накапливающимися в последнее время данными о большой роли покровно-надвиговых структур в зоне Передового хребта [4, 76].

Металлогеническая специализация офиолитового комплекса зоны Передового хребта свидетельствует об образовании его в центрах расширения океанического дна. Среднедевонская вулканогенная толща пород включает в себя месторождения массивных сульфидных руд — Урупское, Худесское, Бескесское и Быковское. Руды представлены пластообразными, обычно согласными залежами сплошных сульфидов с наложенной медно-цинковой минерализацией, и ассоциируют с пропилитизированными вулканитами и гематитовыми яшмами. Аналогичным составом и структурным положением обладают хорошо известные рудные тела массива Тродос на о. Кипр [225], располагающиеся либо внутри толеитовых подушечных лав, метабазальтов или спилитов, представляющих собой второй слой океанической коры, либо между подушечными лавами и перекрывающими их пелагическими осадками слоя I.

Реверсия полярности островной дуги произошла, видимо, в начале среднего девона и повлекла за собой начало субдукции коры окраинного бассейна (см. рис. 17, В). С вновь образованной зоной поглощения, падение которой в отличие от предыдущей было направлено на юг, связаны толщи андезитового и дацитового состава, формирующие верхи кызылкольской свиты зоны Передового хребта. Глубоководный желоб располагался севернее предполагаемой островодужной системы. Поглощение коры в нем сопровождалось возникновением флишиодных толщ нижнего — среднего карбона. В начале верхнего карбона островная дуга, заложившаяся в девоне, вступила, видимо, в зрелую стадию развития. В это время в зоне Главного хребта образуется комплекс диоритов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, абсолютный возраст которых составляет 315—310 млн. лет [61]. Заключительная стадия эволюции островной дуги выразилась в формировании в ее пределах массивов нормальных гранитов позднекарбонного возраста (абс. возраст 300—290 млн. лет [61]).

На заключительных этапах развития островных дуг, когда мощность земной коры здесь значительно увеличивается, происходит образование гранитоидных массивов вместе с ассоциирующей с ними минерализацией гранитофильных элементов. К числу таких месторождений принадлежат редкометалльные месторождения и рудопроявления Улу-Кам, Кти-Теберда, Илипсар и др., связанные с гранитами зоны Главного хребта.

В пределах Северного Кавказа можно выделить два пояса развития метаморфических пород — северный зеленокаменный, протягивающийся на расстояние до 700 км с приуроченными к нему массивами гипербазитов, названный М. Н. Смирновой [117] Северо-Кавказским гипербазитовым поясом, и южный пояс пород амфиболитовой фации, который можно назвать Главнокавказским, простирающийся в современном виде на значительно меньшее расстояние.

Относительное движение девонской островной дуги на север, к окраине Восточно-Европейского континента, в конечном итоге привело к их столкновению и образованию зоны обдукции океанической коры окраинного бассейна на пассивную окраину континента (см. рис. 17, Г). Однако это столкновение не было полным — дуга столкнулась только с неровной, в плане выступающей частью окраины континента. В силу этого движение дуги на север прекратилось, а к юго-западу и северо-востоку от области столкновения остались участки с реликтовой корой океанического или промежуточного типа. К ним относятся Ейско-Березанский «трог» Северо-Западного Кавказа, просуществовавший до начала юры, и аналогичная структура в южной части Терско-Каспийского прогиба.

Наибольший интерес в геологическом и металлогеническом аспекте представляет собой область столкновения островной дуги с окраиной континента. Время коллизии определяется образованием на Северном Кавказе пермских красноцветных молассовых комплексов, так как столкнувшиеся части дуги и континента претерпели значительные вертикальные подвижки и были приподняты, в связи с чем на поверхность были выведены докембрийские и нижнепалеозойские породы краевой части Восточно-Европейского континента (Бечасынская зона) и фундамент островной дуги (гранито-метаморфическое ядро Центрального Кавказа). Поднятию подверглась и смежная с Бечасынской зоной область Ставропольского свода. Тем самым уже в это время были намечены основные черты Транскавказского поперечного поднятия.

Тектоническая обстановка этого периода развития Кавказского региона характеризуется сильным тангенциальным сжатием столкнувшихся структур и, как следствие этого, образованием значительного количества поперечных трансформных разломов типа рифт — зона субдукции, по которым, по-видимому, происходило внедрение интрузий гранито-порфирового состава и образование связанных с ними жильных кварц-полиметаллических месторождений. Разломы секут все образовавшиеся ранее геологические формации и проникают на окраину континента. Поэтому вмещающими породами месторождений и рудопроявлений указанной формации, к которой относятся месторождения Тызыл, Эльбрус, Чочу-Кулак и др., являются и

герцинские гранитоиды и кристаллические сланцы и массивы ультраосновных пород.

Собственно областью столкновения является зона Передового хребта. В период столкновения она подверглась наиболее сложной тектонической переработке, в результате чего в ее пределах сочетаются и перемежаются сейчас геологические формации, первоначально образованные в различной геотектонической обстановке — офиолитовая формация, сформировавшаяся в центрах спрединга окраинного бассейна, и туфогенно-вулканогенная и терригенная формации островодужной системы. Тектоническое совмещение этих формаций не могло произойти без значительных горизонтальных перемещений, которые выразились в формировании покровно-надвиговых структур. Вся зона Передового хребта имеет чешуйчато-надвиговое строение. В результате обдукции океанической коры окраинного бассейна в период столкновения тектоническое становление претерпели не только офиолиты, но и вмещаемые ими месторождения хромитов и массивных сульфидов кипрского типа.

После столкновения палеозойской островной дуги с окраиной Восточно-Европейского континента в раннеюрское время возникла зона поглощения океанической коры и начала формироваться островодужная система южного склона Большого Кавказа (см. рис. 17, Д).

Первые проявления вулканической деятельности островной дуги южного склона Большого Кавказа относятся к аалену. Спрединг в окраинном бассейне, располагавшемся севернее новообразованной дуги, привел к образованию толщ спилит-диабазового состава, массивов габброидов и серпентинитов. Тектонические линзы последних развиты вдоль линии Главного надвига Большого Кавказа [117].

Реверсия полярности этой островной дуги и столкновение ее с Дзирульским микроконтинентом произошли, видимо, в предбайосское время (см. рис. 17, Е). Геодинамическая обстановка того времени была очень похожа на ту, которая наблюдается сейчас на южном крае Лусонской островной дуги Филиппин, где реверсия полярности вызвана столкновением северной части этой дуги с о. Тайвань.

Коллизия юрской островной дуги южного склона Большого Кавказа с причлененной к пассивной окраине Восточно-Европейского континента девонской островной дугой произошла, видимо, в позднеюрско-раннемеловое время (см. рис. 17, Ж) и повлекла за собой закрытие окраинного бассейна, осадочные породы которого (толщи аспидных сланцев с диабазами) в ряде случаев тектонически переслаиваются с пластинами гранитов центрального ядра Большого Кавказа [75]. В это же время, видимо, были выдавлены чешуи серпентинитов вдоль Главного надвига Большого Кавказа. Относительное перемещение Дзирульского микроконтинента к северу в период столкновения

привело к тому, что располагающаяся между ним и девонской островной дугой часть юрской дуги была сдавлена и приподнята, в результате чего на поверхности оказались байосские вулканогенные толщи Гагро-Джавской зоны, в южной части надвинутые на микроконтинент. В связи с этим предполагается аллохтонное залегание байосских вулканитов на Дзирульском микроконтиненте.

Почти одновременно с заложением островной дуги южного склона Большого Кавказа вблизи северной окраины Иранского мезоконтинента также образовалась зона субдукции, которая повлекла за собой возникновение юрско-меловой островной дуги Малого Кавказа (см. рис. 17, Е). Интенсивное извержение лав андезито-базальтового состава привело к формированию толщи эффузивов мощностью до 3000 м. С юрскими вулканитами связаны колчеданные месторождения Чирагидзор, Кафан и др. Одновременно с поглощением литосферы в глубоководном желобе, располагавшемся севернее островной дуги, в активном окраинном бассейне происходила генерация трехслойной океанической коры, остатки которой обдуцированы в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа.

Можно предположить, что риверсия полярности островной дуги Малого Кавказа произошла в верхней юре (см. рис. 17, Ж). Следствием субдукции океанической коры окраинного бассейна явилось образование на Малом Кавказе вулканических толщ мелового возраста, с которыми связаны различные колчеданно-полиметаллические месторождения.

Время столкновения юрско-меловой островной дуги Малого Кавказа с пассивной окраиной Иранского мезоконтинента (см. рис. 17, З) определяется временем формирования офиолитового шва Севано-Акеринской зоны. По данным А. Л. Книппера [50], выдавливание офиолитов с образованием меланжевых комплексов произошло в конце неокома. Как и в Северо-Кавказском офиолитовом поясе, тектоническое становление вместе с офиолитами претерпели и хромитовые рудные тела, приуроченные к серпентинитовым массивам. Это месторождения, расположенные на побережье озера Севан,—Шонджа, Джил и др.

Процесс столкновения сопровождался серией трансформных разломов, видимо, типа рифт—зона субдукции, горизонтальное движение по которым в ряде случаев сопровождалось смещением отдельных частей дуги друг относительно друга. Такой разлом, очевидно, проходит вдоль линии г. Горис—г. Физули. Движение по нему привело к тому, что южнее г. Гориса пространство с океанической корой окраинного бассейна поглотилось полностью и на поверхность были выведены осадочные породы шельфа Иранского мезоконтинента, в то время как к северу от него кора была обдуцирована в виде Севанского офиолитового шва.

После столкновения с островной дугой окраина Иранского мезоконтинента приобретает черты сходства с современными окраинами андийского типа. Об этом свидетельствует интенсивная вулканическая деятельность в эоценовое время, сопровождавшаяся внедрением гранитов, с которыми связано образование медно-молибденовых месторождений Мисхана, Далидаг, Каджаран и др., по своему строению сходных с месторождениями медно-порфирового пояса Чили.

В соответствии с изложенной выше геодинамической моделью истории геологического развития Кавказа на его территории могут быть выделены следующие основные геотектонические единицы: пассивные окраины Восточно-Европейского и Иранского континентов, Дзирульский микроконтинент, реликты океанической плиты Тетиса (области Рионского и Куринского прогибов), а также участки отсутствия «гранитного» слоя в Черном море и в южной части Каспийского моря, девонская островная дуга Большого Кавказа, островные дуги южного склона Большого и Малого Кавказа, развитие которых происходило соответственно в юрское и юрско-меловое время, офиолитовые швы Передового хребта Большого Кавказа и Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, а также небольшие маэсивы серпентинитов вдоль Главного надвига Большого Кавказа [117].

Проведенный анализ геологической истории Кавказского региона с позиции тектоники плит показывает, что в этой части Альпийского складчатого пояса имеет место новый тип орогенов столкновения, названный нами кавказским [57]. В этом типе орогенов в отличие от гималайского типа окраины не одного, а обоих сталкивающихся континентов в процессе их сближения были активными.

Глава 6

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗА

Нетрудно заметить, что предложенные и описанные выше мобилетские геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры значительно лучше и полнее объясняют то, что тектоническая деятельность в верхних слоях земной коры сконцентрирована в основном в относительно узких зонах. Большинство современных активных вулканов и сейсмических областей приурочено к зонам, обрамляющим более обширные

асейсмические, лишенные проявлений вулканизма, области. Действительно, концепция новой глобальной тектоники — тектоники плит — прежде всего объяснила это упорядоченное распределение сейсмичности и вулканизма и показала, что оно связано с границами мобильных литосферных плит.

Мобилистские концепции лучше объясняют геодинамические процессы, протекающие в земной коре, чем геосинклинальная гипотеза. С помощью мобилистских геодинамических моделей удалось понять целый ряд фактов, которые не находили должного объяснения в рамках геосинклинальной гипотезы, и других представлений, основанных на признании лишь волнообразных колебательных движений земной коры.

Поэтому после рассмотрения предложенных мобилистской теорией геотектоники геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и примеров их использования для интерпретации эволюции и глубинного строения отдельных геологических регионов можно обратиться к геосинклинальной гипотезе и представлениям о процессах тектоно-магматической активизации, еще раз проанализировать и оценить их с новых позиций, высказать суждение о возможности дальнейшего использования огромного фактического и теоретического материала, накопленного при работах, базировавшихся на фиксистских гипотезах.

В адрес фиксистской геосинклинальной гипотезы уже делались критические замечания, когда предлагалось выделять несколько типов геосинклиналей и орогенов с позиций тектоники плит [41, 52], которые лучше, чем прежние модели, объясняли многообразие и сущность геодинамических процессов развития земной коры.

Было отмечено, что учению о геосинклиналях органически свойственны следующие существенные дефекты.

1. Учение о геосинклиналях базировалось только на геологии материков и практически не учитывало геологии океанов.

2. 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 прилежащих, несравненно более обширных территорий. В результате укоренилось, так сказать, «вертикальное» мышление, когда усилия и все внимание концентрировались только 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.

3. Учение о геосинклиналях представляет собой некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда наблюдаемых геологических явлений. Геосинклинали в умах геологов обычно мыслятся как объекты почти исключительно ископаемые, сами по себе, без их актуалистической интерпретации, т. е. без попыток найти им зримый аналог в современных обстановках [41].

4. Геосинклинальная гипотеза явно недостаточно учитывает роль горизонтальных тектонических движений в истории развития земной коры, так как она не дает удовлетворительного объяснения механизму формирования надвиговых, покровных и шарьяжных структур, а также зон интенсивных пликативных дислокаций. В 50—60-х годах «дискредитирующие» геосинклинальную гипотезу пояса надвигов и покровы часто отрицались. Структуры такого рода, закартированные в 30—40-х годах на более поздних геологических и тектонических картах не показывались, что нанесло большой ущерб дальнейшему развитию геологической теории и практики.

5. Хотя в рамках геосинклинальной гипотезы существуют термины «геосинклинальный пояс», «геосинклинальная зона», однако «геосинклинальная» модель геосинклинали не учитывает масштабы геодинамических событий и явлений, в частности не объясняет причины разной частоты и длительности тектонических стадий и фаз в отдельных складчатых поясах. Например, с позиций фиксизма на окраине мегаплиты Южно-Американского континента не объяснена причина отсутствия проявлений орогенеза в течение более 150 млн. лет в среднем и позднем палеозое, т. е. каледонской и герцинской эпох складчатости. И, наоборот, почему в альпийской складчатой системе в районах, прилегающих к Средиземному морю, только в течение мезозой-кайнозоя, т. е. почти за такой же период, выделяется не менее девяти фаз тектонических дислокаций.

С позиций мобилизма в первом случае окраина мегаплиты Южной Америки являлась пассивной, «волочащейся» в тыльной части плиты 1 порядка, или суперматерика Гондваны, в течение длительного периода, и геодинамическая обстановка с превращением ее в активную окраину изменилась лишь в мезозое с переменой направления движения плиты при распаде Гондваны; во втором случае частота тектонических дислокаций в альпийской складчатой системе вызвана многократными столкновениями мезоплит и микроплит, располагавшихся между Африканской и Евразийской мегаплитами.

6. Кроме надвигов, шарьяжей и других тектонических структур, образующихся в результате явных горизонтальных движений, с позиций геосинклинальной гипотезы, отрицавшей эти движения, оставались непонятными ряд специфических геологических формаций и образований, например таких, как «офиолитовая формация», «офиолитовый меланж», «олисторомы»,

«дикий флиш». В мобилистской геотектонике эти образования стали важными критериями для расшифровки эволюции и глубинного строения отдельных структурно-формационных зон складчатых областей, характерными породами, позволяющими успешно применять мобилистские геодинамические модели.

7. С позиций геосинклинальной гипотезы предполагается, что в раннюю стадию развития геосинклинали при преобладающих прогибании и опускании земной коры в отдельных ее зонах (в эвгеосинклинальных прогибах) происходят излияния основных эффузивов и образование офиолитовых формаций.

Изучение геологии дна океанов убедительно показывает, что базальты спилит-кератофировой формации и офиолиты формируются не в прогибах, а в срединно-океанических хребтах (в меньшей мере в окраинных морях и на окраинах островных дуг), имеющих грабен-горстовое строение. Механизм образования срединно-океанических хребтов и слагающих их офиолитовых формаций и созданные их геодинамические модели подкреплены данными палеомагнетизма, абсолютной геохронологии, палеонтологии, стратиграфии и петрологии.

8. В геосинклинальной гипотезе не нашлось должного места одному из ключевых с позиций мобилизма типов структурных элементов земной коры — островным дугам, в пределах которых происходит формирование земной коры переходного и континентального типа. Островодужные геологические формации наряду с офиолитовыми являются одними из главных составных частей орогенов и вмещают многие важные промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых. В. В. Белоусов в последней своей работе [11] структуры островных дуг рассматривает как особенность тихоокеанского режима окраин материков и правильно указывает, что этот режим характерен также для районов Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов в Атлантическом океане и Зондской островной дуги в северо-восточной части Индийского океана.

Один из главных недостатков геосинклинальной гипотезы состоит в том, что единая абстрактная модель геосинклинального пояса или зоны не может в должной мере объяснить сложность строения складчатых поясов и многообразие геодинамических обстановок, известных в настоящее время на земном шаре и существовавших в геологическом прошлом. Попытки выделения множества разновидностей геосинклиналей или их составных частей, а также многих стадий предполагаемого их развития не только не помогли, а, по мнению автора, лишь усложнили и запутали геосинклинальную концепцию. Например, в «Справочнике по тектонической терминологии» [122] приведено 68 разновидностей геосинклиналей, в числе которых альпийские, «базальтические», без автономной складчатости, внутренние, внутриконтинентальные, внутриокеанические, возрожденные, вулканические и др.

Следует признать, что для расшифровки геологических особенностей складчатых поясов более прогрессивными по сравнению с единой моделью геосинклинали были фиксистские представления М. Кея [47], который выделил восемь типов геосинклиналей (автогеосинклиналь, эпизевгеосинклиналь, миеосинклиналь, ортогеосинклиналь, паралиагеосинклиналь, лептогеосинклиналь, экзогеосинклиналь, зевгеосинклиналь) и описал соответствующие модели и геодинамические обстановки. Однако, как было показано [34], и этого количества явно недостаточно, чтобы объяснить разнообразие прогибов, образующихся на окраинах и в подвижных зонах литосферных плит, в пределах которых накапливаются достаточно мощные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, подвергающиеся при дальнейших столкновениях литосферных плит и пластин дислокациям и образующие сложнодислоцированные «геосинклинальные» комплексы. Дж. Дьюн и Дж. Берд [34] с позиций мобилизма в дополнение к семи типам геосинклиналей М. Кея добавили еще семь: миеосинклиналь, лептогеосинклиналь, кайнегеосинклиналь, идиогеосинклиналь, островную дугу, океанический желоб и малый океанический бассейн.

Как следует из приведенных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры (см. гл. 4), число структурно-формационных зон, являющихся прогибами и соответствующих частным геосинклиналям, может быть уточнено и увеличено. Например, в структуре островной дуги необходимо различать бассейн, расположенный на склоне к желобу, в котором накапливаются вулканогенно-осадочные толщи. Снос происходит с вулканической дуги и части аккреционной призмы, прилегающей к глубоководному желобу, которая слагается деформированными и метаморфизованными флишевыми и турбидитовыми толщами. К подобным структурам относятся предгорные прогибы на активных окраинах континентов андийского типа и прогибы, сопровождающие развитие трансформных разломов всех трех типов.

Уже указывалось, что геологи-тектонисты геосинклинальный процесс разделяли на две, три и четыре стадии. Для металлогенических целей Ю. А. Билибин выделял пять этапов развития геосинклинали: начальный, ранний, средний, поздний и конечный [13]. Однако еще в 1962 г. В. И. Смирнов отметил, что последовательность образования формаций магматических и осадочных пород в ходе превращения геосинклиналей в относительно стабильные складчатые территории нигде в полном объеме не проявляется. Часто можно установить два этапа: доскладчатый и соскладчатый, соскладчатый и послескладчатый или один послескладчатый этап [113]. Комплекс формаций магматических и осадочных пород геосинклинального цикла целесообразно разделить на серии формаций, характерных для развития опре-

деленных основных структурных элементов земной коры, в соответствии с разработанными геодинамическими моделями.

Анализируя современное состояние информации, касающейся термина «геосинклинальный», исходя из предложенных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и учитывая большое число разновидностей геосинклиналей или соответствующих им типов структурно-формационных зон, являющихся прогибами, автор пришел к выводу, что наилучшим вариантом для дальнейшего развития теории геотектоники и упрощения терминологии целесообразнее вообще отказаться от термина «геосинклиналь». В необходимых случаях под этим термином можно понимать зоны прогибания в подвижных зонах на окраинах и в пределах литосферных плит.

По мнению автора, в настоящее время одной из главных задач исследователей, а также геологов-практиков является пересмотр огромного объема накопленной геологической информации в свете достижений новой глобальной тектоники. Это даст возможность по-новому интерпретировать глубинное строение и эволюцию важнейших нефтегазоносных и горнорудных провинций и использовать разрабатываемые мобилистские металлогенетические модели для поисковых геологических критериев, которые помогут создать более совершенные прогнозные карты и повысят эффективность поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Мобилистские концепции и комплекс геодинамических моделей строения и развития земной коры, учитывающие вертикальные, горизонтальные и наклонные тектонические движения, естественно, полнее и точнее рассматривают и объясняют геодинамические процессы, протекающие в верхних оболочках Земли, и призваны способствовать лучшей интерпретации уже имеющейся и поступающей геологической информации.

Некоторые особенности новой интерпретации материалов с позиций мобилистских моделей. При составлении новых аэрогеологических и космогеологических карт полевым работам обычно предшествует значительный объем камеральных работ, во время которых используются все ранее известные данные. Аналогичным образом при переинтерпретации строения орогенов с применением региональных геодинамических моделей значительная часть этих работ может быть выполнена камеральным путем.

В процессе камеральных работ накопленный богатейший фактический материал (геологические и другие карты, разрезы и многочисленные виды информации вплоть до данных о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых и прогнозных карт) может и должен быть пересмотрен. Применение новых более правильных и детальных по сравнению с фиксированными мобилистских моделей развития основных типов структурных элементов земной коры поможет по-новому и

правильнее расшифровать глубинное строение и эволюцию многих перспективных районов, особенно складчатых поясов, лучше понять и объяснить закономерности размещения известных месторождений и со значительно большей научной обоснованностью наметить новые промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых.

Многие геологические материалы в процессе новой интерпретации могут не испытывать существенных изменений и явиться основой для ряда построений. В то же время трактовка отдельных их частей должна кардинально измениться. Например, значительные коррективы в эти материалы внесут представления об исключительно аллохтонном залегании офиолитовых и других геологических формаций, в частности островодужных, о широком развитии в определенных частях орогенов поясов надвигов, покровов и шарьяжей; найдут применение многие представления, вытекающие из концепции о наклонно-скупенном характере земной коры и значительных горизонтальных перемещениях литосферных плит и пластин при процессах формирования континентальной земной коры.

Представления о глубинном геологическом строении территорий и их эволюции могут быть приняты без особых изменений только в тех случаях, когда они не связаны с проявлением горизонтальных тектонических движений. Например, развитие отдельных блоков земной коры в процессе изостатических движений, другие геодинамические процессы и эндогенные режимы (значительная часть платформенных режимов и процессов магматической активизации платформ).

Однако для большей части фактических материалов, особенно касающихся строения и эволюции складчатых (орогенных) поясов, образовавшихся в результате значительных горизонтальных перемещений литосферных плит и пластин, потребуется серьезная переинтерпретация, и целый ряд построений, разработанных с позиций признания только вертикальных движений земной коры, должен быть отвергнут.

Полевые работы для проверки мобилистских трактовок могут проводиться по отдельным профилям и по простиранию важнейших структурных элементов. Во время этих работ необходимо также собирать материалы для выяснения условий формирования отдельных геологических формаций.

При разработке предварительной модели эволюции орогена и новой схемы тектонического районирования помимо геологических сведений большую помощь в определении прошлых геодинамических обстановок и процессов могут оказывать металлогенические данные.

Что касается геофизических материалов, то следует сказать, что предстоит еще большая работа по выработке методики их использования для успешной интерпретации строения и эволюции орогенов, так как методы расшифровки геофизических

ТАБЛИЦА 6

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОБЪЯСНЕНИЙ НЕКОТОРЫХ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ И ПОНЯТИЙ

С позиций фиксистой геосинклинальной гипотезы	С позиций мобилистских концепций
<p>1. Интрагеосинклиналь — геосинклинальный прогиб внутри геосинклинали, отличающийся большими мощностями слагающих ее отложений, соответствующими значительному прогибанию земной коры [12, 14, 195]</p>	<p>Прогибы с большой амплитудой опускания внутри и на окраинах литосферных плит, которые возникают в пределах различных типов структурных элементов земной коры: на континентальном склоне и у подножия пассивных окраин континентов; глубоководные желоба вблизи островных дуг и активных окраин континентов, выполненные турбидитами, флишем, серпентинитовым меланжем и олистостромами; прогибы, заполненные вулканогенно-осадочными толщами на склонах островных дуг; прогибы в орогенах столкновения типа островная дуга — континент и континент — континент, в частности реликтовые области с океанической корой, не вовлеченные в орогенез из-за того, что они оказались расположенными между выступами столкнувшихся мегаплит и мезоплит литосферы. За отложения интрагеосинклинали могут быть также приняты метаморфизованные песчано-аргиллитовые отложения аккреционных призм, слагающих нижнюю часть склона островных дуг, которые формируются в процессе многократного сучивания, дислокаций и метаморфизма океанических пелагических осадков, имеющих суммарную мощность, не превышающую 1 км</p>
<p>2. Интрагеоантиклиналь — внутреннее поднятие, имеющее протяженность несколько сот километров в длину и до десятков километров в ширину, отличающиеся меньшими мощностями отложений, чем в соседних интрагеосинклиналях, соответствующими меньшему прогибанию земной коры [14, 191]</p>	<p>Области прогибов, отличающиеся меньшими мощностями отложений, чем в соседних структурно-формационных зонах. Такие области могут существовать в пределах различных типов основных структурных элементов земной коры: на пассивных и активных окраинах континентов, в орогенах столкновения типа островная дуга — континент и континент — континент; на островной дуге — это структурно-формационная зона вулканической дуги и прилегающие к ней прогибы</p>

С позиций фиксистой геосинклиальной гипотезы	С позиций мобилистских концепций
<p>3. Эвгеосинклиаль — быстро опускающийся внутренний прогиб геосинклиальной системы, обнаруживающий высокую степень магматической активности как эффузивной, так и интрузивной; области, к которым почти исключительно приурочено распространение спилито-кератофировой и порфиритовой формаций, поясов гипербазитовых интрузий [12, 14, 191] (см. также эвгеосинклиальный режим, тихоокеанский режим окраин материков, океанические рифтовые пояса, краевые и средиземные моря, островные дуги первого и второго типа) [20]</p>	<p>Офиолитовая, спилито-кератофировая и порфиритовая геологические формации, характерные для эвгеосинклиалей; как показало изучение геологии дна океанов, образуются преимущественно в срединно-океанических хребтах, на их склонах и в зонах трансформных разломов, пересекающих эти хребты. Спилито-кератофировая и порфиритовая формации формируются, кроме того, в краевых частях окраинных морей и в начальные стадии развития островных дуг</p>
<p>4. Многоэосинклиаль — внешний прогиб геосинклиальной системы, обращенный к смежной платформе и отличающийся слабой магматической активностью [12, 14, 191] (см. также многоэосинклиальный режим, атлантический режим, атлантический режим окраин материков) [20]</p>	<p>Пассивная окраина континента или микроконтинента, расположенная на значительном расстоянии от срединно-океанических хребтов и островных дуг</p>
<p>5. Парагеосинклиаль — область, обнаруживающая неполное геосинклиальное развитие, которое не сопровождается ни частной инверсией, ни региональным метаморфизмом, ни гранитообразованием [12, 14] (см. также парагеосинклиальный режим [20])</p>	<p>При столкновении двух литосферных плит островная дуга или активная окраина континента может не достигать тыльной части пассивной окраины другого континента, где терригенные толщи могут оставаться слабо метаморфизованными</p>
<p>6. Срединные массивы — устойчивые древние ядра островных дуг или участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг них формировались геосинклиали; это остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклиальная прогибы данной складчатой области [216, 221] (см. также режим срединных массивов) [20]</p>	<p>Устойчивые древние ядра островных дуг или микроконтинентов, не подвергавшиеся значительным погружениям в процессе развития островных дуг и орогенов столкновения типа островная дуга—континент и континент—континент</p>

С позиций фиксистой геосинклинальной гипотезы	С позиций мобилистских концепций
<p>7. Инверсия, инверсионная стадия развития эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей — важный переломный момент в жизни геосинклинали, когда поднятия преобладают над опусканиями и меняется размещение областей поднятия и опускания; цикл заканчивается общим сводовым поднятием страны (стадия горообразования [12]); в инверсионную стадию развития эвгеосинклинального и миогеосинклинального режима на широких площадях проявляются частная инверсия, складчатость общего смятия, региональный метаморфизм, гранитный магматизм, разрывы [20]</p>	<p>Переход от осадконакопления к интенсивным деформациям накопившихся осадков («инверсионной» складчатости) происходит в определенных структурно-формационных зонах различных типов структурных элементов земной коры, в зонах сдвижения литосферы и поддвижении одной плиты под другую. Это один из характерных геодинамических процессов, сопровождающих горизонтальные перемещения литосферных плит и пластин.</p> <p>Наиболее интенсивным пликативным и дизъюнктивным (надвиговые) дислокациям подвергаются океанические пелагические отложения, накопившиеся на абиссальной равнине, а также турбидиты глубоководных желобов при поддвижении их под островную дугу или активную окраину континента андийского типа. Терригенные и терригенно-карбонатные толщи пассивных окраин (миогеосинклинальные) также подвергаются интенсивным деформациям в начальные стадии развития орогенов кордильерского типа, а также в орогенах столкновения типа островная дуга—континент при надвижении плиты с островной дугой на пассивную окраину континента. Интенсивные деформации проявляются также в определенных структурно-формационных зонах других орогенов, например в зонах обдукций, в зонах столкновений типа континент—континент. Региональный метаморфизм и дегидратация отложений являются неотъемлемой частью процесса скупивания литосферных плит, несущих земную кору переходного и континентального типа.</p> <p>Выплавление магм среднего состава на островных дугах и активных окраинах континентов происходит в результате поглощения серпентинизированной океанической коры подвигаемой литосферной плиты. Палингенные граниты выплавляются из отложений окраинных морей при закрытии последних в орогенах столкновения типа островная дуга—континент</p>

С позиций фиксистой геосинклинальной гипотезы	С позиций мобилистских концепций
<p>8. Эпигеосинклинальный и эпиплатформенный орогенный режимы, т. е. развивающиеся после геосинклинального и платформенного режимов. Считалось, что орогенный режим является неизбежным следствием и завершающей стадией геосинклинального развития [12, 14, 191]. В настоящее время накопились данные, которые заставляют изменить эту точку зрения и считать орогенный режим самостоятельным, который хотя часто и следует за геосинклинальным, но непосредственно из него не вытекает [20]</p>	<p>Орогенные режимы включают геодинамические процессы, происходящие при сдвигении литосферных плит и вызывающие возникновение орогенов типа островных дуг, зон обдукции, активных окраин континентов, зон столкновения островных дуг, островной дуги и пассивной окраины континента и зон столкновения континентов.</p> <p>Инверсионная складчатость, региональный метаморфизм, магматизм и другие геодинамические процессы, происходящие в перечисленных орогенах, проявляются дифференцированно в соответствующие стадии развития определенных структурно-формационных зон</p>

полей до сих пор базировались на фиксистских моделях слоисто-блокового строения литосферы. Поэтому в первую очередь предстоит осуществить переход к методике интерпретации геофизических данных с позиций представлений о ее наклонно-скупченном характере.

В табл. 6 автор сделал попытку показать, как с использованием мобилистских геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры можно объяснить некоторые наиболее важные и распространенные термины и понятия геосинклинальной гипотезы.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мобилистская геотектоническая концепция новой глобальной тектоники и созданные на основе ее принципов геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры позволяют по-новому с учетом значительной роли горизонтальных тектонических движений рассмотреть строение и эволюцию известных важнейших рудных и нефтегазоносных провинций и районов, лучше понять условия формирования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Охарактеризованные в первой части геодинамические модели существенно уточняют слабо разработанные с фиксированных позиций региональные геотектонические обстановки, в которых происходят формирование скоплений полезных ископаемых и их последующие ремобилизация и переотложение, а также условия, при которых месторождения, образовавшиеся в земной коре океанического и переходного типа, подвергаются при включении их в континентальную кору последующим тектоническим деформациям и выводятся на дневную поверхность.

Концепция новой глобальной тектоники и решаемые на ее основе проблемы прикладного плана имеют важную положительную черту — они подразумевают обязательное использование актуалистического метода исследования. Как геодинамические модели основных типов структурных элементов, так и разрабатываемые на их базе модели строения и эволюции нефтегазоносных и рудных провинций, а также модели условий формирования и размещения месторождений полезных ископаемых должны проверяться и совершенствоваться на основе исследований и сравнительного анализа современных геодинамических процессов и геотектонических обстановок, в которых они происходят.

Геодинамические модели строения и развития основных типов структурных элементов земной коры должны основываться на фактическом материале изучения проявлений этих структурных элементов на современном лике Земли. Исследования последних лет показывают, что при этом получают не только статические данные о положении структур в современную эпоху, но и динамические, что достигается прослеживанием структур по простиранию. Например, прослеживая по простиранию структуры островных дуг, удается увидеть разные стадии их развития. Некоторые современные островные дуги

являются более развитыми на участках максимального изгиба; в отдельных районах можно наблюдать островные дуги в реверсивных стадиях развития, начиная от заложения желоба в окраинном море с континентальной стороны дуги вплоть до полного закрытия этого моря и столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента. Такая картина отчетливо видна в архипелаге Бисмарка, где островная дуга Новой Британии в восточной части надвигается и закрывает Соломоново море, а в западной — надвигается на микроконтинент Новой Гвинеи, припаянный к северной части Индо-Австралийской плиты. Геодинамика указанных литосферных плит, по-видимому, определяется движением более крупной Тихоокеанской мегаплиты.

Другим примером могут служить рифтовые зоны, возникающие при расколе плиты с мощной континентальной корой. Эти зоны в северо-восточной части Африканской плиты обнаруживают постепенные переходы в межматериковые рифтовые зоны Красного моря и через хребет Аденского залива в срединно-океанический хребет Индийского океана. Разные стадии формирования орогенов столкновения континентов гималайского и кавказского типов можно наблюдать в Средиземноморско-Гималайском поясе, где Африканская и Индо-Австралийская плиты в общем поддвигаются под Евразийскую плиту.

Использование актуалистического метода не должно ограничиваться применением геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры для интерпретации строения и эволюции древних складчатых поясов и других структур континентов. Наибольшее значение он приобретает для исследования условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, т. е. для создания металлогенических и минерагенических моделей. Современные геодинамические обстановки на континентах и островных дугах, в которых наблюдаются как эндогенные, так и экзогенные процессы формирования скоплений полезных ископаемых, уже давно привлекают пристальное внимание. Теперь, когда для этих обстановок представляется возможность дать более достоверные, чем прежние, геотектонические интерпретации, интерес к ним должен еще более повыситься.

К числу таких геодинамических обстановок и процессов относятся в первую очередь вулканизм и термальные системы рифтовых зон (Африкано-Аравийская система), гидротермальные системы на островных дугах (Курильские острова и др.), активных окраинах континентов (Камчатка, западные штаты США, Анды) и на плитах с континентальной корой в зонах трансформных разломов типа рифт—рифт (Новая Зеландия), некоторые области в зонах столкновения континентов, где происходят субдукция плит и пластин с континентальной корой и смещение по трансформным разломам типа рифт—зона суб-

дукции (геотермальные системы Алжира, Италии, о. Челекен и др.).

В последние годы с большим интересом исследуются геодинамические обстановки, соответствующие с позиций геосинклинальной концепции ранним стадиям развития земной коры. Это обстановки, в которых происходят формирование океанической коры и начальные стадии развития континентальной коры. Большое значение для развития теории рудообразования вплоть до пересмотра отдельных ее положений имели выявление и детальное исследование металлоносных рассолов и осадков в рифтовой зоне Красного моря и на склонах срединно-океанических хребтов в Атлантическом и Тихом океанах. На океаническом дне еще не открыты месторождения хромитов, платиноидов и некоторых других промышленно-генетических типов. Видимо, это произойдет при изучении слоев 2 и 3 океанической коры в срединных хребтах и осложняющих их трансформных разломах.

Применяя геодинамические модели, в первую очередь, очевидно, можно полнее оценить региональные геотектонические, а также локальные тектонические факторы, определяющие позицию месторождений. Естественно, влияние разработанных геодинамических моделей на совершенствование магматических и других поисковых критериев будет проявляться в меньшей степени. Поэтому II часть работы посвящена разработке новых и совершенствованию известных тектонических критериев.

Глава 7

АНАЛИЗ РАЗМЕЩЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОСНОВНЫХ ТИПАХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Большое значение в познании геодинамических процессов и условий формирования месторождений полезных ископаемых имеют материалы о кайнозойских, а иногда и мезозойских структурах и месторождениях. Только после разработки моделей и опробировании их при анализе сравнительно молодых образований можно уверенно переходить к пониманию и переинтерпретации условий образования более древних структур и месторождений полезных ископаемых.

Однако было бы неправильным основываться только на актуалистическом методе исследования. Имеются определенные

данные, свидетельствующие о том, что по мере своего развития в ядре, мантии и верхних оболочках Земли происходил необратимый процесс крупномасштабной геохимической миграции и перераспределения химических элементов, что вело к изменению средних содержаний многих элементов в мантии и верхних оболочках, а следовательно, не могло не отразиться на изменении вещественного состава месторождений и проявлений минерализации в определенных геодинамических обстановках и геологической истории. Поэтому необходимо учитывать и специфику вещественного состава и условий формирования месторождений полезных ископаемых архейского и протерозойского возраста.

По мнению автора, для разработки новых региональных геотектонических и других поисковых геологических критериев в первую очередь необходимо провести анализ закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в различных типах основных структурных элементов земной коры и обобщить уже разработанные металлогенические модели.

В качестве основных фактических материалов, содержащих данные о генетических и промышленно-генетических типах месторождений, а также о конкретных месторождениях, использованы учебники [15, 63, 95, 116] и сводные работы [19, 23, 25, 27, 45, 70, 74, 104, 105, 126, 176, 188]. Результаты разработок мобилистских металлогенических моделей заимствованы из работ Э. Митчелла, Р. Силлитое и некоторых других исследователей [28, 41, 43, 62, 67, 71, 111, 112, 121, 123, 148, 166, 191—193, 200, 203, 218, 223, 241—245, 257], а также из работ автора [52—58].

Анализ карты месторождений полезных ископаемых мира, сводных работ, содержащих описание позиции и строения наиболее изученных месторождений, а также работ, посвященных их генезису (моделей формирования), с учетом геодинамических моделей, описанных в I части книги, позволил установить определенные закономерности размещения месторождений важных промышленно-генетических типов в основных структурных элементах земной коры. Результаты анализа и синтеза указанных материалов отражены¹ на рис. 1.

¹ На рис. 1 показаны только некоторые месторождения в мезозойских и палеозойских тафрогенных зонах и позиция эталонных месторождений в кайнозойских орогенах, а также некоторые важнейшие палеозойские и протерозойские месторождения, геотектоническая позиция которых и условия формирования в определенной степени уточнены с позиций теории глобальной тектоники. Поэтому на карте не отражены интракратонные и другие типы месторождений нефти и газа, железистых кварцитов и связанных с ними богатых месторождений железных руд, медно-никелевые с платиноидами и хромитов в расслоенных ультрабазитовых и базитовых плутонах, оловоносных гранитов и алмазонасных кимберлитов, связанных с тектоно-магматической активизацией в «горячих точках», месторождения угля, разнообразных видов нерудного и горно-химического сырья и многих других видов и промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых.

Достоверно установлена приуроченность редкометалльных тантало-ниобиевых и других месторождений, связанных с карбонатитовыми массивами, к рифтовым зонам. Примером современных вулканов, изливающих карбонатитовые лавы, является вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи Африкано-Аравийской рифтовой системы в Танзании [17].

Формирование промышленных скопления полезных ископаемых в карбонатитовых массивах, например тантало-ниобиевого оруденения, происходит, видимо, не в приповерхностной зоне, а на некоторых глубинах. Поэтому конкретные молодые месторождения этого типа можно наблюдать только после того, как карбонатитовые массивы подвергнутся эрозии.

К вскрытым эрозией редкометалльным месторождениям можно отнести месторождение Кайзерштуль миоценового возраста в Рейнском грабене. В одной из работ, включающей обобщение материалов по карбонатитовым месторождениям редких элементов [27], показана отчетливая связь комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов в восточной части Южной Африки с разломами современной рифтовой системы. Другая часть указанных массивов на западном побережье этого континента, видимо, имеет более древний возраст и сформирована в период открытия Атлантического океана.

Межматериковые рифтовые зоны. На современном лике Земли межматериковые рифтовые зоны представлены уникальным грабеном Красного моря и его продолжением через Баб-эль-Мандебский пролив в Аденском заливе. В этой геодинамической обстановке выявлены скопления горячих металлоносных рассолов и подстилающих их металлоносных осадков, имеющих большой интерес для понимания генезиса целого ряда промышленно-генетических типов стратиформных месторождений.

В 1948 г. на дне Красного моря были установлены аномальные соленость и температуры. Это привело к открытию трех впадин: Атлантик II, Дискавери и Чейн, металлоносные осадки и рассолы которых подверглись детальным исследованиям. Результаты их изложены в монографии [176]. В ней описаны металлоносные горячие (с температурой до 56°) рассолы и залегающие под ними на широких площадях (около 60 км²) во впадине Атлантик II ярко окрашенные илы и осадки, обогащенные в верхней части железом и марганцем. На некоторой глубине от поверхности дна впадины осадки содержат значительные концентрации цинка, меди, кадмия, свинца и серебра.

В 1969—1972 гг. исследование срединной рифтовой долины Красного моря привело к открытию следующих мелких впадин с рассолами (с севера на юг): Океанограф, Кебрит, Гипсовая, Вима, Нерус, Тетис, Вальдивия, Альбатрос, Шагара, Эрба, Судан, Суакни. В некоторых из этих впадин также установлены металлоносные отложения [161].

Изучение рассолов и металлоносных осадков из этих впадин показало, что их состав широко варьирует по сравнению с составом рассолов из впадины Атлантик II. В частности, во впадинах Кебрит и Океанограф установлены сравнительно холодные (с температурой около 20°) рассолы, обогащенные сероводородом, под которыми не наблюдается значительных количеств металлоносных осадков. В сульфидных фациях впадины Атлантик II при содержании цинка и меди соответственно в пределах 5—11 и 1,3—2,2% присутствуют свинец (1000—1800 г/т) и ртуть (1100—3100 г/т).

Имеются данные о том, что в бортах межматерикового рифта на континенте в миоценовых осадках расположены небольшие стратиформные месторождения марганца (Вади Лахами, Эрба), а также свинцово-цинковые месторождения (Умм Гхейг [212]; Абу Аиз, Джебель-эль-Русаз в Египте и Джабель Дайлан в Саудовской Аравии [224]).

Срединно-океанические хребты и окраинные моря. В последнее время срединно-океанические хребты и окраинные моря подвергаются интенсивным исследованиям [78, 164—166, 226 и др.]. Проведенные работы показали наличие на Восточно-Тихоокеанском поднятии в Срединно-Атлантическом хребте металлоносных осадков, во многом сходных с таковыми Красного моря. Они обогащены железом, марганцем, медью, цинком и в меньших количествах другими металлами. Кроме того, К. Бостром [165, 166] в осадках склонов срединно-океанического хребта Индийского океана и на Восточно-Тихоокеанском поднятии доказано наличие высоких концентраций урана, молибдена и ванадия.

Исландия представляет собой уникальное место, где современный срединно-океанический (Атлантический) хребет возвышается над уровнем океана. Исландия знаменита своими крупными гидротермальными месторождениями оптического кальцита (исландского шпата), залегающими среди основных вулканических пород.

При исследовании срединно-океанических хребтов, их склонов и прилегающих к ним абиссальных океанических впадин кроме указанных выше металлов (и исландского шпата в Исландии) пока не выявлено скоплений полезных ископаемых, которые могли бы быть приняты за эталонные для пород океанической коры, формирующейся в структурных элементах земной коры. Видимо, это дело ближайшего будущего. При целенаправленных поисках можно ожидать обнаружения таких скоплений.

Глубоководное бурение с судна «Гломар Челенджер», проведенное в срединной части подводного Атлантического хребта в районе Азорских островов, позволило получить некоторые данные о строении слоя 2 и верхней части слоя 3 океанической коры и показать, что оно идентично некоторым сравнительно

молодым образованиям офиолитовых комплексов океанической коры, выведенным на поверхность Земли в результате процесса обдукции (надвигания). В силу этого можно говорить о значительной потенциальной возможности нахождения в пределах слоев 2 и 3 океанической коры важных промышленно-генетических типов месторождений хромитов, платиноидов и других полезных ископаемых.

Пассивные окраины континентов и авлакогены представляют собой длительно развивающиеся структурные элементы земной коры, и выведение на поверхность сформированных в этих структурах месторождений полезных ископаемых может произойти через десятки и сотни миллионов лет после столкновения континента с островной дугой и активной окраинной другого континента или микроконтинента.

Рассмотрение карт размещения месторождений полезных ископаемых показывает, что к пассивным окраинам континентов приурочены крупные месторождения морских прибрежных россыпей алмазов (Южная Африка), титана в виде ильменита и рутила (Индия и Австралия), циркона, монацита, содержащего редкие земли, торий и уран (Индия, Траванкор), магнетита и титаномагнетита (Япония и др.). К этому же типу современных прибрежно-морских россыпей можно отнести и оловоносные россыпи Малайзии, развитые в тыльной части плиты, несущей Зондскую островную дугу. Эти месторождения хорошо проявлены, потому что залегают в современных четвертичных отложениях.

Другим еще более важным комплексом месторождений полезных ископаемых на пассивных окраинах континентов являются месторождения нефти и газа [55]. Они приурочены к мощным терригенным и терригенно-карбонатным невулканогенным толщам, сформированным в процессе медленного прогибания окраин литосферных плит, когда одновременно с карбонатным и терригенным материалом накапливаются значительные массы органического вещества. Такие скопления могут возникать еще на стадии межматерикового рифта, когда в осадочной толще вначале накапливается крупный кластический, а затем карбонатный материал с обильным органическим веществом, перекрываемый в дальнейшем эвапоритовыми толщами, образующими хорошие флюидонепроницаемые горизонты [232]. Накопление продуктивных нефтегазопроизводящих толщ продолжается и после накопления эвапоритовых толщ [159].

Месторождения нефти и газа на пассивных окраинах вскрыты глубокими скважинами. Их примеры многочисленны. Это месторождения Бразилии и США на атлантической окраине Южно-Американской и Северо-Американской плит, месторождения Нигерии и Анголы на атлантической окраине Африканской плиты, месторождения Северного моря; Индии и Австралии в южной части Индо-Австралийской плиты.

Свинцово-цинковые месторождения в карбонатных и терригенных отложениях являются третьим важным промышленно-генетическим типом скоплений минерального сырья, характерным для пассивных окраин и авлакогенов. Кайнозойские месторождения данного типа в пределах мегаплит, как правило, не выведены на поверхность. Однако среди мезозойских и палеозойских отложений известен целый ряд крупных и очень крупных месторождений, приуроченных как к пассивным окраинам, так и к авлакогенам (см. табл. 7).

Океанические глубоководные впадины. В последние полтора десятка лет выявлены и исследованы скопления железомарганцевых конкреций, содержащих кроме железа и марганца важные концентрации меди, никеля, кобальта и некоторых других элементов. Наибольшая часть выявленных скоплений железомарганцевых конкреций находится в океанических впадинах Тихого океана, однако они установлены также в Атлантическом и Индийском океанах.

Запасы железомарганцевых конкреций огромны. Многими странами и объединениями фирм ведутся интенсивные научно-исследовательские и конструкторские работы, направленные на создание методов и средств добычи конкреций.

Платформы и кристаллические щиты. На платформах и кристаллических щитах известно много месторождений полезных ископаемых разнообразных промышленно-генетических типов. Многие из этих месторождений, находящиеся в щитах и фундаменте платформ, сформированы в доплатформенную, т. е. в орогенную, стадию. Они здесь не рассматриваются, так как представляют собой продукты развития орогенических поясов.

К месторождениям собственно платформенной стадии развития земной коры относятся разнообразные экзогенные месторождения: месторождения выветривания (бокситов, каолинов и т. п.), разного генетического типа (аллювиальные, делювиальные и т. д.) россыпи золота, платины, олова и других полезных ископаемых. Примеры таких экзогенных месторождений хорошо известны.

Кроме экзогенных месторождений для платформенной стадии эволюционирующей земной коры, наступающей после становления орогенов заверченного цикла развития, характерен комплекс эндогенных месторождений, приуроченных к многофазным кольцевым щелочно-ультраосновным интрузиям, в центральных частях которых нередко проявлены карбонатиты.

Среди этого комплекса выделяют магматические месторождения титаномагнетитов (с перовскитом), апатитоносных нефелиновых сиенитов (Кольский полуостров), апатит-магнетитовых руд (Люлекоп в ЮАР, Сукулу в Уганде, Дорова в Родезии), гатчеттолит-пирохлоровые и колумбит-бастнезитовые (паризитовые) карбонатитовые месторождения (Мрима в Кении, Нкумба Хилл в Замбии).

Специфическими платформенными эндогенными месторождениями являются алмазоносные кимберлитовые трубки взрыва, широко развитые в Южной Африке.

Зоны трансформных разломов. В одной из последних работ А. Митчелл [224] показал, что известные впадины Красного моря, заполненные металллоносными осадками и горячими растворами, расположены на сопряжении структур осевой рифтовой долины с трансформными разломами, которые проявлены на дне моря в виде продолжения разломов, поражающих породы фундамента, слагающего побережья. С такими разломами имеют пространственную связь расположенные на египетском побережье Красного моря главным образом в отложениях миоценового возраста стратиформные месторождения цинка, свинца (Умм Гхейг, Абу Аиз, Джебель-эль-Русаз и Джебель Дайлан в Саудовской Аравии), а также месторождения марганца (Вади Лахама, Эрба). В этой же работе высказываются соображения о том, что распространение мезозой-кайнозойских карбонатитовых массивов, включающих разные типы минерализации, а также алмазоносных кимберлитовых трубок, контролируется зонами древних трансформных разломов фундамента Африканской платформы. Видимая связь с современными и кайнозойскими трансформными разломами наблюдается также в размещении некоторых эпитермальных ртутных месторождений Японии, Новой Зеландии и некоторых других районов. Имеется также сообщение о возможной генетической связи послераннемиоценовых месторождений сурьмы и ртути с интраконтинентальной зоной Чаманского трансформного разлома в Пакистане, а также о влиянии поперечных структур на изменчивость минерализации по простиранию в металлогенических поясах Андийского орогена [246, 247].

В дальнейшем при анализе металлогении орогенов эти данные о роли трансформных разломов в контроле размещения оруденения, вероятно, значительно преумножатся.

Островные дуги. Как следует из рассмотрения геодинамических моделей, островные дуги являются одним из основных типов структурных элементов земной коры, в которых происходит формирование земной коры переходного типа, т. е. стадийное преобразование океанической коры в континентальную.

В своем развитии энсиматические (заложенные на океанической земной коре) островные дуги проходят два основных этапа. Во время первого этапа (инверсионного) функционирует желоб со стороны океана и дуга постепенно мигрирует в том же направлении. Во время второго (реверсионного) этапа, после заложения нового желоба со стороны окраинного моря и отмирания периокеанического желоба островная дуга в процессе закрытия окраинного моря смещается в сторону континента и сталкивается с его пассивной окраиной. Каждый из этих этапов развития островной дуги может быть разделен на отдельные

стадии. Аналогично развиваются и энсиалические островные дуги — микроконтиненты, отделяющиеся от окраины основного континента в процессе рифтинга. Эти особенности развития островных дуг приходится в первую очередь иметь в виду при анализе размещения известных кайнозойских месторождений. Уже есть очень важные работы, в которых содержится анализ размещения месторождений полезных ископаемых на островных дугах [219, 222, 224, 198, 201, 202, 203, 204, 211, 214, 230, 239, 240, 248 и др.].

Следует заметить, что многие хорошо изученные рудные районы и месторождения энсиалической Японской островной дуги не могут быть приняты за эталонные для островных дуг, которые в своей большей части являются энсиматическими. Действительно, анализ эволюции Японской дуги и ее палеорекострукции [250] свидетельствует о том, что она развивалась в верхнем палеозое и мезозое, после чего имела довольно мощную земную кору. Известные в ее пределах палеозойские и мезозойские медноколчеданные и мезозойские пластовые марганцевые месторождения были сформированы, вероятно, еще в процессе развития земной коры океанического типа на склонах срединно-океанических хребтов или в окраинных морях, а мощные проявления субаэрального эффузивного и интрузивного кислого магматизма в меловой период, сопровождавшиеся дальнейшим преобразованием некоторых марганцевых месторождений, происходили, видимо, в тот период, когда соответствующие части островной дуги были воссоединены с континентом и являлись его активной окраиной.

Таким образом, образование перечисленных промышленно-генетических типов месторождений не может быть отнесено к островодужным условиям. В данном случае в условиях Японской островной дуги происходил следующий этап формирования этих месторождений — их тектоническое становление.

Рассматривая карту месторождений полезных ископаемых мира, а также учитывая представления, изложенные в указанных выше работах, можно прийти к выводу о том, что в современных энсиматических островных дугах, наиболее широко развитых в юго-западной части Тихого океана, имеются проявления минерализации магматогенно-гидротермального типа — меднопорфировые (с золотом), связанные с поздними фазами интрузий кварцевых диоритов, золото-теллуридные и золото-кварцевые в диоритовых и андезитовых породах. Представителем первого типа является очень крупное месторождение Пангуна на о. Бугенвиль островной дуги Соломоновых островов, а второго — месторождение Ватукула на островах Фиджи и кварцевые жилы с золотом в пределах штоков диоритов на о. Гуадалканал (Соломоновы острова). Из экзогенных месторождений весьма интересны латеритные бокситовые залежи о. Реннелл и небольшие россыпи золота, встречающиеся около

коренных золоторудных и меднопорфирового месторождений Пангуна.

В более сложных энсиалических островных дугах к указанным типам месторождений добавляются полиметаллические свинцово-цинково-медные типа Куроко, а также небольшие по размерам ртутные месторождения, контактово-метасоматические железорудные и меднорудные, самородной серы в пиритноносных залежах среди андезитовых вулканических и осадочно-вулканических пород. Кроме того, предполагают, что для ранних стадий развития энсиалических дуг характерны медноколчеданные с цинком месторождения типа Бесси, широко развитые в нижнемезозойских отложениях Японской островной дуги [222, 240].

Меднопорфировые (с золотом) месторождения относятся к важному промышленно-генетическому типу. Они содержат не только крупные запасы меди, но и очень крупные запасы золота. На разрабатываемом с 1972 г. месторождении Пангуна (о. Бугенвиль) запасы оценены [160, 187] в 900 млн. т руды с содержанием 0,48% меди и 0,56 г/т золота (т. е. более 4 млн. т меди и около 500 т золота).

Кайнозойская и позднемезозойская минерализация меднопорфирового типа известна на Филиппинских островах (месторождения Тоledo на о. Себу, Сипалей на о. Негрос, Санта-Томас и Кеннон на о. Лусон, Амекс-Нипон на о. Мариндук), на о. Тайвань и островах Рюкю. Большинство месторождений расположено в пределах штоков или верхних частей плутонов диорит-гранодиоритового состава, прорывающих толщи вулканитов [188].

Золоторудные месторождения. Одним из самых молодых месторождений этого типа является месторождение Ватукула (острова Фиджи) плиоценового возраста; оно представлено жилами с золотоносными сульфидами и теллуридами золота, ассоциирующими с разломами, осложняющими кальдеру, которая сложена андезитами, прорванными интрузиями монзонитов [222]. Аналогичные золоторудные месторождения третичного возраста часто встречаются на Филиппинских островах, например месторождения Акупан, Антамок, Лепанто Майн, северная часть о. Лусон. Они представлены низкотемпературными гидротермальными энаргит-лузонитовыми рудами, содержащими теннантит, пирит, самородное золото и серебро, а также теллуриды золота и серебра. Подобные месторождения вблизи небольших штоков диоритов сменяются, видимо, более высокотемпературными мезотермальными золото-кварцевыми жилами. Это наблюдается к юго-востоку от месторождения Лепанто Майн [188]; такие же золоторудные жилы встречаются среди метаандезитов на п-ове Хаураки (Новая Зеландия) и на о. Гуадалканал (Соломоновы острова). Вблизи коренных золоторудных месторождений часто встречаются россыпи [160, 222].

На энсиалических островных дугах с более мощной земной корой широко развиты важные в промышленном отношении колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куроко. Эти месторождения неогенового возраста занимают обширную область на о. Хонсю Японской дуги. Месторождениям типа Куроко в последние годы посвящена обширная литература [199, 221, 239, 240, 248 и др.], поэтому описание их не приводится. Отметим только, что в полиметаллических рудах этих месторождений содержатся высокие концентрации серебра и золота.

Хотя на других островных дугах Тихого океана пока не выявлено рудных районов, которые по масштабу минерализации могли бы сравниться с областью «зеленых туфов», однако рудопроявления подобного типа выявлены на Филиппинских островах и островах Фиджи.

На Филиппинских островах медные руды с цинком и свинцом выявлены в миоценовых вулканогенных бассейнах [188] в виде согласных и прожилково-штокверковых руд в лавово-агломератовых и туфовых сериях базальто-андезитового состава месторождений Барло, Эква и Пангасинан. На островах Фиджи известные рудопроявления с колчеданной полиметаллической минерализацией недавно были дополнительно исследованы, в результате чего установлено сходство морфологии и состава рудных тел с установленными для месторождений типа Куроко в Японии. На островах Фиджи наблюдалась полиметаллическая минерализация в виде штокверковых и трубообразных тел, массивных согласных залежей, ниже которых предполагаются залежи в неконсолидированных отложениях и сингенетичные залежи с тонкозернистой минерализацией [224].

На островных дугах с энсиалической корой на примере провинции «зеленых туфов» Японии наблюдается широкое развитие низкотемпературных гидротермальных золоторудных и золото-серебряных месторождений, связанных с вулканической деятельностью, которые имеют пространственную и временную связь с миоценовыми полиметаллическими месторождениями типа Куроко. В Японии эти месторождения располагаются, как правило, ближе к глубоководному желобу и имеют более молодой, плиоценовый возраст [203, 239].

Ртутные месторождения встречаются в основном в энсиалических дугах в областях активных или слабо эродированных вулканов. Месторождения, связанные с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками и имеющие небольшие запасы, известны в Новой Зеландии (Пуи-Пуи), на Филиппинских островах (Таебурос) и в Японии (Итомука).

Контактово-метасоматические (скарновые) железорудные и меднорудные месторождения, представленные магнетитовыми и магнетито-халькопиритовыми рудами, приуро-

чены к зонам контактов гранитоидных плутонов с известняками. Небольшие по масштабам оруденения и месторождения иногда с богатыми рудами широко распространены на Филиппинских островах, где связаны со штоками и апикальными частями батолитов кварц-диоритового состава, имеющих миоценовый возраст. К их числу относятся железорудные месторождения Илос Норте, Камачинг Булакан, Санта Инес, Ризал, Ларап и др. Среди медных месторождений наиболее известны разрабатываемые месторождения Исоу, Могног на о. Мариндакао, Бенжеп Эксплорейшен в Багуйо на о. Лусон, Масара Майн в Давао в восточной части о. Минданао [188]. Наиболее часто рудные залежи, несущие железорудную и медную минерализацию, приурочены к несогласиям между толщами обломочных пород и известняков вблизи контактов с крупными штоками кварцевых диоритов. Геотектоническая позиция этих штоков еще требует уточнения. Не исключено, что они могли внедряться в поздние этапы развития островных дуг при столкновении их с пассивными окраинами других мезоплит. На Японской дуге контактово-метасоматические месторождения не пользуются широким развитием. К числу важных промышленно-генетических типов месторождений островных дуг относятся месторождения самородной и пиритной серы, непосредственно связанные с современной вулканической деятельностью. Такие месторождения широко известны на островах Японии.

Значительный интерес представляют результаты недавно проведенных исследований скоплений латеритных бокситов на о. Реннелл. Это месторождение может быть принято за эталонное, как пример скоплений высококачественного алюминиевого сырья, формирующихся на островных дугах в современную эпоху. Остров Реннелл геоморфологически разделяется примерно на две равные части. Его юго-восточная часть длиной около 28 км и шириной 10 км полностью занята озером Тенггано, образовавшемся, возможно, на месте бывшего атолла. На дне озера выявлен и детально изучен слой геля гидроокиси алюминия, подстилаемый серыми, обогащенными пиритом глинистыми осадками. Предполагается, что гель гидроокиси алюминия был сформирован за счет выветривания и биогеохимической переработки бактериями вулканического туфового материала, поступавшего с расстояния до 200 км при извержении вулканов. В северо-восточной части о. Реннелл аналоги современных бокситоносных осадков на площади, примерно равной площади озера Тенггано, выходят в виде покровных отложений средней мощностью 2,5 м. Запасы бокситов на этой площади составляют около 25 млн. т со средним содержанием алюминия 47,68%, кремния 0,25% и окиси железа 18,36% [249].

Заметим, что о. Реннелл расположен на крайнем восточном окончании островной дуги, центральная часть которой расположена в области архипелага Луизиада (между Соломоновым

и Коралловым морями). Западная часть этой дуги столкнулась с микроконтинентом о. Новой Гвинеи и вошла в его состав. Вулканический пепел на о. Реннелл поступал от действующих вулканов соседней дуги Соломоновых островов.

Атолловые острова на вулканическом основании могут возникать и на плитах с океанической корой в областях глубоководных океанических впадин при магматической активизации, вызываемой деятельностью мантийных плюмажей. Следовательно, бокситовые месторождения подобного генезиса на континентах могут наблюдаться в результате происшедших процессов обдукции и тектонического становления как островодужных формаций, так и офиолитовых комплексов.

Зоны обдукции. Зоны обдукции (зоны надвигания океанической коры на островные дуги или пассивные окраины континентов) в металлогеническом отношении являются областями тектонического становления месторождений полезных ископаемых, сформировавшихся на дне океанов — в срединно-океанических хребтах и окраинных морях.

С породами, сформированными в срединно-океанических хребтах (а возможно, и в окраинных морях), ассоциируют три важных промышленно-генетических типа месторождений полезных ископаемых: месторождения хромитов, платиноидов и никеля, медноколчеданных руд и стратиформных марганцевых залежей.

Месторождения хромитов, платиноидов и никеля в ультрабазитах верхней мантии. К числу наиболее интересных в промышленном отношении и лучше изученных следует отнести месторождения Масинлок и Акойя в хр. Зембалес о. Лусон (Филиппинские острова). Месторождение металлургических хромитов Акойя представляет собой 20-километровый по протяжению пояс выходов расслоенных и деформированных ультраосновных пород, залегающих в основании массивов дунитов, которые выше по разрезу сменяются лерцолитами, саксонитами, троктолитами, норитовыми габбро, переслаивающимися с перидотитами и саксонитами. Хромитовые руды с рассеянной вкрапленностью пентландита и никелевых сульфидов представляют собой спорадические линзы и слои в дунитах.

Масинлокское месторождение, являющееся поставщиком тугоплавких хромитов, расположено в 10—12 км к востоку от месторождения Акойя в параллельной полосе выходов ультрабазитов: слоистых дунитов, перидотитов, саксонитов, оливниновых и норитовых габбро. Одна большая рудная линза и около десятка более мелких составляют пояс примерно 2,5 км длиной в серпентинизированных саксонитах на контакте с оливниновым габбро. Описанные месторождения сингенетичных хромитовых руд признаны несомненно сегрегационными. Возраст вмещаю-

щих ультрабазитов определяется как верхнемеловой — раннепалеогеновый [188].

К этому же типу месторождений хромитов относятся месторождения северо-восточной части провинции Ориенте (Куба), Гулеман и др. (Турция), хромитоносные массивы Албании, Югославии, Ирана и других стран [226], месторождения Урала (Кемпирсайский и Сарановский массивы).

Кроме стратифицированных линз и прослоев хромитов во вмещающих их ультрабазитах нередко наблюдаются промышленные скопления сульфидов никеля. На месторождении Акойя (Филиппинские острова) такие скопления залегают в серпентинизированных дунитах в неправильных кавернах.

Месторождения медных колчеданных руд в базальтовых подушечных лавах (кипрский тип). Общепризнанным эталоном медноколчеданных месторождений офиолитовых комплексов являются месторождения Тродосского массива (о. Кипр). Здесь рудные тела залегают в толентовых подушечных лавах, metabазальтах или спилитах, представляющих слой 2 океанической коры, или между пиллоулавами и перекрывающими их пелагическими осадками и турбидитами слоя 1. Последние по возрасту относятся к раннему палеогену или верхам мела. Медноколчеданные руды представлены массивными линзами пирита, содержащими халькопирит и небольшие количества сфалерита, марказита, галенита, пиротина, золота и серебра [222, 225].

К этому же типу месторождений относят месторождения Эргани Меден и Кьюре (Турция), Ален Маунтин (Калифорния) и Велесбек, Литл Бей и Тилт Кейв (Центральный Ньюфаундленд) [225]. Значительно метаморфизованными аналогами этих месторождений, видимо, является часть многочисленных каменноугольно-пермских месторождений в метаморфическом поясе Санбагава, а также метаморфизованные мезозойские (юрско-меловые) медноколчеданные месторождения зоны Симанто (Япония).

Пластовые марганцевые месторождения в кремнисто-эффузивных образованиях слоя 1 океанической коры. Небольшое по масштабу месторождение марганца Ла Лун в зоне обдукции известно в породах офиолитового покрова Новой Каледонии. О наличии небольших месторождений марганца, связанных с обдукцированными офиолитовыми комплексами, указано в одной из последних работ Э. Бонати [163]. Более крупного масштаба стратиформные марганцевые месторождения, связанные с кремнистыми осадками юрского возраста, известны в районе Токоро (Япония), где они обнаруживают определенную металлогеническую зональность, залегая на большем удалении от ультраосновных пород по сравнению с медноколчеданными месторождениями. На о. Хонсю в зоне фаций Ямагути и Татибу широко

распространены аналогичные юрским марганцевые месторождения пермо-карбонového возраста [248].

Для зон обдукции характерны и специфические типы месторождений полезных ископаемых, только им присущих. Это экзогенные коры выветривания силикатных никель-кобальтовых месторождений, эталонным представителем которых могут служить месторождения Новой Каледонии. Такие месторождения, открытые еще в прошлом веке, приурочены к крупным массивам ультраосновных серпентинизированных пород, которые в третичный период подверглись процессам латеритного выветривания. Верхние горизонты коры выветривания сложены железистыми латеритами, которые с глубиной сменяются гарнирит-серпентинитовой зоной с асболоном. Содержание никеля в гарниритовых рудах составляет 3—9%, а кобальта в асболовых рудах до 3—4%.

Орогены активных окраин континентов. Они формируются при поддвижении литосферной плиты с океанической корой под пассивную окраину континента, которая по мере развития магматической дуги в области призмы осадочных отложений («миогесосинклиналиного» типа) превращается сначала в ороген кордильерского типа, а затем при развитии более пологой зоны поддвижения — в ороген андийского типа.

Орогены активных окраин континентов являются областями весьма активной магматической деятельности и к ним приурочены многочисленные эндогенные месторождения разнообразных промышленно-генетических типов. Примерами орогенов данного типа являются современные орогены западных окраин Северо-Американской и Южно-Американской литосферных плит, а известные в их пределах месторождения соответствующих промышленно-генетических типов и металлогеническая зональность могут рассматриваться в качестве эталонных для структурно-фациальных зон активных окраин фанерозойских и протерозойских орогенов завершеного цикла развития.

Для орогена активной окраины на примере Андийского орогена [112, 247] характерна определенная латеральная металлогеническая зональность (от окраины в глубь континента), обусловленная закономерным поясовым расположением промышленно-генетических типов месторождений, описанных ниже.

Контактово-метасоматические железорудные скарново-магнетитовые месторождения. В прибрежной зоне Чили среди метаандезитовых пород неокома или на контакте тоналит-гранодиоритовых батолитов среднемелового возраста залегают месторождения Эльгарробо, Эль Тофо, Ромерал. Эти месторождения содержат до 100 млн. т и более 60-процентных магнетитовых руд. Иногда скарно-магнетитовые месторождения залегают в палеозойских известняках (месторождение Маркона, Перу) и батолитах, где форма рудных тел их обычно жиллообразная (месторождение Акари, Перу).

Кроме контактово-метасоматических месторождений в железорудном поясе Чили Ч. Парком [95] описано вулканогенное магнетит-гематитовое месторождение Эль Лако.

Медно-золоторудные и серебряные жильные месторождения. В Перу и Чили месторождения данного промышленно-генетического типа встречаются по периферии известково-щелочных батолитов юрского и мелового возраста. По вертикальной и латеральной протяженности и минералогии они четко отличаются от субвулканических проявлений [240]. Представителями медно-золоторудных месторождений в Чили являются Тамая, Карризал Альто, Ла Хигуэра и Брилладор. В Перу они расположены в области Акари.

Среди медных жильных месторождений выделяют два под-типа: а) халькопирит-актинолит-магнетитовые, в которых обычно в небольших количествах присутствуют уран, кобальт и молибден; б) халькопирит-пирит-спекуляритовые, содержащие часто промышленные концентрации золота [240].

Жильные серебряные месторождения залегают в пределах пояса батолитов юрско-мелового возраста среди известковистых пород. Серебро присутствует в виде сульфосолей и сопровождается небольшими количествами кобальта, никеля, свинца и цинка, жильным минералом является преимущественно барит (месторождения Ченарсилло, Аркверос, Хуантаяуа и др.).

Стратиформные месторождения рассеянных медных сульфидов (тип манто) представлены тонкой вкрапленностью халькозина, борнита и халькопирита обычно со значительным содержанием серебра в вулканических и вулканогенно-осадочных отложениях. В Чили эти месторождения залегают в вулканических толщах юрского, мелового и, возможно, раннетретичного возраста (месторождения Буэна Эсперанца и Эль Сальвадор). Эти месторождения встречаются в одном и том же поясе с меднопорфиоровыми месторождениями. Предполагают, что их рудовмещающие толщи комагматичны с пространственно связанными с ними гранодиоритовыми батолитами.

Медные месторождения, приуроченные к трубкам, выполненным турмалинизированными брекчиями, тесно связаны с гранодиоритовыми плутонами раннетретичного возраста. Рудоносные трубки встречаются группами (общим числом до 100) и расположены несколько западнее пояса меднопорфиоровых месторождений. Золото является важным попутным продуктом в этих трубках. Иногда среди кварц-турмалин-пирит-халькопиритового агрегата, цементирующего угловатые обломки вмещающих пород, присутствуют шеелит, вольфрамит и молибденит (месторождения Турмалиния в Перу, Кабеза де Вака, Сан Педро де Кахиуао и Диспутада в Чили).

Порфиоровые медные и медно-молибденовые месторождения. Всемирно известной провинцией меднопорфиоровых месторождений являются меднорудные пояса

Андийского орогена. В Чили находятся крупнейшие месторождения меди: Эль Тениенте, Лос Пеламбрес, Потрериялос, Эль Сальвадор, Чукикамата и Эль Эбра, а на юге Перу — Токепала, Куахоне, Квелавеко. Все эти месторождения содержат более 0,5—1 млрд. т руд, содержащих рассеянную вкрапленность и прожилки халькопирита, халькозина, борнита. Несмотря на низкое содержание в рудах золота и молибдена, эти два металла являются важными, попутно извлекаемыми продуктами. Меднопорфировые месторождения приурочены или к отдельным изолированным штокам, или связаны с поздними фазами плутонов гранодиоритового и кварц-диоритового состава. Иногда вокруг меднопорфировых месторождений встречаются ореолы свинцово-цинково-серебряной минерализацией. Установлено закономерное омоложение вмещающих интрузивных пород и оруденения в направлении с севера на юг: от палеоценового в Южном Перу до миоцен-плиоценового в Чили.

Стратиформные марганцевые месторождения в виде трех горизонтов окисленных марганцевых руд, переслаивающихся с подводными вулканогенно-осадочными отложениями мелового возраста, отмечены в пределах меднорудного пояса (месторождения провинции Коралл Квемадо в Чили).

Медно-свинцово-цинково-серебряные жильные и контактово-метасоматические месторождения расположены на фланге металлогенической зоны, включающей меднопорфировые месторождения. Полиметаллические месторождения этого типа в большом количестве встречаются в Западной Кордильере и Альтиплано (Перу) и затем прослеживаются через Боливийское Альтиплано на юг через хребты Пуну, Фронтальную Кордильеру и Пампин в Западную Аргентину. В Перу эти месторождения залегают среди известняков и других юрско-меловых морских осадочных пород, а также в вулканических и обломочных породах ранне- и среднетретичного возраста. В Боливии и Аргентине вмещающими обычно являются породы палеозойского возраста. Характерна приуроченность полиметаллических жильных месторождений к районам выходов небольших андезито-диоритовых, дацит-тоналитовых и адалеллит-кварц-латитовых штоков. Месторождения Квирувилка, Касапалка и Джулкани (Перу), Матильда, Лаврания и Ла Джойя (Боливия), Ла Конкордия и Фаматина (Аргентина) принадлежат к жильному, а Антамина, Яурикоча и Ферробамба (Перу) — к контактово-метасоматическому типам. На месторождении Морокача в Перу представлена как метасоматическая, так и жильная минерализация. Жильные месторождения чаще встречаются среди вулканитов, а метасоматические — среди известняков. Месторождение Сьерра де Паско (Перу) выражено трубкой гидротермальной брекчии, интродуцированной адалеллитовыми порфирами с медно-свинцово-

цинково-серебряной минерализацией, которые образуют неправильные тела и жилы в приконтактовой части массива адамеллитов, и, по мнению Р. Силлитое [244], напоминают месторождения порфирирового класса, к которому может быть отнесено также месторождение Сан Кристобаль (Южная Боливия), где брекчиевидные породы вмещают серебряно-свинцово-цинковую минерализацию. В указанных месторождениях полиметаллическое оруденение сопровождается высокими концентрациями кадмия, индия, селена и теллура, а также местами — олова, германия, висмута и ртути.

Все описанные промышленно-генетические типы месторождений исследователи обычно связывали с магматической деятельностью. Р. Силлитое [112] показал, что зональное размещение связано с поддвижением и поглощением океанической литосферы. Видимо, эти гидротермально-магматические месторождения характерны для орогенов активных окраин кордильерского типа.

Ороген активной окраины Северной Америки, послуживший эталоном для орогенов кордильерского типа [35], имеет более сложное строение по сравнению с Андийским орогеном. Предполагают, что во время мезозой-кайнозойского периода его развития произошло поддвижение и поглощение не одной, а двух литосферных плит. Кроме того, его строение, видимо, осложнено наличием жесткого массива плато Колорадо, образованием специфической провинции Бассейнов и Хребтов, несущей тафрогенные черты, наличием на окраине, по крайней мере, в течение кайнозоя, крупнейшего разлома Сан Андреас.

Видимо, поэтому в обобщающей работе по металлогении западных штатов США Дж. Нобла [231] подчеркивается, что в пределах Кордильерского орогена не наблюдается полосовой металлогенической зональности, которая могла бы коррелироваться со структурами земной коры. Тем не менее рассмотрение пометальных карт, составленных Дж. Ноблом, и карты полезных ископаемых мира [45] позволяет такую поясовую зональность различать. Так, наиболее крупные ртутные месторождения Нью-Идрия и Нью-Альмаден, так же как и Хуановелика в Чили, расположены в краевой части орогена, обращенной к склону.

Далее в глубь континента располагаются золоторудные месторождения, а также крупнейшие вулканогенно-осадочные месторождения бора Калифорнии (Крамер, Серлс Лейк); в Чили известны менее крупные их аналоги (Аскотан, Салинас Грандес). Здесь же располагаются небольшие по размерам марганцевые и железорудные месторождения.

Еще дальше размещается пояс меднопорфирировых месторождений Южной Аризоны, Юта Коппер, Бингем. При этом последние два месторождения имеют значительные запасы свинца и цинка.

В пределах этого пояса меднопорфировых месторождений и далее в глубь континента размещаются жильные и контакто-метасоматические свинцово-цинковые (с серебром, медью и золотом) месторождения (районы Кер д'Ален, Тинтик, Парк-Сити, Ледвилл, Гилмен). В пределах удаленного от окраины стабильного блока плато Колорадо размещаются урановые и урано-ванадиевые месторождения, а по окраинам этого блока уникальные и очень крупные кварцево-молибденовые (с вольфрамом) месторождения Кляймакс, Юрад, Квеста, отсутствующие в Андийском орогене.

Кроме перечисленных типов месторождений для орогенов активных окраин континентов, видимо, характерны также ртутные, медные и урано-ванадиевые месторождения.

Ртутные месторождения, представленные месторождениями Нью-Альмаден и Нью-Идрия (Калифорния, США) и месторождением Хуановелика (Чили), размещены преимущественно в краевых частях орогенов.

Медные и урано-ванадиевые месторождения представлены широко известными месторождениями плато Колорадо, залегающими в красноцветных толщах от пермского до мелового возраста, а также в более молодых сероцветных осадочных отложениях (с зонами пластового окисления). На плато Колорадо наиболее важными являются собственно урановые и урано-ванадиевые месторождения (Амброзия Лейк, Джекпайл, Шерли Бейсин, районы Лисбон Велли, Монумент Велли и Уайт Каньон Ураванского рудного пояса и др.). Известны и достаточно крупные скопления урано-медных руд (Хеппи Джек).

В Андийском орогене наибольшее развитие имеют медные и в меньшей мере урановые месторождения. Основная полоса развития медных месторождений находится в южной части Перу и в Боливии, где они занимают северную часть структуры Альтиплано. Большинство месторождений залегает в третичных красноцветных континентальных отложениях типа моласс, хотя в Перу (небольшие месторождения Негра Хуануша и Дона Базилио) и Аргентине медная минерализация данного типа встречается и в более древних (вплоть до пермо-карбонных) отложениях. Наибольший интерес представляют медные месторождения Боливии Коро-Коро, Чакарилла и Азурита-Куприта, из которых первое содержит богатые руды. Некоторыми авторами оно выделялось в особый тип месторождений — тип Коро-Коро с богатой стратиформной медной минерализацией в красноцветных песчаниках. Характерной чертой медных месторождений данного типа является пластообразная форма рудных тел, залегающих в горизонтах песчаников и конгломератов, которые несут следы воздействия рудоносных растворов в виде зон осветления. Оруденение представлено халькозином и самородной медью. Урановые стратиформные месторождения в том

же комплексе континентальных осадочных отложений располагаются в основном в северо-западной части Аргентины (Эль Сухо, Ла Рома-Сан Карлос, Тиногаста, Гуандакол, Талакасто, Косквин, Сьерра Пиртада [240]). Оруденение в них представлено настураном, урановыми чернями с небольшими примесями серебра и свинца.

Сопоставление геологического строения и эволюции западных окраин Северной и Южной Америки показывает, что орогенные пояса, развитые на этих окраинах, имеют сходный набор промышленно-генетических типов месторождений и латеральную, магматическую и металлогеническую зональность, которая выражается сменой металлогенических поясов и зон, обогащенных от океана в глубь континента ртутью, железом, медью, полиметаллами с серебром, вольфрамом и молибденом. Можно отметить лишь обогащенность Северо-Американского мезозой-кайнозойского орогена молибденом и ураном, хотя проявления данных промышленно-генетических типов известны в Южной Америке. Исключение составляет присутствие в Южной Америке пояса богатых оловянно-вольфрамовых и оловянно-серебряных жильных и оловянных порфирировых месторождений. По-видимому, различия в металлогенической характеристике могут являться критерием для отличия поздних стадий развития орогенов активных окраин, а также орогенов андийского типа от кордильерского типа.

Оловорудные месторождения Центральных Анд сконцентрированы в отчетливо оконтуренной металлогенической зоне, морфологически выраженной Кордильерой Реал, переходящей в Восточную Кордильеру Боливии.

Оловянно-вольфрамовые жилы (касситерит-вольфрамит-шешелит-кварцевые) приурочены исключительно к контактовым зонам батолитов и расположены в поясе шириной от 30 до 50 км в Кордильере Реал. Указывается мезозойский возраст этих месторождений, хотя для района батолита Квимза Круз установлен раннемиоценовый возраст [240].

Оловянно-серебряные месторождения находятся в Южной Боливии в поясе шириной до 150 км, который переходит в самую северо-западную часть Аргентины. Оловянно-серебряные месторождения (Авикая, Колквахака, Хуалуни, Морококала) приурочены к штокам субвулканических дацитов (до кварцевых латитов) и залегают в палеозойских осадочных отложениях. В южной части оловянно-серебряного пояса в жилах в промышленных количествах появляются сурьма и висмут. Находящиеся в этом же оловорудном поясе месторождения Ллалагуа, Оуро, Потоси и Чокая Р. Силлитое [240] предлагает выделять в новый промышленно-генетический тип месторождений — в оловорудные месторождения порфиривого типа, считая, что генезис их сходен с генезисом меднопорфирировых

месторождений. Основанием для этого, по его мнению, является штокерковая и тонковкрапленная форма оруденения и приуроченность его к зоне серицитового гидротермального изменения в субвулканических штоках поздне-третичного возраста.

Орогены столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов. Это наиболее поздние, заключительные стадии развития дуг, во время которых они включаются в состав континентальной коры. Хотя в длительной геологической истории данный тип орогенов был одним из важных в развитии земной коры, однако примеров этого типа орогенов молодого (кайнозойского) возраста сравнительно мало. К их числу относится Новогвинейский ороген, выделенный в отдельный тип и изученный А. Митчеллом [220] и Дж. Дьюи [35]. В его пределах известны меднопорфировые, контактово-метасоматические, скарновые меднорудные, медные стратиформные, а также гидротермальные золоторудные гидротермальные месторождения.

В Новогвинейском орогене столкновения значительный интерес представляет месторождение Маунт-Фьюбилайн (Ок Тэди), расположенное в северо-западной части территории Папуа о. Новой Гвинеи [160]. Месторождение приурочено к серии сложных гипабиссальных штоков мелкозернистых кварцевых диоритов и гранодиоритов плиоцен-плейстоценового возраста, прорывающих смятые в пологие складки тонкозернистые обломочные породы и известняки олигоцен-среднемиоценового возраста. Анализ геотектонического положения рудного поля показывает, что оно скорее всего приурочено к северной части пассивной окраины Австралийской плиты, так как вмещающие осадочные толщи представляют собой шельфовые осадки. Они детально изучены поисковыми нефтяными скважинами, которые на широких площадях вскрывают гранитный фундамент. К северу от складчатой зоны, вмещающей рудное поле месторождения Маунт-Фьюбилайн, наблюдается зона интенсивной складчатости и зеленосланцевого метаморфизма (горы Шатенбург); очевидно, это область шовной зоны, за которой следует пояс интрузий, имеющих возраст 12—15 млн. лет (ранний и средний миоцен), и метаморфизованных вулканитов и осадков (видимо, вулканическая дуга островодужной системы) и, наконец, еще севернее в районе разлома Фрида появляются пластины офиолитов и зеленосланцевых пород (возможно, породы аккреционной призмы островной дуги).

В пределах рудного поля месторождения Маунт-Фьюбилайн установлено несколько штоков гранодиоритового или кварцдиоритового состава площадью от 2 до 9 км². Однако только в пределах одного штока выявлена широко развитая медная минерализация, образующая промышленные скопления [160].

Основное рассеянное гипогенное медное оруденение залегает в интрузивном кварц-латитовом порфирировом штоке Фьюбилайн, имеющего форму цилиндра диаметром около 1 км.

Возраст интрузии по калий-аргоновому методу определен в 4,7 млн. лет. В центральной части штока находится кварцевое тело в виде некка размером 240×120 м. Сульфиды меди представлены гипогенными халькопиритом и борнитом и супергенными халькозином и ковеллином. Возраст наиболее поздней стадии гидротермальной деятельности составляет 1,2 млн. лет (плейстоцен). Примечательно, что, несмотря на очень молодой возраст оруденения, на месторождении отчетливо проявились окисление и частичное выщелачивание до глубины почти 300 м, ниже этой зоны залегает зона супергенного обогащения с содержанием меди до 1—1,5%.

Месторождение Маунт-Фьюбилайн представляет большой интерес для познания разных форм генезиса медного оруденения, так как в пределах месторождения кроме типичного меднопорфирового оруденения известны медное оруденение в скарнах и пластовая залежь массивных сульфидов.

Скарны, развитые вдоль контакта интрузивных пород с известняками, содержат пластообразную залежь высокосортной медной руды, ассоциирующей с магнетитами. Пластовая залежь массивных сульфидов мощностью 15 м приурочена к зоне надвига, развитого вдоль контакта известняков с кварцевыми песчаниками. Рудное тело с содержанием меди от 0,1 до 5% сложено пиритом, пирротином с магнетитом, халькопиритом, марказитом, галенитом и сфалеритом [160].

В пределах зоны столкновения островной дуги с пассивной окраиной на территории Папуа расположено еще одно значительное по масштабам месторождение — золоторудное месторождение Мороуб. По литературным данным это месторождение залегает в поясе метаморфизованных сланцев и филлитов толщи Каинды, прорванной массивом гранодиоритов Мороуб. Золотое оруденение на участках Уду Крик и Гольден Ридж пространственно тесно связано с близповерхностными порфировыми интрузиями дацитового и андезитового состава. Абсолютный возраст оруденения оценивается в 3,4—3,8 млн. лет, т. е. оно является позднеплиоценовым. Жильные зоны и жилы мощностью до нескольких метров содержат родохрозит, пирит, халькопирит, галенит, прустит, самородные серебро и золото. Золото низкопробное, из жильных минералов также присутствуют кварц и кальцит.

Орогены столкновения континентов. Они представляют собой складчатые пояса и сложные тектонические сооружения, возникающие при столкновении континентов с активными окраинами (кавказский тип) или при надвигании активной окраины одного континента на пассивную окраину другого (гималайский тип).

В Гималайском орогене развитие структур столкновения началось в нижнетретичное время, после того как Индийская

плита достигла Евразийской плиты и начала поддвигаться под ее активную окраину.

К сожалению, несмотря на грандиозность Гималайского орогена, поддвигающая зона которого проявилась на протяжении около 2500 км в длину и около 250 км в ширину, он еще остается мало исследованным. В его пределах установлены крупные гранитные плутоны, формирование которых началось после начала гималайской орогении, т. е. после поддвигания в третичное время. С этими гранитоидами связывают образование кварц-полиметаллических жил, а также привнос меди и сурьмы; указывается на оловоносность бедринатских гранитов [224]. Отмечено наличие в Чамольской известковой зоне Гарвальских Гималаев месторождений магнезита, образование которых связывают с движением растворов, обогащенных магнием вдоль Главного Центрального взброса.

Другие месторождения, например хромита, магнетита, самородной меди, связаны с офиолитовыми комплексами, тектоническое становление которых началось в раннюю стадию гималайской орогении (стадия столкновения). Имеются данные о наличии в покровных сооружениях пород несомненно островодужных формаций, что указывает на более сложное строение этого орогена, чем это представляется с глобальных позиций [35].

Орогены столкновения континентов и микроконтинентов гималайского типа, имеющие молодой возраст, видимо, достаточно широко известны в альпийском Тетис-Средиземноморском поясе. Однако их эволюция пока еще не ясна, и поэтому нельзя достоверно определить позицию известных месторождений полезных ископаемых в этой сложной геодинамической обстановке. Это является одной из ближайших задач.

Развитие тектонических структур Кавказского орогена по модели столкновения континентов началось в послемеловое время, после того как островная дуга Малого Кавказа, сформированная в юрско-меловое время, была надвинута на пассивную окраину Иранской мезоплиты. После этого началось сближение Иранской и Восточно-Европейской литосферных плит и дальнейшее закрытие океана Тетис.

Следовательно, для выяснения закономерностей размещения месторождений в орогенах столкновения кавказского типа необходимо в первую очередь рассмотреть особенности локализации на Кавказе скоплений полезных ископаемых третичного возраста, точнее начиная с эоцена и олигоцена.

С учетом данных, помещенных в сводной работе Г. А. Твалчрелидзе [126], в пределах Кавказского орогена выделяются следующие промышленно-генетические типы месторождений и скоплений полезных ископаемых: 1) скарновые и жильные месторождения молибдена и вольфрама иногда с мышьяком или сурьмой; 2) медно-молибденовые порфировые; 3) вулканоген-

но-осадочные марганцевые; 4) ртутные и сурьмяно-ртутные; 5) скарново-магнетитовые.

Кроме того, встречаются кварцево-полиметаллические жильные рудопоявления и мелкие по масштабу месторождения.

Скарновые и жильные молибден-вольфрамовые месторождения с мышьяком и сурьмой расположены преимущественно в зоне Главного Кавказского хребта, т. е. в пределах активной окраины Евразийской плиты. В их числе месторождения Тырныаузское, а также Кароби, Цана, Зопхито, Ноцара и др. В последнее время формирование Тырныаузского месторождения связывается с эльджуртинскими гранитами, а его возраст определяется в 13—14 млн. лет.

Медно-молибденовые порфировые месторождения Каджаран, Агарак, Мисхана, Далидаг, Дастакерт расположены в пределах Мисхано-Зангезурской зоны южной окраины Иранской плиты. Месторождения приурочены к батолитам и штокам гранодиоритового и монцититового состава, прорывающим эоценовые вулканогенные образования. Возраст медно-молибденового оруденения определяется как постраниоценовый.

Вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения представлены рудным полем Чиатурского месторождения, включающим собственно Чиатурское, Чхари-Аджаметское, Шкмерское и другие месторождения нижнеолигоценового возраста. Рудное поле расположено непосредственно в зоне столкновения на Дзирульском срединном массиве (микроконтиненте).

Ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения кайнозойского возраста имеют довольно широкое распространение на Кавказе. Одна из зон ртутных месторождений расположена в основном в пределах южного склона Большого Кавказа. Она прослеживается из горной Абхазии (Ахейское и Авадхарское месторождения) через Сванетию и Северную Осетию (Тибское месторождение) в горный Дагестан (Хнекское месторождение). Оруденение чаще всего залегает в терригенных отложениях юрского окраинного бассейна, иногда приурочено к структурам, согласным с общим простиранием орогена, но часто контролируется тектоническими нарушениями «антикавказского» простирания.

Вторая зона сурьмяно-ртутных месторождений расположена в пределах Приараксинской и Севано-Акеринской (Даррыдаг и др.) зон, т. е. располагается в краевой части южной активной окраины.

Небольшие по масштабу скарново-магнетитовые месторождения ассоциируют с габбро-диоритами, прорывающими меловые карбонатные отложения в Аджаро-Триалетской зоне (Дзамское месторождение), а также с гранодиоритами, коагматичными эоценовым туфогенным породам в Мисхано-Зангезурской зоне.

Кроме рудной минерализации Кавказский ороген столкновения континентов содержит месторождения нефти и газа. Они приурочены к реликтовым площадям океанической коры плиты

Тетис, к которой прежде всего относится Южно-Каспийский нефтеносный бассейн в восточной части орогена с эксплуатируемыми месторождениями Азербайджана и Туркмении. В последнее время нефтяные месторождения выявлены в Аджаро-Триалетской зоне, т. е. на западной площади океанической коры.

Об особенностях локализации некоторых важнейших фанерозойских и более древних месторождений полезных ископаемых. Анализ размещения скоплений полезных ископаемых в кайнозойских орогенах очень важен для лучшего понимания условий формирования многих важнейших промышленно-генетических типов месторождений, так как применение актуалистического метода исследований дает надежные результаты.

Однако не все типы месторождений, сформировавшиеся в кайнозойский период, доступны наблюдению и исследованию, так как иногда, например, для некоторых образований рифтовых зон офиолитовых формаций, сформированных на океаническом дне, осадочных толщ пассивных окраин и содержащихся в них полезных ископаемых, а также для некоторых эндогенных месторождений, например пегматитового генезиса, оказывается недостаточно 50—70 млн. лет для того, чтобы определенные геологические формации, а также скопления в них полезных ископаемых завершили свое тектоническое становление, были выведены на поверхность, эродированы на необходимую глубину и стали доступны наблюдениям.

Кроме того, нельзя полностью надеяться на актуалистический метод исследования, так как в истории развития земной коры, несомненно, происходили необратимые процессы. Поэтому при выяснении условий формирования раннефанерозойских и особенно протерозойских и архейских месторождений следует использовать также исторические методы исследования.

Если для орогенных структур при относительно быстрых (сантиметры и первые десятки сантиметров в год) горизонтальных тектонических перемещениях происходят сравнительно быстрые латеральные и вертикальные перемещения блоков земной коры, то для некоторых типов структурно-формационных зон, формирующихся в определенных геодинамических обстановках, требуется иногда 150—200 млн. лет для того, чтобы образования этих зон стали доступны наблюдению. Такими геодинамическими обстановками являются тафрогенные, в которых при наметившейся тенденции к раздвижению и медленному прогибанию и опусканию литосферных плит, особенно мегаплит, тектонические движения обратного направления, т. е. вертикальные перемещения, могут возникнуть только через очень значительный период времени.

Рифтовые зоны на континентах, представленные горстами, грабенами и вулканическими центрами раздвижения плит, в процессе своего развития через небольшой период времени могут дать обнажения на поверхности образований, возникших

в вулcano-плутонических центрах и в пределах горстов. Наоборот, образования грабеновых структур, возможно включающие разнообразные стратиформные скопления полезных ископаемых в терригенных осадочных отложениях и жильные, штокверковые и другие эндогенные проявления в фундаменте плиты, могут быть выведены на поверхность только после дополнительных перемещений и столкновений литосферных плит.

Срединно-океанические хребты — прямое продолжение раздвижения литосферных плит и процессов рифтогенеза, происходящих на океаническом дне, — также труднодоступны для наблюдения, несмотря на большую программу их исследований с помощью глубоководного бурения. Образования срединно-океанических хребтов вместе со скоплениями полезных ископаемых, возникающих в процессе их развития, — хромитовых, платиноидных и других месторождений в ультрабазитах, медноколчеданных в базитах и марганцевых месторождений в кремнистых отложениях нижних горизонтов слоя I океанической коры — в своей главной массе (на 80—90%) поступают в зоны поддвижения на «частичную» переплавку и возвращаются в верхние горизонты надвигаемой плиты, но в большей степени, очевидно, поглощаются астеносферой. И только небольшая их часть в результате «нарушения нормального механизма» взаимодействия литосферных плит, будучи сложенной более плотными образованиями, частично надвигается на более легкие и плавучие образования пассивных окраин континентов и островных дуг, включается в состав коры переходного типа или континентальной, затем после завершения тектонического становления выводится на поверхность. Может быть, поэтому метод актуализма и наблюдения над небольшими по масштабам завершившими свой цикл развития мезоплитами и микроплитами с обдукцированной океанической корой и верхней мантией не дает примеров месторождений хромитов и других сопряженных с ними полезных ископаемых, которые по своему масштабу могли бы сравниться с более древними палеозойскими месторождениями данного промышленного типа. То же относится и к структурно-формационным зонам пассивных окраин и авлакогенов и формирующимся в их пределах месторождениям полезных ископаемых.

Учитывая разную длительность циклов тафрогенеза и орогенеза для мегаплит, с одной стороны, и мезоплит и микроплит — с другой, можно сделать вывод, что для понимания процессов, происходящих на современных пассивных окраинах атлантического типа, может оказаться эффективным анализ некоторых пассивных окраин мезоплит и микроплит, например, в области Средиземноморья, где имеются плиты и блоки, уже прошедшие соответствующий цикл развития. Очевидно, при таком анализе следует уделять внимание не только мелким месторождениям, но и рудопроявлениям, учитывая, что геодинамические процессы на мегаплитах проявляются значительно сильнее,

ТАБЛИЦА 7

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВАЖНЕЙШИХ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные типы структурных элементов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны	Рудные формации и промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозойского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Рифтовые зоны континентов и плит с континентальной корой	Вулканические центры спрединга (тройные сочленения типа рифт—рифт—рифт)	Карбонатитовые а) ниобиевые и танталониобиевые (с редкими землями, ураном, торием, молибденом, иногда медью) б) апатит-магнетит-форстеритовые	Кайзерштуль (Рейнский грабен), Чилва (Малави), Мрима (Кения), Нкумба Хилл (Замбия), Сукулу (Уганда)	Байррейра (Бразилия), Ока (Канада)
Межматериковые рифты (тип Красного моря)	Срединная рифтовая зона (возможно, на сочленении с трансформными разломами типа рифт—рифт)	Рассолы и осадки, обогащенные медью, цинком, серебром, марганцем и другими металлами	Впадины Атлантик II и др.	
Срединно-океанические хребты	Склон хребта около рифтовой зоны	Магматические сегрегационные хромитовые (металлургические хромиты и огнеупоры) Никелевые сульфидные руды с платиноидами в ультраосновных породах Медные колчеданные руды в базальтовых подушечных лавах (кипрский тип)	Образование первичных скоплений, завершение формирования месторождений в зонах тектонического становления в зонах обдукций	
Пассивные окраины континентов	Грабены на склонах хребта	Марганцевые пластовые залежи в кремнисто-эффузивных толщах слоя I океанической коры		
	Прибрежная часть шельфа на пассивной окраине континента	Прибрежно-морские россыпи а) алмазов б) титана в) монацита (редкие земли, уран, торий) г) олова	Богенфелс, Оранвьемунд, бухты Спенсера, Людерриц и др. (Замбия, Южная Африка) Страдброк, Байрон-Бей (Австралия) Траванкур-Кочин (Индия) Остров Белитунг и др. (Индонезия)	Яригское
	Шельф и континентальный склон пассивной окраины континента	Месторождения нефти и газа	Бассейны Серджини-Алагоас (Бразилия), Пуэнт-Клеретт Батанга (Габон), Луанда, Тобиа (Ангола) Месторождения Австралии, Индии	Башкирия
		Свинцово-цинковые стратиформные месторождения в карбонатных отложениях	Умм Гхейг, Абу Аиз, Джебель-эль-Русаз (Египет), Джебель Дайлан (Саудовская Аравия), в миоценовых отложениях побережья Красного моря	В триасовых карбонатных отложениях Альп, Карпат, Балканского п-ова, Миргалимская, долины р. Миссисипи
		Стратиформные месторождения марганца	Вади Лахам, Эрба (Египет)	

Основные типы структурных элементов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны	Рудные формации и промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозойского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Авлакогены	<p>Области проявления вулканизма основного состава в раннюю стадию развития</p> <p>Центральные части авлакогенов, лагуна и шельф</p>	<p>Вулканогенно-осадочные стратиформные свинцово-цинковые</p> <p>Вулканогенно-осадочные стратиформные медно-свинцово-цинковые</p> <p>Угольные месторождения в паралических угленосных толщах</p> <p>Месторождения нефти и газа</p> <p>Урановые и золото-урановые стратиформные Жилообразные и линзообразные урановые залежи, иногда с золотом в обогащенных ураном толщах</p>	<p>Месторождения трога Бенуэ (пояс Зурак-Абакалики)</p> <p>—</p> <p>Мезозой-кайнозойские аналоги неизвестны</p>	<p>Сулливан (Канада), Хилтон (Австралия)</p> <p>Маунт Айза (Австралия)</p> <p>Донбасс</p> <p>Днепровско-Донецкая провинция</p> <p>Бляинд Ривер (Канада), Витватерсранд, Джибилука, Рейнджер, Кунгара, Набарлек (Северная Австралия), Релайанс, Сноудрифт (Канада)</p>
Островные дуги	Осадочная терраса, склон окраинного моря энсиматической дуги	Вулканогенно-осадочные стратиформные медные и медно-цинковые	Бесси (Япония)	Районы Абукума и Сангабава (Япония), Урупская группа, Худесское, Кызыл-Дере (Кавказ), Метамбре (Куба), Эргани Меден (Турция), Кидд Крик, Флин Флон, Фокс-Лейк (Канада)
	Глубокие горизонты вулканического пояса энсиматической дуги Аккреционные призмы и зоны обдукции	Гидротермально-магматические меднопорфировые с золотом Магматические хромитовые, платиноидов и титаномагнетитовые в ультрабазитах и базитах офиолитовых комплексов Латеритные никель-кобальтовые	Пангуна (о. Бугенвиль) Акойя, Маснилок, о. Лусон, Филиппины Остров Новая Каледония	— — —
	Рифовые постройки на вулканической дуге	Латеритные бокситовые	Остров Реннелл (Коралловое море), о. Бинтан, Индонезия	Северо-Уральский бокситовый район
	Вулканический пояс, склон окраинного моря и краевая часть осадочной террасы энсиматической дуги	Вулканогенно-осадочные стратиформные полиметаллические и медно-полиметаллические	Усинотай, Мотояма, Ханаока (Япония) тип Куроко	Фелизчай (Кавказ), Белоусовское, Березовское, Иртышское, Лениногорское и Зыряновское месторождения Рудного Алтая, Озерное, Холоденское (Северное Забайкалье); Хандизинское (Узбекистан), Рио-Тинто, Тарсис, Азналькольяр (Испания); Раммельсберг, Мегген (ФРГ); Анакон-Ледридж (Батерст-Ньюкасл, Канада)
	Вулканическая дуга и ее склоны	Золото-серебряные с теллуридами и золото-кварцевые	Кономаи, Титосе, Кусикино, Такатама (Япония)	—
	Глубокие горизонты вулканического пояса энсиматической дуги	Вулканогенные серные и серноколчеданные Плутоногенные гидротермальные полиметаллические с оловом, вольфрамом и молибденом	Мацуо, Хоробецу, Кусацусиране майн (Япония) Икуно, Акенобе (Япония)	— —

Основные типы структурных элементов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны	Рудные формации и промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозойского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Зоны обдукции	Офиолитовые пластины океанической коры, обдукцированные на континентальную кору (на пассивные окраины континентов, в шовных зонах орогенов) — стадия тектонического становления месторождений	Магматические сегрегационные хромитовые месторождения (металлургические хромиты и огнеупоры)	Гулеман и др. (Турция), хромитоносные массивы Албании, Югославии, Ирана	Кемпирсайский и Сарановский массивы (Урал)
		Никелевые сульфидные руды с платиноидами в ультраосновных породах	Акойя (Филиппины)	—
		Медные колчеданные руды в базальтовых подушечных лавах (кипрский тип)	Месторождения Трудоского массива (о. Кипр), Эргани Меден, Кьюре (Турция), Айлен Маунтин (Калифорния)	Велесбек, Литл Бей, Тилт Кейв (Нью-Фаундленд), зона Симанто и пояс Сангабава (Япония)
		Пластовые марганцевые месторождения в кремнисто-эффузивных породах слоя 1 океанической коры	Месторождения офиолитового комплекса Северных Апеннин	Зоны Ямагути и Татибу, район Такоро (Япония)
Активные окраины континентов кордильерского и андийского типов	Прибрежная кордильера	Контактово-метасоматические (скарновые) железорудные	Эльгарробо, Эль Тофо, Ромерал (Чили)	—
		Телетермальные ртутные	Нью-Альмаден, Нью-Идрия (США), Хуановелика (Перу)	Месторождение Южного Тянь-Шаня
		Медно-золоторудные и серебряные жильные	Тамая, Карризаль Альто (Чили), Ченарсилло, Аркверос (Чили)	—
		Меднорудные типа манто	Буэна Эсперанца, Эль Сальвадор (Чили)	—
	Осадочная терраса между прибрежной кордильерой и вулкано-плутонической дугой	Вулканогенно-осадочные борные, рассольные с литием и вольфрамом	Крамер, Серлс Лейк (США), Аскотан, Салинас Грандес (Чили)	—
		Медно-турмалиновые в эксплозивных брекчиях	Турмалина, Диспутада (Чили)	—
	Вулкано-плутоническая дуга	Плутогенные гидротермальные порфириновые медные и медно-молибденовые	Месторождения Южной Аризоны, Юта Коппер, Бингем (США), Чуккамата, Эль Тениенте, Рио Бланко (Чили); Мичикилли, Куахоне (Перу)	Алмалык (Узбекистан), Коунрад, Бошекуль (Казахстан), Эренгуин-Обо (Монголия)
		Гидротермальные жильные и метасоматические медно-свинцово-цинковые	Квирувилка, Касапалка (Перу), Матильда, Лаврани (Боливия), Ла Конкордия, Фаматина (Аргентина), Кер д'Ален, Тинтик, Парк-Сити, Ледвилл, Гилмен (США)	Садон, Эгид (Кавказ), Нерчинский район (Забайкалье), Канмансур, Замбарак, Карамазар (Таджикистан), Боорду, Актюз (Киргизия), Алтын-Топкан, Кургашинка (Узбекистан)
		Кварцево-молибденовые, молибдено-вольфрамовые	Кляймакс, Юрад, Квеста (США)	Бугданское, Жерекенское (Забайкалье), Шалгия, Коктенколь (Казахстан)

Основные типы структурных элементов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны	Рудные формации и промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозойского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Активные окраины континентов кордильерского и андийского типов	Осадочный бассейн межгорного или предгорного прогиба в аридной климатической зоне	Гидротермально-инфильтрационные и эпигенетические экзогенные урановые, урано-ванадиевые и медные в песчаниках	Плато Колорадо: Амброзия Лейк, Джекпайл, Пагуати Лисбон Велли, Ураванский пояс, Шерли Бейсин	—
	Внутренняя вулканоплутоническая дуга	Гидротермально-инфильтрационные и гидротермально-осадочные медистых песчаников и сланцев	Коро-Коро и др. (Боливия)	Медный пояс Замбии, Удокан, Джекказган
Орогены столкновения пассивной окраины континента с островной дугой	Надвигаемая островная дуга	Плутоногенные гидротермальные кварцево-вольфрамитовые жильные с шеелитом и касситеритом	Чохла, Чикоте-Гранде, Вилоко (Боливия)	Иультинское, Тенкергинское (Сихотэ-Алинь), Акчатау, Караоба, Верхне-Кайрактинское (Казахстан)
	Надвигаемая островная дуга	Плутоногенные гидротермальные грейзеновые и жильные, оловорудные и оловянно-серебряные	Потоси, Оруро, Ллаллагуа, Морококкала (Боливия)	Уч-Кошкон, Трудовое (Киргизия), Маунт Бишоф (Тасмания)
Окраина надвигаемой островной дуги	Окраина надвигаемой островной дуги	Гидротермально-инфильтрационные жильные и пластообразные золото-кварцевые с полиметаллами, связанные с малыми интрузиями основного и среднего состава	Моруб (Папуа, Новая Гвинея)	—
	Тектонический шов (обдукцированная офиолитовая пластина)	Магматические хромитовые, платиноидов, титаномагнетитовые в ультрабазитах и базитах, медноколчеданные в базальтах	Мелкие месторождения на о. Новая Каледония	—
	Глубокие горизонты пассивной окраины континента под надвигаемой островной дугой	Пегматитовые, грейзеновые и гидротермальные редкометалльные (олово, вольфрам и др.) в палингенных гранитах	Месторождения Малайзии, связанные с гранитами в триасовых толщах	—
	Осадочная призма пассивной окраины континента или авлакогена	Меднопорфировые, скарновые меднорудные и железорудные	Маунт-Фьюбилайн (Ок Теди)	—
		Возможны свинцово-цинковые в известняках, ртутные в терригенных толщах	Кайнозойские представители неизвестны	Три-Стейтс, юго-восточная часть шт. Миссури (США), Пайн Поинт (Канада), Жайрем (Казахстан)
		Нефти и газа в брахискладчатых структурах пассивной окраины	—	Месторождения Ирака и Ирана, Папуа (Новая Гвинея)

Продолжение табл. 7

Основные типы структурных элементов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны	Рудные формации и промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозойского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Орогены столкновения континентов				
а) гималайский тип	Зона покровно-шарьяжного строения (шовная зона)	Оловорудные, связанные с постколлизийными гранитами	Бедринатские граниты	Депутатское и другие Янской провинции
б) кавказский тип	Активные окраины континентов	Порфировые медно-молибденовые, скарновые молибдено-вольфрамовые ртутные, жильные полиметаллические	Каджаран (Армения), Тырныауз (Северный Кавказ)	—
	Поглощаемая плита с океанической корой	Вулканогенно-осадочные марганцевые Нефти и газа Угленосные бассейны	Чиатурское (Грузия) Азербайджан Грузия ?	Кузбасс

а следовательно, могут привести к формированию крупных месторождений. Это относится в первую очередь к скоплениям полезных ископаемых с фильтрационным источником рудного вещества. В меньшей степени это касается нефтяных и газовых месторождений, а в некоторых условиях может оказаться и неприменимым из-за разного масштаба процессов. Впрочем для нефти и газа это почти полностью компенсируется проникновением нефтяных и газовых скважин на глубины 5—7 км, т. е. на такие глубины, где в данных геодинамических обстановках залегают полезные ископаемые.

С другой стороны, следует отметить исключительную приуроченность к протерозойским авлакогенам некоторых уникальных и очень крупных месторождений золота, урана и полиметаллов, если к их числу отнести Витватерсранд, урановое поле Северной территории Австралии и месторождение Маунт Айза. Интересно, что ртутных месторождений в протерозойских авлакогенах пока не встречено.

Закономерности размещения промышленно-генетических типов месторождений в основных структурах земной коры показаны в табл. 7.

Глава 8

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Проблема генезиса месторождений полезных ископаемых является важнейшей проблемой геологии. Только правильное понимание происхождения месторождений обеспечивает уверенное прогнозирование, определение перспективных территорий для поисков новых месторождений, позволяет направлять геологоразведочные работы. Знание условий формирования месторождений во многом зависит от анализа объективных закономерностей размещения различных промышленно-генетических типов (геологические условия строения и развития определенных структур земной коры и их правильное объяснение).

Для некоторых полезных ископаемых и их промышленно-генетических типов месторождений условия формирования можно считать в достаточной степени выясненными, и прогнозирование, поиски и разведка становятся сравнительно простым делом. К ним можно отнести месторождения различных типов углей,

каолиновых глин, строительных материалов и др. Проблема генезиса таких месторождений решена.

Однако для подавляющего большинства полезных ископаемых те или иные стороны генезиса их месторождений выяснены недостаточно. Одна из главных причин этого — застой в развитии геотектонической теории. До сих пор теория не учитывала, как оказалось, очень важных, часто определяющих критериев, например, таких, как развитие складчатых поясов и значительные горизонтальные перемещения земной коры. Естественно, это не позволяло приблизиться к полному пониманию условий формирования многих промышленно-генетических типов месторождений, создать надежные металлогенические и минерагенические модели, т. е. подлинно научные основы прогнозирования, поиска и разведки месторождений.

С развитием теории новой глобальной тектоники и созданием геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры такие возможности появились. Рассмотрим, что нового вносят мобилистские геодинамические модели в понимание условий формирования месторождений полезных ископаемых.

Рифтовые зоны континентов. С рифтовыми зонами на континентах связаны карбонатиты, включающие крупнейшие месторождения ниобия, попутными компонентами которого являются тантал, редкие земли, радиоактивные элементы, иногда медь и молибден, а также месторождения апатита, магнетита, флюорита, возможно, флогопита.

С позиций концепции тектоники плит карбонатитовые массивы появляются в начальные этапы рифтообразования. Предполагается, что размещение карбонатитов и сопутствующих им в центральных частях платформ алмазонасных кимберлитов может контролироваться зонами древних трансформных разломов, так как только они являются сквозьлитосферными структурами. Именно вдоль плоскостей этих разломов, особенно в условиях растяжения, астеносферное вещество может двигаться к поверхности.

Пока трудно привести конкретные примеры, но автор уже высказывал соображения о том, что зоны рифтогенеза, выраженные поясами основных даек, их проявление в фундаменте платформ или в орогенах, завершивших цикл своего развития, могли явиться теми зонами тектоно-магматической активизации, которые иногда контролируют гидротермально-инфильтрационные урановые и урано-молибденовые месторождения [56].

Межматериковые рифтовые зоны. Эти зоны вмещают скопления металлоносных осадков и рассолов с высокими концентрациями марганца, железа, меди, цинка и серебра. Исследования рассолов и металлоносных осадков определили контролируемую роль рифтовой зоны как области раздвижения плит, в которой возможен подводный базальтовый вулканизм. Теперь

появляется все больше доказательств того, что источником указанных сидерофильных и халькофильных элементов являются базальтоидные породы рифтовой зоны. Подтверждают это также и сравнительно низкие концентрации свинца в металлоносных осадках. Условия формирования металлоносных скоплений на дне Красного моря нельзя еще считать вполне выясненными, хотя получены важные данные о разнообразии рассолов (холодные и нагретые, с высоким содержанием сероводорода и без него). В последнее время установлено, что положение впадин с металлоносными рассолами и осадками, так же как и стратиформных свинцово-цинковых месторождений в молодых отложениях на побережье межматерикового рифта, определяется поперечными трансформными разломами.

Срединно-океанические хребты. Со срединно-океаническими хребтами связаны хромитовые, никеленосные с платиноидами, медноколчеданные (кипрского типа) и стратиформные марганцевые месторождения. Все они залегают в офиолитовом комплексе геологических формаций.

Концепция тектоники плит и геодинамические модели кардинально изменили представления об условиях формирования офиолитового комплекса формаций и залегающих в них месторождений.

С позиций геосинклинальной концепции массивы ультрабазитовых пород, вмещающие хромитовые и никеленосные с платиноидами месторождения, являются проявлениями инициального магматизма в ранние стадии развития геосинклиналей в периоды их интенсивного прогибания. С позиции новой глобальной тектоники эти породы представляют собой образования, возникающие исключительно в срединно-океанических хребтах и, возможно, на сопряжении с пересекающими их трансформными разломами.

Аналогично ультрабазитам базальтовые толентовые подушечные лавы и спилито-кератофировые формации, принадлежащие слою 2 океанической коры, формируются также только в срединно-океанических хребтах и, возможно, в центральных частях окраинных морей (малых океанических бассейнов). Кремнистые отложения, вмещающие стратиформные марганцевые месторождения, залегают в третьей формации, составляющей триаду офиолитового комплекса, — в слое 1 океанической коры.

Все эти образования являются результатом вулканической деятельности в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, а концентрации меди, марганца, железа и повышенные концентрации сопутствующих никеля, кобальта и кадмия возникают в процессе выщелачивания их морской водой из горячей базальтовой магмы и пород подстилающего слоя верхней мантии.

Двумя главными компонентами металлоносных осадков, образующихся на склонах срединно-океанических хребтов у центров спрединга расширяющегося морского дна, являются железо

и марганец. Железосодержащие сульфиды в ассоциации с некоторым количеством меди отлагаются в виде медноколчеданных руд в базальтовых подушечных лавах. Как показали исследования металлоносных осадков Красного моря, у 26° с. ш. в Атлантическом океане и во впадине Бауэра около Восточно-Тихоокеанского поднятия, на склонах срединно-океанических хребтов могут образовываться также значительные скопления марганца в виде окислов и гидроокислов [163]. Анализ кайнозойских и мезозой-кайнозойских месторождений показывает, что эти скопления обычно залегают в основании кремнистых осадков, что в свое время было основанием для выделения так называемой отдаленной марганцевой рудной формации.

В железо-марганцевых конкрециях, имеющих гидрогенное происхождение, отношение между содержанием железа и марганца не выходит за пределы 2:1—1:2. В гидротермально-осадочных скоплениях оно варьирует в широких пределах (10:0,1). Предполагают, что это вызвано сильно действующим фракционированием этих элементов при их отделении в металлоносные растворы [163].

На основе исследований месторождений, залегающих в метаморфизованных палеозойских толщах, японские геологи предположили, что подводный основной вулканизм в Юго-Западной Японии интенсивно развивался в ранней и средней перми в зоне Синбагава и сопровождался формированием согласных медноколчеданных залежей, а пластовые марганцевые месторождения возникали в зонах фаций Ямагути и Татибу в районах, удаленных от вулканических центров [248]. Аналогичное закономерное расположение пластовых марганцевых месторождений относительно медноколчеданных месторождений отмечено для юрских образований о. Хоккайдо. Медноколчеданные месторождения здесь залегают в районе Симокава в спилитах, а железо-марганцевые и марганцевые залежи — в районе Токоро. Как отмечают, эти месторождения очень сходны с такого же типа мезозойскими месторождениями других районов и с палеозойскими зоны Татибу [248]. В районе Токоро месторождения лежат на толще спилитов и диабазов и перекрыты пластом кремнистых пород мощностью до 100 м. В самой нижней части пласта кремнистые породы ожелезнены и во многих участках обогащены сидеритом.

Э. Бонати провел сравнение мезозойских металлоносных осадков, содержащихся в мезозойском офиолитовом комплексе Северных Апеннин (Италия), с «гидротермальными» металлоносными осадками современных океанов и определил их сходство [163]. В предложенной этим исследователем (совместно с М. Церби) стратиграфической схеме сульфидные медноколчеданные месторождения Северных Апеннин залегают преимущественно в верхней и редко в нижней части базальтовой толщи, а марганцевые слои — в основании перекрывающих базальты кремней мальмского возраста.

Толщи черных углеродистых металлоносных осадков. Исследование осадков на склонах срединно-океанических хребтов показало, что кроме железа, марганца и сопровождающих их никеля, кобальта, меди и цинка в породах океанической коры в определенных фациальных зонах могут накапливаться ртуть [164], ванадий, уран [165] и, вероятно, золото и серебро в количествах, в десятки и сотни раз превышающих фоновые содержания. Эти осадки дают начало толщам черных аргиллитов и кремнистых сланцев, залегающих в офиолитовых комплексах. Данные о составе и условиях залегания фанерозойских толщ черных сланцев позволяют предполагать, что при прочих равных условиях наиболее высокие концентрации указанных выше компонентов возникают при медленном осадконакоплении в присутствии повышенного содержания углерода.

Автор уже отмечал, что толщи черных углеродистых металлоносных отложений, образующиеся в результате эндогенных гидротермальных и экзогенных седиментационных процессов в срединно-океанических хребтах, содержат весьма значительные концентрации некоторых элементов и служат главными источниками рудного вещества для некоторых промышленно-генетических типов месторождений, например ртути, молибдена, урана, рения и, возможно, золота.

В срединно-океанических хребтах (возможно, и в окраинных морях) формируется вещественный состав пород офиолитового комплекса вместе с ассоциирующими с ними месторождениями хромитов, платины, никеля, меди, марганца, а также с первичными аномально высокими концентрациями ртути, молибдена, урана, рения и, возможно, золота в черных углеродистых сланцах. Однако это только первый этап развития офиолитового комплекса. Не меньшее значение имеет второй этап — тектоническое становление, которое совершается в орогенах в зонах обдукции и в других структурных элементах земной коры при сдвигении литосферных плит. В это время в значительной степени формируется структурное положение формации данного комплекса, а входящие в их состав месторождения полезных ископаемых могут быть выведены на поверхность.

Пассивные окраины континентов и располагающиеся в их пределах авлакогены содержат крупные месторождения морских прибрежных россыпей железа, титана, олова, циркония, редких земель и радиоактивных элементов, крупнейшие месторождения нефти и газа, а также свинцовые и свинцово-цинковые месторождения, залегающие, как правило, в карбонатных толщах. Все эти полезные ископаемые залегают в миогеосинклинальных сериях осадочных отложений, сложенных терригенными и карбонатными породами, не несущими (на мегаплитах) или несущими небольшие примеси вулканогенного материала (на мезоплитах и микроплитах).

Мобилистские геодинамические модели показывают, что, как и в случае эвгеосинклинального комплекса — офиолитового комплекса срединно-океанических хребтов, терригенные и терригенно-карбонатные (невулканические) серии пород характерны только для пассивных окраин континентов, т. е. они формируются в геодинамических обстановках слабо прогибающихся тыльных волочащихся частях литосферных плит в переходной области от континентальной коры к океанической. Из моделей рифтовых зон и межматериковых рифтов следует, что под миогеосинклинальными сериями должны (или могут) залегать толщи грубых кластических осадков, значительные по мощности силлы и покровы базальтов, а затем эвапоритовые толщи. В авлакогенах при продолжающейся активизации в стадию недоразвившегося рифта в формирующуюся терригенную дельтовую серию отложений могли внедряться экструзии базальтов (т. е. они могут занимать более высокие горизонты миогеосинклинального разреза).

Разведка многих нефтяных и газовых месторождений на пассивных окраинах континентов (атлантическое побережье Северной и Южной Америки, Африки и Европы, побережье Австралии и Индостана) показала, что терригенные и терригенно-карбонатные серии, включающие нефтяные и газовые месторождения, являются нефтепроизводящими, так как содержат значительные количества углеродистого вещества. Под нефтяными и газовыми залежами обычно лежат поднефтяные рассолы. Эти данные, а также геодинамические модели внесли существенный вклад в понимание условий формирования крупнейших нефтяных и газовых месторождений, в значительной степени поколебали представления сторонников неорганической теории происхождения нефти.

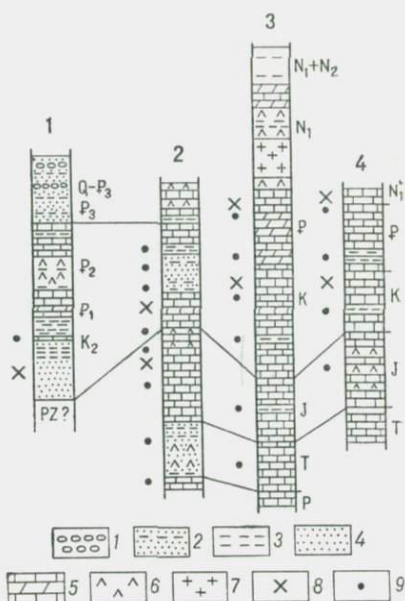
В качестве примера приведем выполненный в свое время автором анализ причин мощного нефтеобразования в странах Ближнего и Среднего Востока. Он основывался на модели пассивной окраины континента и учитывал возможность значительного дрейфа литосферных плит [55].

Изучение геологического строения нефтегазоносных бассейнов и отдельных месторождений стран Ближнего и Среднего Востока, а также расположенной в Северной Африке Ливийской нефтеносной провинции показало, что в Аравийско-Иранском бассейне и Загросском складчатом поясе основные продуктивные толщи являются нижнемиоцен-олигоценными и меловыми, а на Аравийской платформе — меловыми и юрскими (рис. 18). Продуктивные толщи сложены известняками, реже песчаниками [26, 88, 137]. В Ливийском бассейне к продуктивным отложениям относятся верхнемеловые (сарирские) песчаники, вскрытые в основании мезозойского комплекса отложений [107]; нефтематеринские толщи нефтеносных бассейнов в стратиграфическом разрезе залегают близко к продуктивным, а некоторые толщи,

РИС. 18. СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ВАЖНЕЙШИХ НЕФТЕНОСНЫХ БАСЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ АФРИКАНСКОЙ ПЛИТЫ.

1 — Сиртский нефтеносный бассейн, район месторождения Сарир (Ливия), по Р. Санфорду [107]; 2 — Аравийская платформа, район месторождения Гхавар (Саудовская Аравия), по У. Тролзу и Р. Хассону [128]; 3 — Аравийско-Иранский нефтеносный бассейн, месторождения Мурун, Агха-Джара (Иран); 4 — нефтеносный бассейн Загросского складчатого пояса, район месторождения Киркук (Ирак), по данным «Ирак петролеум» (1956).

1 — конгломераты; 2 — алевролиты и песчаники; 3 — глины, битуминозные глины; 4 — песчаники; 5 — известняки; 6 — известняки и мергели; 7 — эвалариты; 8 — основные продуктивные нефтеносные толщи; 9 — вероятные нефтематеринские толщи



например, нижнемиоцен-олигоценые асарийские и меловые известняки, по-видимому, одновременно являются и коллекторами. Среди нефтематеринских толщ преобладают известняки, в меньшей мере битуминозные глинистые сланцы. На Аравийской платформе нефтепроизводящие известняковые толщи имеются среди триасовых и пермских отложений [128]; в Аравийско-Иранском бассейне и Загросском складчатом комплексе отложения этого возраста изучены слабо.

В Ливийском бассейне нефтепроизводящими могут быть черные сланцы, перекрывающие сарирские песчаники. Причиной нисходящей миграции нефти в этом бассейне, очевидно, явилось понижение проницаемости к верхам этой толщи, что характерно для нормального в данном случае верхнемелового осадочного мегацикла. Не исключено и поступление углеводородов из подстилающих палеозойских толщ.

Нижнемиоцен-олигоценые и меловые продуктивные и нефтематеринские отложения имеют мощность от 2000 до 3000 м, такова же мощность и триас-юрских отложений. В разрезе отсутствуют значительные стратиграфические перерывы, что свидетельствует о сравнительно небольшой скорости и стабильных условиях осадконакопления. Такие условия характерны для шельфов пассивных окраин континентов.

Литолого-стратиграфические разрезы Аравийской платформы Аравийско-Иранского бассейна и Загросского складчатого комплекса (см. рис. 18) имеют между собой большое сходство, свидетельствующее о том, что различные в настоящее время

геотектонические структуры в течение длительного периода осадконакопления (с пермского до миоценового времени) могли принадлежать северной окраине единой Африкано-Аравийской плиты.

Таким образом, особенности разреза осадочных толщ Аравийской платформы, Аравийско-Иранского бассейна и Загросского складчатого пояса (М. Т. Хэлбути и др., 1973 г.) позволяют рассматривать нефтеносные бассейны, приуроченные к данным структурным элементам, в составе одной Аравийско-Иранской нефтеносной провинции.

В составе этой провинции, относящейся к краевой части Африканской плиты, видимо, следует считать и нефтеносные бассейны Ливии, так как литологический состав и мощность мел-олигоценых отложений, слагающих их, и отложений этого же возраста Аравийско-Иранского бассейна весьма сходны. Очевидно, этим же объясняется высокая продуктивность месторождений Ливии.

Каковы же причины мощного нефтенакпления в Аравийско-Иранской провинции? Какие условия предопределили концентрацию максимальных (в глобальном масштабе) запасов нефти на небольшой территории?

Совершенно очевидно, что для выяснения условий возникновения наиболее крупных скоплений нефти на планете необходимо анализировать прежде всего факторы глобального значения. К ним относятся геотектонические и палеоклиматические факторы. Именно они определяют масштабы нефтегазоносных бассейнов и провинций.

Новейшие исследования распределения и характера осадочных отложений на дне океанов, анализ их с позиций концепции тектоники плит показывают, что невулканические терригенные (многоэосинклинальные) толщи, где в основном и сосредоточены основные нефтематеринские (битуминозные сланцы, известняки, а также песчаники, обогащенные органическим веществом) и продуктивные (песчаники, известняки) пласты, накапливались преимущественно на относительно стабильных (пассивных) окраинах континентов.

Геотектонические обстановки пассивных слабо прогибающихся окраин крупных континентальных плит в ходе эволюции Земли создавались после раскола крупных континентальных плит и рифтогенеза, в период раскрытия океанов. Накопление осадочных толщ средней мощности, но в значительной степени обогащенных органическим веществом, по-видимому, происходило на той стадии раскрытия океанов, когда соответствующая часть литосферной плиты, переместившись на достаточно удаленное расстояние от срединно-океанического поднятия, начала медленно прогибаться.

Таким образом, главнейшей причиной возникновения богатых нефтематеринских толщ и последующего формирования

гигантских нефтяных месторождений была благоприятная геотектоническая обстановка, т. е. обстановка пассивных окраин крупных литосферных плит, в которой обычно и накапливаются осадочные толщи без примеси вулканического материала.

Второй важнейшей причиной образования нефтематеринских осадочных толщ, обогащенных органическим веществом, следует признать палеоклиматическую зональность, т. е. нахождение соответствующей части литосферной плиты (ее пассивной окраины) преимущественно в тропической климатической зоне.

Анализ влияния указанных факторов глобального значения — геотектонического и палеоклиматического — применительно к условиям накопления богатых нефтематеринских толщ Аравийско-Иранской нефтеносной провинции может быть выполнен на основе имеющихся глобальных палеотектонических реконструкций.

Для изучения эволюции Африканской литосферной плиты и, в частности, ее северной окраины, на которой расположены Аравийско-Иранская и Ливийская нефтеносные провинции, можно было бы привлечь палеотектонические схемы, составленные А. Вегенером в 20-х годах. Однако Р. Дитц и Дж. Холден [32], использовавшие палеомагнитные данные, существенно уточнили эти схемы (рис. 19, а, б). Несмотря на то, что динамическая историческая геология находится в начальной стадии своего развития, палеотектонические реконструкции Африканской плиты в мезозойское время являются довольно достоверными.

Согласно этим реконструкциям в юрское и меловое время, т. е. в период накопления основных нефтематеринских толщ, северная часть Африканской плиты была ее пассивной окраиной и перемещалась в тропическом поясе. В такой же обстановке в меловое и палеогеновое время находилась и Венесуэльская нефтеносная провинция (Маракаибский бассейн и др.), расположенная на северной окраине Южно-Американской плиты.

Изложенное выше позволило сделать следующие выводы:

1) мощное нефтеобразование в странах Ближнего и Среднего Востока, а также в Ливийской провинции проявилось вследствие благоприятных геотектонических и палеоклиматических условий, существовавших в юрское и меловое время на северной окраине Африканской плиты;

2) для нефтеносных бассейнов Аравийско-Иранской зоны и Загросского складчатого пояса по аналогии с зоной Аравийской платформы можно ожидать наличия мощных нефтематеринских свит не только в меловых и палеогеновых толщах, но и в более глубоко залегающих триас-юрских отложениях. Последние могли быть дополнительным источником углеводородов для мел-палеогеновых толщ или, если вертикальная миграция была затруднена, составлять значительные потенциальные запасы углеводородов в указанных бассейнах [55].

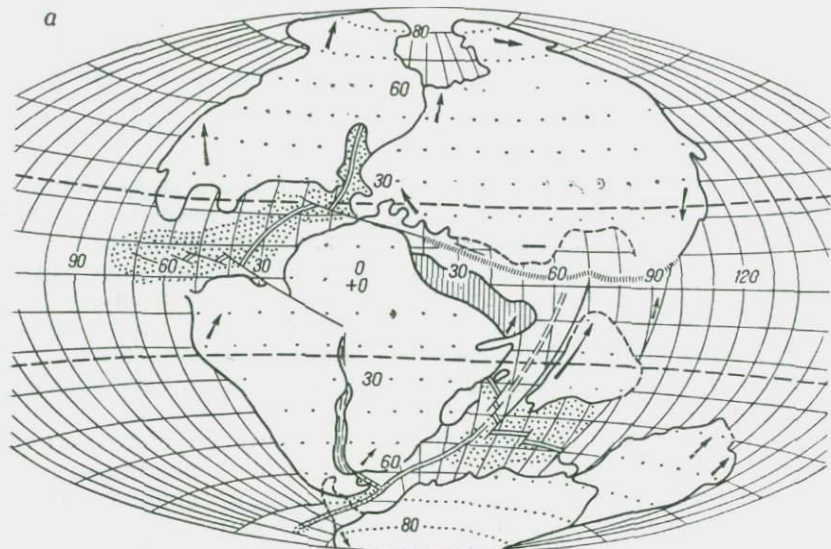


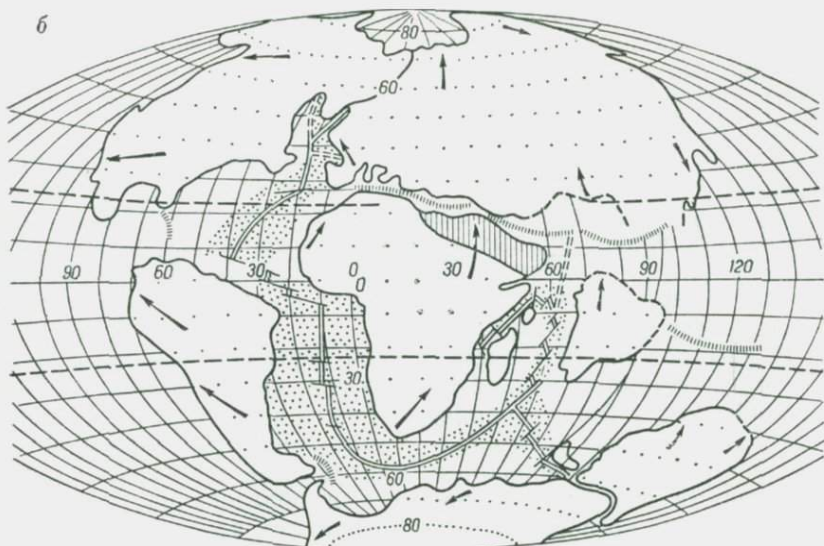
РИС. 19. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИИ АРАВИЙСКО-ИРАНСКОЙ И ЛИВИЙСКОЙ НЕФТЕНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ (НА ОСНОВЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИЦА И ХОЛДЕНА [34]).

Штриховка по северной окраине Африканской плиты — место Аравийско-Иранской и Ливийской нефтеносных провинций: а — на конец юрского периода (135 млн. лет назад), б — на конец мелового периода (65 млн. лет назад)

Последний вывод подтвердился выявлением в 1974—1976 гг. в рассматриваемой провинции не только крупнейших нефтяных, но и уникальных газовых месторождений.

Анализ данных, полученных при работах на нефть и газ, а также представлений об условиях образования толщ, слагающих осадочные призмы на пассивных окраинах континента, позволил также прийти к выводу, что крупнейшие свинцовые и свинцово-цинковые месторождения, залегающие в карбонатных отложениях (месторождения Пайн Пойнт, Канада и типа долины Миссисипи), могли быть сформированы в результате деятельности поднефтяных рассолов. Источником свинца и цинка в этом случае, по-видимому, являлись терригенные и карбонатные породы вмещающих толщ, в меньшей степени они могли быть выщелочены из базальтоидов, находящихся под этими толщами, в их нижних горизонтах (в авлакогенах).

Знакомство с геологией докембрия Австралии и некоторыми ее месторождениями подтвердило предположения о возникновении свинцово-цинковых месторождений в терригенных толщах пассивных окраин континентов, а также позволило прийти к выводу, что в авлакогенах могли формироваться не только свинцово-цинковые, но и медные месторождения (например, медная залежь месторождения Маунт Айза). В этом случае наиболее



вероятным источником рудного вещества должны были являться магматические породы, внедрившиеся в толщи, которые образовались в авлакогенах.

Материалы по геологии докембрия и урановым и золото-урановым месторождениям Северной территории Австралии (Джибилука, Рейнджер, Набарлек и Кунгара) также свидетельствуют о том, что месторождения формировались первоначально как сингенетические хемогенно-осадочные (с последующим перераспределением урана и золота при различных процессах) на протерозойских и нижнепротерозойских пассивных окраинах литосферных плит, позднее вошедших в состав Африканского, Австралийского и Канадского щитов. На этой основе выяснены некоторые важные детали генезиса данных месторождений.

В заключение отметим, что россыпи и нефтегазопроизводящие толщи являются сингенетичными осадконакоплением. Миграция нефти и газа, видимо, происходит в процессе прогибания пассивных окраин континентов. При этом спокойное моноклинальное залегание накопившихся на них осадочных толщ, очевидно, осложняется вертикальными тектоническими движениями отдельных блоков по крутопадающим разломам, что приводит к дальнейшей миграции и перераспределению углеводородов. Возможно также образование пластообразных эпигенетических свинцово-цинковых месторождений. Указанные процессы могут происходить или возобновляться в значительно более поздний период, когда пассивная окраина подвергается «агрессии» со стороны надвигающейся на нее островной дуги или обдукции пластины океанической коры.

Океанические глубоководные впадины. В океанических глубоководных впадинах накапливаются громадные запасы железомарганцевых (с медью, кобальтом, никелем и другими элементами) конкреций. Однако горизонты с такими конкрециями практически не включаются в состав континентальной коры, так как они на 80—90% поглощаются в зонах поддвигаания и частично перерабатываются в них, давая обогащенные этими элементами магмы и флюиды в надвигаемую плиту. Это учитывается при анализе источников рудных веществ в орогенах островных дуг и активных окраин континентов. Та часть конкреций, которая выводится в верхние слои земной коры во время обдукции, немедленно подвергается эрозии.

В зону поддвигаания океанической коры под островные дуги и орогены активных окраин континентов кроме тилитных образований слоев 1, 2 и 3 океанической коры и железомарганцевых конкреций и черных углеродистых металлоносных отложений могут поступать сформированные мантийными плюмажами и последующими экзогенными процессами образования гайотов — вулканических островов, которые венчаются атоллавыми карбонатными биогермными покрывками, возможно, с фосфатными скоплениями. Это осложняет в дальнейшем процессы физико-химических превращений в зонах поддвига.

Платформы и кристаллические щиты. С позиций концепции новой глобальной тектоники процессы тектоно-магматической активизации и сопровождающее их эндогенное оруденение на платформах и кристаллических щитах объясняются действием «горячих точек» мантийных струй. Эти процессы рассматриваются в следующей главе.

Зоны трансформных разломов. Условия формирования месторождений полезных ископаемых в зонах трансформных разломов исследованы еще недостаточно. По существу еще не создано соответствующих удовлетворительных геодинамических моделей, а имеющиеся модели слабо использовались при анализе известных закономерностей размещения скоплений минерального сырья.

Тем не менее устанавливается контроль трансформными разломами магматических карбонатитовых и, видимо, кимберлитовых образований в фундаменте рифтовых зон, металлоносных осадков и стратиформных месторождений свинца и цинка в областях межматериковых рифтов. Менее очевиден контроль оруденения в орогенах, где зоны трансформных разломов перекрыты более поздними, располагающимися над ними, плитами, пластинами и покровами. Здесь они в лучшем случае «просвечивают» из-под перекрывающих образований. В областях молодых орогенов, когда эти разломы подвергаются активизации, они могут быть выражены более отчетливо. Лучше известными автору примерами являются субширотные зоны разломов на Рудном Алтае, разломы «антикавказского» направления на Кавказе, диа-

гональные к субширотному простиранию пород в Южном Тянь-Шане.

И. Н. Томсон и М. А. Фаворская показали, что многие крупные эндогенные месторождения полезных ископаемых размещаются в рудоконцентрирующих структурах — в узлах пересечения разломов двух направлений. В этом случае поперечные разломы, очевидно, принадлежат к трансформным разломам или более молодым разломам, возникшим в перекрывающих породах при активизации трансформных разломов фундамента. Иногда они могут быть выражены поясами основных даек регионального распространения.

Несомненно, что дальнейшая разработка объемных геодинамических моделей орогенов с учетом поперечных трансформных разломов будет способствовать созданию более совершенных металлогенических и минерагенических моделей.

Орогены островных дуг. Островные дуги и островодужные формации иногда выделялись и с позиций геосинклинальной гипотезы. Однако геодинамическая мобилистская модель островной дуги, состоящей из аккреционной призмы у внешней стенки желоба и сложенной породами флиша (турбидиты), слоев 1, 2 и 3 океанической коры и верхней мантии, подвергшимися голубосланцевому метаморфизму, вулканической дуги и прилегающих к ней вулканогенно-осадочных бассейнов, предусматривает прежде всего поступление выплавок базитовой и средней по составу магмы, а также ассоциирующих с ними гидротермальных флюидов из зоны поддвига, где находятся поглощенные породы океанической коры и серпентинизированной верхней мантии. Именно поглощенной в значительных количествах морской водой, захороненной в пелагических и турбидитных осадках, а также связанной водой в амфиболитизированных базальтоидах и серпентинизированных ультрабазитах объясняется активная и меняющаяся по составу от базальтов до липаритов магматическая деятельность на островных дугах, которая сопровождается подъемом больших масс ювениальных гидротермальных растворов.

К энзиматическим островным дугам установлена приуроченность пока только меднопорфировых с золотом, золото-кварцевых и золото-теллуридных месторождений. Это свидетельствует о том, что поглощаемая океаническая кора вместе со слоем 1 и верхняя мантия могут генерировать промышленные концентрации только меди и золота. Если предположить, что в зону поддвига кроме основных пород с высокими фоновыми концентрациями меди и золота или уже оформившихся медноколчеданных месторождений могли поступать железо-марганцевые с медью, никелем и кобальтом и марганцевые (с кобальтом) месторождения, а также черные углеродистые осадки с молибденом, ураном, реннием, то можно было бы ожидать появления никель-кобальтовых, меднопорфировых с высокими концентрациями молибдена и рения и урановых месторождений.

Однако такие месторождения пока не известны. Это можно объяснить двумя причинами: либо ожидаемые месторождения и повышенные концентрации еще будут выявлены в новых рудных полях в пределах островных дуг, либо происходящие в зоне поддвига процессы не способствуют их выносу в надвигаемую плиту. Дальнейшие исследования должны решить эти вопросы.

К энсиалическим дугам приурочены крупные свинцово-цинково-медные месторождения типа Куроко, медноколчеданные с цинком типа Бесси, скромные по масштабам контактово-метасоматические месторождения железа и меди, ртути и, наконец, на таких «старых» дугах, как Японская, переживших стадию приращения к континенту и стадию активной окраины, добавляются небольшие по масштабу оловянно-вольфрамовые, ксено-термальные оловянно-полиметаллические, медноколчеданные кипрского типа и пластовые марганцевые месторождения, образовавшиеся в океаническую стадию, а затем подвергшиеся контактовому термальному метаморфизму гранитными интрузиями мелового возраста в стадию активной окраины.

Большое значение имеет выяснение условий формирования островодужных стратиформных и штокверково-жильных вулканогенно-осадочных и вулканогенно-гидротермальных свинцово-цинково-медных месторождений типа Куроко, которые в метаморфизованном и дислоцированном виде (в результате столкновения с пассивными окраинами) известны во многих фанерозойских и отчасти докембрийских орогенах. За последние годы создано несколько металлогенических моделей формирования месторождений этого типа [121, 198, 222, 239, 240]. Можно указать на две интересные работы, посвященные генезису месторождений типа Куроко.

Е. Хорикоси на основе палеотектонического анализа установил, что существующие в современной Северо-Восточной Японии три петрогенетические провинции толеитов, высокоглиноземистых и щелочных оливиновых базальтов сформировались в течение позднекайнозойской орогении Мизухо. Орогения началась 26 млн. лет назад, когда Тихоокеанская плита изменила движение на западное. Период 26—13 млн. лет рассматривается как начальный период орогении Мизухо, характеризовавшейся весьма интенсивным вулканизмом. Эта стадия закончилась образованием толеитов, минеральных месторождений и прекращением вулканической деятельности. Затем орогения Мизухо перешла в дальнейшую стационарную стадию с проявлением слабой вулканической активности [198].

Е. Хорикоси указывает, что в Японии имеется пять типов стратиформных месторождений, связанных с вулканической деятельностью: типа Бесси, слоистые марганцевые, пирофиллитовые, типа Куроко и самородной серы — пиритные месторождения.

Т. Ватанабе и его школа предполагают гидротермально-осадочное происхождение всех этих типов, исключая последний.

Однако Е. Хорикоси считает, что и самородной серы — пиритные месторождения также имеют гидротермально-осадочное происхождение. В доказательство он приводит модель месторождения данного типа и подчеркивает, что самородная сера замещает вулканокластический материал и покрывает его тонким слоем явно осадочного происхождения. Слой осадочной серы располагается ниже по склону пиритного осадочного слоя. В качестве крупнейших представителей самородной серы — пиритных месторождений приведены Мацуо, Хоробецу (с запасами более 10 млн. т), Цао, Нисиацума, Синову, Нумадзари, Огуси, Азума и Кусацусиране Майн (с запасами более 1 млн. т каждое). Отмечено, что самородной серы — пиритные месторождения с запасами более 1 млн. т встречаются в четырех вулканах из 10 действующих в толлитовой зоне Северо-Восточной Японии. В других петрогенетических провинциях они не встречаются. Два крупных месторождения — Хоробецу и Кусацусиране Майн — приурочены к сочленениям дуги Северо-Восточной Японии: первое — с Курильской, а второе — с Идзу-Боннинской дугой [198].

Е. Хорикоси приводит схему размещения миоценовых медных месторождений и петрогенетических провинций и в качестве наиболее крупных представителей месторождений типа Куроко с запасами более 100 тыс. т меди отмечает месторождения Мотояма и Усинотан в провинции Косака, а также расположенные к западу месторождения Хонаока и Мацумайн-Саканай. Из схемы следует, что все они располагаются в толлитовой петрогенетической провинции и на контакте со следующей к западу провинцией высокоглиноземистых базальтов. Исключение составляет крупное месторождение Тасиро, находящееся в центральной части последней провинции. Исходя из этого, Е. Хорикоси делает вывод, что четвертичные гидротермально-осадочные самородной серы — пиритные и миоценовые месторождения типа Куроко встречаются исключительно в пределах толлитовой петрогенетической зоны. Распределение же этих месторождений в Северо-Восточной Японии свидетельствует о том, что толлитовая магма является источником для большинства месторождений. Образование толлитов связывается с погружением океанической плиты со скоростью более чем 8 см/год. Таким образом, размещение месторождений связывается с внутренней частью вулканического фронта над быстро погружающейся литосферной плитой.

Т. Сато [239] анализ условий формирования месторождений типа Куроко начинает с палеотектонических реконструкций и приходит к выводу, что поддвигание Тихоокеанской плиты под дугу Японских островов происходит со скоростью 9 см/год, а направление их движения и скорость не менялись за последние 26 млн. лет. По мнению Т. Сато, основными геологическими особенностями месторождений типа Куроко являются следующие: 1) ассоциация известково-щелочных вулканических толщ, показывающих переход от основных пород к фельзитам,

с фельзитами в верхней части разреза; 2) образование месторождений в короткий интервал времени в среднем миоцене (13 млн. лет назад); 3) тот же возраст образования и те же характеристики месторождений Северо-Восточной Японии, расположенных над Тихоокеанской плитой, что и месторождений юго-западной части Японии, находящихся над плитой Филиппинского моря.

По данным Т. Сато, провинция «зеленых туфов» Японии после денудации в позднем олигоцене — нижнем миоцене стала погружаться вдоль разломов, параллельных простиранию дуги. Вулканизм андезитового состава, сопровождавший опускание, привел к накоплению в миоцене мощных вулканогенных и вулканогенно-обломочных отложений и поднятию территории к уровню моря. Поздний период века нисикурсава, около 13 млн. лет назад, отмечен трансгрессией и размывом вулканогенно-осадочных толщ. Установлены два цикла извергавшейся магмы, состав которой изменялся от основного к фельзитовому: от позднего олигодена к среднему миоцену и от позднего миоцена к плиоцену. Первый цикл был интенсивнее второго, и к его концу приурочена металлогения века нисикурсава.

Тесная пространственная и временная связь оруденения с фельзитовой магмой, по мнению Т. Сато, предполагает, что рудообразующие гидротермальные растворы были связаны с магмой, которая образовалась в результате поддвижения и поглощения плиты с океанической корой и некоторого количества осадков, поступающих в желоб. Считается, что с начала магматического эпизода (25—26 млн. лет назад) и к его концу (10—13 млн. лет назад) произошла крупномасштабная дифференциация магмы, которая явилась важнейшим фактором в выплавлении фельзитовой магмы и появлении рудообразующих металлоносных растворов.

При решении вопроса об источнике металлов в рудах Куроко учитывались данные Тацумото и Кнайт (1969 г.), которые показали, что содержание урана, тория, свинца и изотопов свинца в четвертичных толентах Японии может быть объяснено только в том случае, если бы океанические толенты были контаминированы 1,5% пелагических осадков. Последние благодаря высокому содержанию в них свинца объясняют появление 70% требуемых количеств свинца в японских толентах.

Т. Сато приводит таблицу весовых отношений металлов из месторождений типа Куроко (табл. 8).

Из нее он делает вывод, что отношения элементов в месторождениях повышаются от глубоководного желоба к Японскому морю (через провинцию «зеленых туфов»).

Особенности развития и состава руд свидетельствуют о том, что руды сингенетичны соответствующим известково-щелочным породам и что образование рудных месторождений в среднем миоцене явилось результатом дифференциации известково-ще-

ТАБЛИЦА 8

Провинции и породы	Весовые отношения					
	Zn/Cu	Pb/Cu	Au/Cu $\times 10^3$	Pb/Zn	Au/Pb $\times 10^3$	Au/Ag $\times 10^{-2}$
Толетовая	0,8	0,2	0,03	0,3	0,15	1,7
Высокоглиноземистых базальтов	2,6	1,0	0,9	0,4	0,9	3,9
Щелочных базальтов	8,6	10,0	50,0	1,2	5,0	3,5
Усинотан, Косака						
Майн	1,7	0,5	0,07	0,3	0,13	1,0
Базальт (среднее)	0,8	0,07	0,05	0,06	0,7	1,0
Гранит (среднее)	4,0	2,0	0,4	0,5	0,2	3,6
Сланец (среднее)	2,1	0,4	—	0,2	—	—
Морская вода (среднее)	3,3	0,01	1,3	0,033	125,0	10,0

лочной магмы. Предполагается, что крупные объемы известково-щелочной магмы генерированы в раннем миоцене при начале или активизации субдукции плиты под Японскими островами в результате изменения направления движения Тихоокеанской плиты [239].

Т. Сато предложил модель, которая иллюстрирует геологические особенности Северо-Восточной Японии в среднем миоцене в сравнении с современным периодом (рис. 20). Эта модель, в частности, предусматривает, что магма по трещинам,

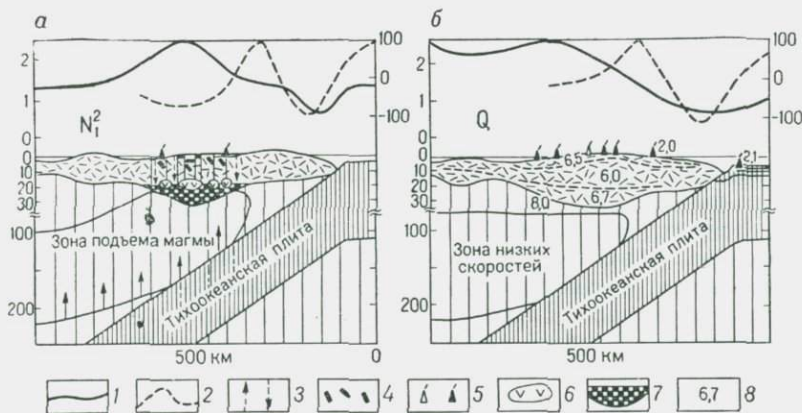


РИС. 20. ГИПОТЕТИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ СЕВЕРО-ВОСТОЧНУЮ ЯПОНИЮ (о. ХОНСЮ) В СРЕДНЕМИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ (а) В СРАВНЕНИИ С РАЗРЕЗОМ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ (б) (ПО САТО, 1976).

1 — тепловой поток, 10^{-5} кал/(с \cdot см 2 \cdot °С); 2 — изостатическая аномалия, миллигалы; 3 — поднятие и опускание (проникновение) воды; 4 — месторождения типа Куроко; 5 — вулканы; 6 — фельзитовая магма; 7 — коровое скопление магмы; 8 — скорости распространения сейсмических волн, км/с

в затухающую стадию вулканизма снабжалась водой и от нес отделялась богатая летучими фаза, приводившая к эксплозиям фельзитового вулканизма и ассоциирующей с ней мнерализации типа Куроко.

В работе не рассматриваются условия образования в островных дугах ртутных и контактово-метасоматических железорудных и меднорудных месторождений, так как связь этих месторождений (в Новой Зеландии, на Филиппинских островах и в Японии) с тектоникой плит детально еще не изучена.

Зоны обдукции. В зонах обдукции тектоническое становление испытали и выведены на дневную поверхность (или приближены к ней) породы офиолитового комплекса океанической коры и верхней мантии и ассоциирующие с ними хромитовые, никелевых сульфидов и платиноидов, медноколчеданные и марганцевые месторождения, образовавшиеся в срединно-океанических хребтах и на их склонах.

Следует подчеркнуть, что с позиций мобилистских геодинамических моделей офиолитовые комплексы и встречающиеся вместе с ними месторождения на континентах и в орогенных поясах могут залегать только в аллохтонном виде, т. е. в виде тектонических чешуй и пластин, включенных в состав континентальной коры в процессе тектонического становления (надвигание пластин и плит с океанической корой на пассивные окраины континентов, выдвигание тектонических клиньев океанической коры в аккреционные призмы островных дуг, надвигание островных дуг на пассивные окраины — в шовные зоны и т. п.).

Естественно, что новые представления об условиях формирования комплекса, его последующем тектоническом становлении и выведении на дневную поверхность коренным образом должны изменить подход к оценке и прогнозированию ассоциирующих с ним месторождений.

На Всесоюзном научно-техническом совещании «Геодинамика и полезные ископаемые» [24] был приведен ряд соображений о связи тектоники офиолитовых комплексов и размещении полезных ископаемых. В частности, М. Т. Ломизе, отмечая необходимость изучения особенностей тектоники офиолитовых комплексов при оценке перспектив залегающих в них месторождений полезных ископаемых, выделил четыре формы аллохтонного залегания офиолитовых формаций. Он отметил, что размещение магматогенных месторождений хромитов, платиноидов, никеля, кобальта и хризотил-асбеста должно определяться размером, формой и распространением вмещающих офиолитовых тел, что важно учитывать в условиях аллохтонного залегания покровных чешуй, бескорневых олистолитов и протрузий [116]. Для других рудных полезных ископаемых офиолиты являлись средой, на которую накладывалась золоторудная и ртутно-сурьмяная минерализация. Эти положения были развиты и уточнены в других докладах. В частности, В. В. Сегалович, используя данные гра-

виметрических и магнитометрических исследований, показал, что Кемпирсайский массив не имеет глубинных «корней», а образовался в результате шарьяжа серии обдуцированных пластин мощностью до 2 км, границы которых хорошо выделяются двумя независимыми геофизическими методами [109].

Естественно, такая резко отличная от предыдущих интерпретация геологического строения этого массива, включающего месторождения хромитов, дает новые основы для прогноза глубоко залегающих месторождений.

Существенно новые представления выяснились о сурьмянортутных металлогенических зонах Южного Тянь-Шаня, связанных с зонами обдукции офиолитового комплекса. В. Л. Клишевич и Г. С. Поршняков обратили внимание на то, что верхняя часть земной коры в Южном Тянь-Шане имеет покровное строение, причем в верхних горизонтах синформных структур, осложняющих покровы, нередко залегают породы офиолитового комплекса. С породами этого комплекса связан листовитовый тип ртутного оруденения. По данным указанных авторов, сурьмянортутное оруденение тяготеет к кровле миогеосинклинального автотона или к нижним покровам, затухая в верхних [49].

На основе детальных геологоразведочных работ в горах Карачатыр В. В. Никоноровым было показано, что исследованный район с проявлениями ртути сложен четырьмя покровами. Известные здесь породы офиолитового комплекса залегают аллохтонно, чаще субгоризонтально и не контролируются глубинными рудоподводящими разломами [89].

Таким образом, правильное понимание глубинного геологического строения зон обдукций позволяет по-новому взглянуть на условия формирования некоторых типов месторождений полезных ископаемых. В первую очередь это относится к месторождениям ртути и сурьмы, золота и урана, т. е. к тем полезным ископаемым, скопления которых в земной коре формируются за счет фильтрационных источников рудного вещества.

Орогены активных окраин континентов. Эти структуры включают разнообразные магматогенные и отчасти инфильтрационные (гидротермально-инфильтрационные) месторождения. По данным Р. Силлитое [112, 247], от побережья в глубь континента на примере Андийского орогена выделяются металлогенические зоны, содержащие следующие промышленно-генетические типы месторождений магматогенно-гидротермального генезиса и имеющие пространственную и временную генетическую связь с интрузивным и экструзивным магматизмом: контактово-метасоматические железорудные, медно-золоторудные и серебряные жильные, медные типа манто, стратиформные марганцевые, меденосные брекчиевые в трубках, порфировые медно-молибденовые, кварцево-молибденовые, медно-свинцово-цинково-серебряные жильные и контактово-метасоматические, вулканогенные железорудные, оловянно-вольфрамовые и оловянно-серебряные

жилые и порфировые оловянные. К поясу полиметаллических месторождений приурочены стратиформные медные и урано-ванадиевые месторождения в красноцветных отложениях, которые не имеют видимой связи с магматизмом.

Сопоставление месторождений полезных ископаемых Кордильерского орогена Северной Америки (США и Канада) и Андийского орогена Южной Америки показывает, что между ними кроме сходства и одинаковой латеральной зональности имеются и различия.

В Южной Америке меднопорфировые месторождения содержат меньшие концентрации молибдена по сравнению с месторождениями Северной Америки; в Южной Америке отсутствуют крупнейшие собственно кварцево-молибденовые месторождения. В Северной Америке урановые месторождения в красноцветных отложениях на плато Колорадо более крупные по масштабу, чем южноамериканские. Наоборот, в Северной Америке нет такой богатой оловоносной провинции, как Боливийская.

Эволюция Кордильерского орогена представляется довольно сложной и достоверно еще не выясненной, особенно для раннего мезозоя и палеозоя (поддвижение двух плит в его южной части и совершенно иное развитие в северной).

Более простое строение имеет Андийский ороген, поэтому ему и его металлогении уделяется значительное внимание при исследованиях. Он может быть эталоном орогенов активных окраин континентов.

Группа канадских ученых провела детальное изучение Андийского орогена между 26 и 29° ю. ш., а также рекогносцировочные работы между 17 и 20° ю. ш. и к югу от 30° ю. ш. Было подтверждено установленное предыдущими исследователями закономерное временное и пространственное изменение магматической и постмагматической деятельности, начиная с позднего триаса, т. е. после возникновения Андийского орогена. По расчетам ученых, закономерная однонаправленная миграция центров плутонизма, вулканических извержений и минерализации происходила со скоростью 0,6—1,1 мм/год, начиная с ранней юры до олигоцена, затем в миоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый периоды широко развилась магматическая деятельность [175]. Выводы Р. Силлитое о том, что гидротермально-магматические зоны образовались за счет частичного плавления поддвигаемой океанической литосферы, оказались правильными [112]. Несмотря на установление закономерных связей между тектоникой, магматизмом и минерализацией, остаются еще не выясненными точное время металлогенических субэпох, протяженность и интенсивность оруденения по простиранию металлогенических поясов на разных стадиях развития орогенов (т. е. границы металлогенических зон), поперечное и продольное распространение рудных металлов (особенно в Боливийском оловянном поясе).

Р. Силлитое установил, что магматогенные типы руд обнаруживают отчетливо выраженные протяженные пояса, в которых преобладают (с запада на восток) железо, медь (золото-молибден), медь—свинец—цинк—серебро и олово (вольфрам—серебро—висмут). Эти пояса оканчиваются или изменяется их металлогеническая характеристика у поперечных тектонических границ, которые, как он предполагает, представляют собой разделы между отдельными сегментами в подстилающей поддвигаемой плите. Магматизм и минерализация в железорудных и меднорудных поясах мигрировали к востоку с ранней юры до средне-третичного времени, но установлено, что около 15 млн. лет назад магматизм на востоке внезапно усилился, что обусловило возникновение медно-свинцово-цинково-серебряного пояса. Магматизм вдоль восточной окраины центральной части орогена с триасового до поздне-третичного времени проявлялся, вероятно, эпизодически. С ним связано формирование сложного оловянного пояса. Предполагается, что образование рудных поясов вызвано освобождением летучих металлических соединений с глубины по «стабильной» пологопадающей зоне субдукции с формированием концентраций олова над ее наиболее глубоко падающей частью, где в настоящее время прослеживаются центры среднефокусных землетрясений.

Орогены столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов. В орогенах данного типа выделяются три основные тектонические единицы: пассивная окраина, несущая призму терригенно-карбонатных отложений, надвигаемая островная дуга, сложенная островодужными геологическими формациями, и шовная зона, состоящая из интенсивно метаморфизованных образований островной дуги, пассивной окраины, а также осадков разделявшего их желоба и (или) окраинного моря.

Геодинамическая модель и известные в данной тектонической обстановке месторождения полезных ископаемых свидетельствуют о том, что процесс надвигания островной дуги на пассивную окраину, видимо, сопровождался деформацией образований островной дуги, заключенных в них месторождений и комплекса осадочных отложений и месторождений пассивной окраины. При этом меднопорфировые, полиметаллические типа Куроко, золото-серебряные эпитеpmальные и другие месторождения островной дуги нередко подвергались интенсивным деформациям, после чего их тектоническое становление завершилось.

Наиболее часто интенсивные пликвативные, реже дизъюнктивные дислокации наблюдаются в полиметаллических островодужных месторождениях типа Куроко или Бесси, так как они залегают в переслаивающихся вулканогенно-осадочных толщах. Менее нарушены меднопорфировые, золото-серебряные и другие месторождения, приуроченные к блокам, сложенным изверженными и вулканическими породами. Однако степень деформируемости этих месторождений в процессе столкновения с учетом

горизонтальных тектонических перемещений островодужных формаций до настоящего времени специально не изучалась. Возможно, рудные поля могли нарушаться более мелкими надвигами, сопряженными с главным надвигом, по которому надвигались аллохтонные образования островной дуги на пассивную окраину континента.

По отношению к породам островной дуги толщи осадочной призмы пассивной окраины являются автохтоном, однако и они в краевых частях подвергаются деформациям, становятся параавтохтоном. Эти толщи могут приобретать брахискладчатое строение, на участках максимальных деформаций (против выступов или участков максимальной кривизны островной дуги) возможно возникновение надвигов, захватывающих породы призмы пассивной окраины. Деформации имеют определенное значение для формирования и тектонического становления месторождений полезных ископаемых, залегающих в осадочных отложениях пассивных окраин. Это относится прежде всего к нефтяным и газовым месторождениям, свинцово-цинковым месторождениям в карбонатных толщах, а возможно, и к крупным ртутным месторождениям.

Выше указывалось, что подобные месторождения могут формироваться еще в стадию пассивной окраины в результате глыбовых деформаций и вертикальных тектонических движений, т. е. задолго до столкновения с островной дугой или активной окраиной континента. Однако следует иметь в виду, что это может произойти или повториться на этапе столкновения. Во всяком случае не вызывает сомнений, что латеральная миграция углеводородов обязательно происходит при столкновении, что является причиной образования новых месторождений нефти и газа или значительной перегруппировки флюидов и увеличения масштабов скоплений. То же относится и к свинцово-цинковым месторождениям, формирующимся из поднефтеносных рассолов.

Однако процесс столкновения островной дуги с пассивной окраиной не ограничивается чисто механическими деформациями двух сталкивающихся тектонических единиц. Внимательное рассмотрение позиции некоторых кайнозойских месторождений (например, Маунт Фьюбилайн и Папуа в Новой Гвинее) и их связи с небольшими плутоническими штоками пестрого состава указывает на то, что в процессе сдвижения двух крупных блоков, по видимому, в результате перемещения отдельных пластин в зоне субдукции и скучивания земной коры в результате действия значительных сил, трения и т. п., происходят разогрев и выплавка определенных порций магмы, подъем и внедрение ее в виде штоков, осложнение термального режима в районе таких интрузий и экструзий и, как следствие, образование новых месторождений полезных ископаемых.

Следует признать, что металлогения зон столкновения еще только начинает изучаться и поэтому пока высказываются сооб-

ражения, основанные на ограниченном фактическом материале. Тем не менее уже сейчас ясно, что в шовных зонах зон столкновений и на прилегающих к ним участках могут формироваться меднопорфировые, железорудные и меднорудные скарновые, жильные и контактово-метасоматические медные и полиметаллические месторождения. При этом молодые эпигенетические магматические и гидротермальные образования возникают как в надвигаемой пластине островной дуги, так и в породах параавтохтона пассивной окраины. Это дает основание предполагать, что геодинамические процессы субдукции захватывают пассивную окраину на еще большую глубину и ширину, чем это можно допустить по залеганию ее пород в приповерхностной зоне.

И, наконец, еще одним очень важным процессом, протекающим в зоне столкновения островной дуги с пассивной окраиной, является палингенный гранитный магматизм, проявляющийся на глубинах 10—12 км под надвигающейся островной дугой за счет сиалических осадков, накопившихся на пассивной окраине. Предположение о возможности такого процесса было высказано А. Митчеллом и М. Гарсоном [223]. Проанализировав возможную геохимическую эволюцию осадочных толщ, образующихся на континентальной стороне окраинного моря, автор настоящей работы пришел к выводу, что палингенные кислые гранитоиды, часто имеющие определенную специализацию на редкометалльные и радиоактивные элементы, могли формироваться только на пассивной окраине под островной дугой или в обстановке столкновения пассивной окраины континента с активной окраиной континента (гималайский тип столкновения континентов).

Орогены столкновения континентов. Эталоном орогенов столкновения гималайского типа, т. е. столкновения активной окраины одного континента с пассивной окраиной другого, является ороген Гималаев, который не имеет большого разнообразия типов месторождений полезных ископаемых, сформированных в стадию столкновения Индийского и Евразийского континентов. *Может быть, это объясняется слабой геологической изученностью высокогорной области, к которой приурочены выходы образований шовной зоны, а также надвигающейся (обычно активизируемой) активной окраины.*

Пока известно только то, что в зоне чешуйчатых надвигов в пределах субдуктируемой [224] плиты располагаются бедринатские оловоносные граниты третичного возраста. А. Митчелл считает, что такая обстановка может считаться эталонной. Он видит ряд ее древних аналогов, относя к ним и крупнейшие оловоносные провинции Главного хребта Малайзии (мезозой), Корнуола (верхний карбон) и Рудных гор (верхний карбон). Анализ закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и условий формирования в зонах столкновения континентов гималайского типа должен быть продолжен.

Как уже отмечалось, к обстановке столкновения континентов кавказского типа относятся следующие промышленно-генетические типы месторождений: 1) нефти и газа; 2) медно-молибденовые порфириновые; 3) скарновые молибдено-вольфрамовые (с сурьмой и мышьяком); 4) вулканогенно-осадочные марганцевые; 5) золоторудные; 6) ртутные и сурьмяно-ртутные; 7) скарново-магматитовые.

Месторождения нефти и газа в орогенах столкновения континентов кавказского типа размещаются в сутурной зоне на поглощаемой океанической плите. В наиболее удаленных от зоны столкновения областях, занятых внутренними морями — Каспийским и Черным, — продолжается осадконакопление, а несколько ближе к этой зоне осадки, накопившиеся на плите, подвергаются деформациям, что способствует миграции углеводородов и формированию месторождений. Стабильное положение плиты с океанической корой обусловило накопление на ней нефтегазоматеринских толщ. Геодинамическая обстановка накопления этих толщ напоминает особо благоприятные условия осадконакопления пассивных окраин континентов. Можно предположить, что в краевых частях нефтегазоносных бассейнов, расположенных ближе к областям тектонических деформаций, может происходить субдукционная миграция углеводородов, что должно приводить к формированию богатых скоплений. Наоборот, из зоны максимальных деформаций нефть и газ будут удаляться.

Порфириновые медно-молибденовые месторождения и скарновые молибдено-вольфрамовые также принадлежат к важным промышленно-генетическим типам. Их расположение и механизм формирования напоминают образование подобных месторождений на активных окраинах континентов. Они связаны с выплавляемой в зоне поддвига и поглощения гранодиоритовой и гранитной магмой.

Своеобразна позиция Чиатурского вулканогенно-осадочного месторождения марганца. Оно расположено в сутурной зоне на микроконтиненте Дзирульского массива. Его приуроченность к краевым частям сталкивающихся активных окраин свидетельствует о том, что вынос марганца, а иногда железа, видимо, происходит в начальные стадии столкновения. В более поздние стадии такие месторождения при значительных сопровождающих столкновение горообразовательных движениях могут уничтожаться процессами эрозии.

Впрочем, возможен и другой вариант объяснения геотектонической обстановки и условий формирования Чиатурского месторождения. Можно предположить, что оно сформировано вулканогенно-осадочными процессами, проявившимися на океанической плите Тетиса в заключительную фазу развития срединно-океанического хребта, т. е. тектоническую обстановку Чиатурского месторождения можно сопоставить с обстановками на современном Срединно-Атлантическом хребте вблизи Исландии.

При составлении региональных и детальных прогнозных карт на различные виды полезных ископаемых для районов активных окраин континентов следует учитывать, что стадии активной окраины в некоторых орогенах незавершенного развития предшествовала стадия столкновения островной дуги с пассивной окраиной, во время которой интенсивно проявлялось надвигообразование.

Анализ локализации некоторых редкометалльных металлогенических зон Кавказа показал, что их очертания на картах могут быть достаточно сложными. Зоны надвигообразования значительно осложняют позицию месторождений, сформированных в стадию островной дуги и пассивной окраины, а также нарушают залегание черносланцевых толщ и гранитоидов, которые могли являться источником вещества для некоторых регенерированных редкометалльных месторождений. Автором сделан вывод, что залегание некоторых месторождений полезных ископаемых, образовавшихся за счет инфильтрационного источника вещества (например, золота, ртути и др.), могло быть осложнено надвигами при процессах последующего тектонического становления и в орогенах дриух типов.

Глава 9

МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМАЖИ, ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мобилистские геотектонические модели могут быть успешно применены для объяснения некоторых геологических процессов, которые рассматривались как проявления отраженной и автономной тектоно-магматической активизации [150—153].

Как указывалось в ранних работах автора [56], концепции новой глобальной тектоники даже на начальных стадиях своего развития давали новую, более определенную трактовку процесса тектоно-магматической активизации.

Если при выделении зон тектоно-магматической активизации в качестве основного критерия принять комплекс геологических явлений, имеющих наложенный характер и проявляющихся на жестком консолидированном субстрате, то, используя геодинамические модели, предполагающие, в частности, действие мантийных плюмажей на интраплитовые области, можно выделить следующие геодинамические обстановки, в которых

эта активизация проявляется: 1) рифтовые зоны на континентах; 2) платформы и кристаллические щиты; 3) авлакогены на пассивных окраинах; 4) островные дуги; 5) активные окраины континентов; 6) зоны столкновения основных дуг с континентами; 7) зоны столкновения континентов.

Какие же особенности тектоно-магматической активизации устанавливаются при анализе геологического строения и эволюции важнейших структурных элементов и областей земной коры с применением геодинамических моделей? Рассмотрим последовательно указанные геодинамические обстановки с учетом актуалистического метода исследований; в качестве примеров будем использовать данные об активизации наиболее молодых по возрасту областей, эволюция которых в меньшей мере осложнена последующими геологическими процессами.

Рифтовые зоны на континентах. Тектоно-магматическая активизация в этих структурных элементах проявляется наиболее отчетливо. Она выражается в образовании грабен-горстовых зон и специфического пестрого на ранних этапах магматизма, позднее переходящего в существенно базальтоидный. Рифтовые зоны и сопровождающий их комплекс геологических процессов в большинстве случаев возникают в центральных частях платформ и щитов и могут иметь весьма значительный разрыв во времени образования по сравнению с вмещающими породами. Например, Африкано-Аравийская рифтовая система, а также система Байкала на значительных пространствах наложены на образования архея и протерозоя. На более молодых платформах и в краевых частях литосферных плит этот разрыв во времени будет сокращаться (например, Уренгойско-Колоторскую зону Западно-Сибирской платформы точнее считать сложным орогеном позднепалеозойского возраста).

Тектоно-магматическая активизация в областях рифтовых зон отчетливо проявляется во внедрении магм, формирующих карбонатитовые массивы и ассоциирующие с ними комплексы редкометалльной и редкоземельной минерализации. Возможно, большее значение могут иметь скопления полезных ископаемых в грабеновых зонах рифтовых зон или в разломах фундамента.

Предполагается, что тектоно-магматическая активизация в рифтовых зонах вызывается магмой, поднимающейся вдоль границы расходящихся литосферных плит.

Платформы и кристаллические щиты. В пределах платформ и кристаллических щитов тектоно-магматическая активизация проявлена щелочно-ультраосновным, кимберлитовым и трапповым магматизмом. Очевидно, внутриплитная активизация со специфическим магматизмом вызывается одиночными горячими точками (подъемом мантийного вещества). Проявления активизации иногда сопровождалась формированием крупнейших месторождений полезных ископаемых — апатита и нефелиновых сиенитов, олова и др.; характерна исключительная приуроченность

к центральным частям платформ алмазоносных кимберлитов, образующихся в процессе тектоно-магматической активизации.

Как и для рифтовых зон, разрыв во времени формирования наложенных образований на платформах и кристаллических щитах зависит от возраста вмещающих пород, часто достаточно древних, а также от времени действия горячей точки. В качестве примера можно привести докембрийские рондонианские оловоносные граниты Бразилии и меловые субщелочные граниты плато Джос в Нигерии. Видимо, благоприятным фактором активизации является наличие трансформных разломов в фундаменте платформ и щитов. Только трансформные разломы имеют трансплитовое распространение, и поднимающейся мантийной магматической выплавке по таким разломам легче проникать в верхние горизонты земной коры.

Области траппового магматизма с позиции тектоники плит сейчас еще плохо изучены. Однако можно предположить, что они представляют собой отражение магматической деятельности скрытых рифтовых зон и (или) результат деятельности более крупных интраплитных горячих точек — мантийных диапиров, а возможно, и образования, аналогичные вулканическим покровам Исландии или Афарского тройного сочленения типа рифт—рифт—рифт.

Авлакогены на пассивных окраинах. Они могут быть условно отнесены к зонам тектоно-магматической активизации. В авлакогенах, особенно в нижних горизонтах, часто размещаются экструзии и силлы базальтового состава, вероятно играющие значительную роль в формировании скоплений полезных ископаемых. Экструзии и силлы формировались после накопления вмещающих осадочных пород. В этом и состоит условность отнесения их к проявлениям тектоно-магматической активизации.

Островные дуги. Процесс накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений на островных дугах протекает достаточно быстро. Поэтому на энсиматических островных дугах не отмечается резких перерывов во времени формирования тех или иных комплексов пород, если не считать образований аккреционной призмы с метаморфизованными до голубосланцевой фации метаморфизма офиолитовыми комплексами океанической коры. Однако на энсиматических островных дугах, испытавших приращение к континенту или микроконтиненту, а затем рифтогенез или реверсию полярности, процессы тектоно-магматической активизации должны быть проявлены. В качестве примера можно назвать Японскую островную дугу, где меловой гранитоидный магматизм (проявившийся, видимо, в условиях активной окраины континента) вызвал интенсивный метаморфизм и преобразование пермо-карбонных и мезозойских марганцевых месторождений. Провинцию «зеленых туфов» неогенового толеитового вулканизма, включающую полиметаллические месторождения типа Куроко и эпитермальные золото-серебряные

месторождения, также можно рассматривать как проявление активизации в силу того, что она была сформирована, судя по ряду признаков, на пермо-карбонатовом и мезозойском геосинклинальном (правильнее — на породах океанической коры) фундаменте с четким разрывом во времени образования в течение мела и палеогена. На энсиалических дугах это соответствует проявлениям отраженной тектоно-магматической активизации [56].

Активные окраины континентов. Активные окраины континентов кордильерского и андийского типов возникают после изменения направления движения литосферных плит. Терригенные и карбонатно-терригенные (многогеосинклинальные) серии осадочных отложений, накопившиеся на волочившейся окраине континента, через определенный интервал времени, необходимый для обламывания плиты и погружения ее обломка на необходимую глубину, подвергаются магматической активизации. На андийской окраине — это среднепалеозойские породы (ордовик—девон), активизированные мезозой-кайнозойским магматизмом. В Кордильерах (США) тот же мезозой-кайнозойский магматизм подверг активизации докембрийские (800 млн. лет) и верхнепалеозойские (пенсильваний-миссисипий) породы окраины континента. При этом отдельные стабильные блоки, например плато Колорадо в Кордильерах Северной Америки и внутренние части Андийского орогена, характеризуются значительным разрывом во времени между формированием вмещающих пород (палеозой и моложе) и наложенным магматизмом (мел—неоген в США и неоген в Андах).

С процессами тектоно-магматической активизации полностью связано формирование той богатой минерализации, которая наблюдается на активных окраинах континентов. Почти все эндогенные месторождения США и Канады, Боливии и Перу (где древние островодужные формации отсутствуют) своим формированием обязаны магматическим процессам, наложенным на более древние породы окраины континента. Следует только подчеркнуть, что в данном случае мы имеем дело с окраинами двух крупнейших американских литосферных мегаплит. В орогенах другого типа, например Восточно-Австралийском, где активные окраины континента иногда возникали после столкновения с островными дугами и их причленения, не будет наблюдаться такой четкой картины разрыва и наложения процессов тектоно-магматической активизации. То же относится и к сложным каркасным орогенам типа Казахстанского, где имело место развитие в отдельные периоды времени активных окраин на мезоплитах и микроплитах. В таких орогенах будет меньший разрыв во времени между активизацией и становлением структур, на которые этот процесс наложен.

Зоны столкновения островных дуг с континентами. Эти зоны сопровождаются процессами отраженной тектоно-магматической

активизации, которые проявляются в интенсивных пликативных и дизъюнктивных деформациях образований островной дуги (сюда относится, например, значительное преобразование и тектоническое становление полиметаллических месторождений), в глыбовых дислокациях и брахискладчатости пород пассивной окраины и, как правило, в появлении небольших интрузий разного состава, которые могут располагаться в породах параавтохтона пассивной окраины (кварцево-диоритовые штоки рудного поля Маунт Фьюбилайн с меднопорфировым оруденением), в шовной зоне и в породах островной дуги. В этих же зонах одновременно на больших (10—20 км) глубинах, вероятно, формируются палингенные гранитные батолиты, с которыми должен быть связан комплекс редкометального оруденения (олово, тантал, ниобий и др.). Разумеется, что выведенные на поверхность после глубокой эрозии субсогласные образования не будут относиться к проявлениям тектоно-магматической активизации.

Зоны столкновения континентов, особенно зоны столкновения гималайского типа, в отношении процессов тектоно-магматической активизации проявляют себя аналогично зонам столкновения островных дуг с пассивными окраинами. Процесс столкновения вызывает соответствующие тектонические деформации сходящихся окраин континентов или микроконтинентов, как активных, так и пассивных, сопровождающиеся вылавлением на глубоких горизонтах магм, состав которых будет кислым, субщелочным и щелочным. Внедрение магматических пород чаще всего происходит на активной окраине, но может быть и в шовной зоне (бердринатские оловоносные граниты Гималаев), а возможно, и на параавтохтоне пассивной окраины.

В зонах столкновения кавказского типа активизации подвергаются породы обеих сталкивающихся окраин (например, лакколлиты Северного Кавказа и палеогеновые интрузии и четвертичные вулканиты Армении), а также породы шовной зоны, прилегающие к сталкивающимся выступам окраин континентов. В то же время на удаленных от этих областей внутренних частях плит с океанической корой продолжается активное осадконакопление.

До сих пор обращалось внимание в основном только на тектонические процессы деформации в зонах сходящихся литосферных плит и магматизм, возникающий при их сдвигении. Сейчас ясно, что области столкновения островная дуга — континент и континент — континент служат местом формирования целого ряда месторождений полезных ископаемых, таких, как нефть и газ, полиметаллы, барит, уран и др. Кроме возникновения термальной неоднородности, вызывающей циркуляцию глубинных вод, рассолов, флюидов и растворов, важную роль в ходе сдвижения литосферных плит и пластин, очевидно, играют процессы, приводящие к сучиванию последних, что сопровождается региональным динамометаморфизмом, отжимом поровых вод,

латеральной миграцией флюидов и формированием соответствующих месторождений.

Нельзя не обратить внимания и на то, что кроме перечисленных структурных элементов земной коры процессы тектоно-магматической активизации, видимо, могут проявиться и в зонах трансформных разломов, особенно второго рода, т. е. вдоль разломов типа рифт — зона субдукции. Такие разломы в большинстве случаев продолжают на континенте как на современных, так и на древних литосферных плитах. В орогенах трансформные разломы располагаются главным образом в пределах среднего и нижнего структурных ярусов. Однако данный вопрос в настоящее время остается открытым, так как специальные исследования в этом направлении пока не проводились.

Как следует из изложенного, геодинамические модели и основанные на них мобилистские металлогенические и минерогенические модели объясняют и учитывают объективно существующие процессы, которые относят к процессам тектоно-магматической активизации.

Глава 10

ИСТОЧНИКИ ФЛЮИДОВ И РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Мобилистские геодинамические модели позволили существенно углубить наши знания в одной из самых важных областей генезиса месторождений полезных ископаемых, в области изучения источников флюидов и рудного вещества.

Следует отметить, что к моменту создания концепции новой глобальной тектоники специалисты в области теории рудообразования и металлогении существенно продвинулись вперед, отказавшись от объяснения формирования эндогенных месторождений флюидами и рудными веществами, отделявшимися из остаточных магматических очагов только гранитной магмы. Возникли представления о разных источниках флюидов и рудного вещества. Например, признавалось возможное существование гидротермально-магматических (ювенильных), гидротермально-метаморфических и гидротермально-вадозных рудных растворов. Высказывались предположения о преобладании трех основных групп источников рудообразующих веществ эндогенных рудных месторождений: 1) ювенильных, связанных с подкорой базальтовой магмой земной коры; 2) ассимиляционных, связанных с палингенной гранитной магмой земной коры; 3) фильтрационных, связанных с внемагматической циркуляцией

подземных вод [114]. Позже пришли к выводу, что значительная роль в поставке рудного вещества для некоторых видов полезных ископаемых, например олова, принадлежит, возможно, верхней мантии [3].

Созданные в настоящее время и совершенствуемые мобилистские геодинамические модели еще более приблизили нас к пониманию объективно существующих закономерных связей между месторождениями полезных ископаемых и источниками рудного вещества и флюидов.

Концепции мобилизма по-новому объяснили два очень важных процесса, существующие в природе, и позволили существенно уточнить представления об условиях формирования эндогенных месторождений и источниках рудообразующих флюидов.

Первый — это процесс формирования океанической коры в зонах срединно-океанических хребтов, в результате которого наращиваются массы магматического вещества на раздвигающихся окраинах литосферных плит. Следствием всестороннего изучения механизма этого процесса (исследования срединно-океанических хребтов, глубоководное бурение и т. п.) явился отказ от гипотезы об инициальном ультраосновном и базальтовом магматизме на ранней стадии развития геосинклинальных трогов. Признано, что подушечные базальтовые лавы формируются в прогибах и на склонах срединно-океанических хребтов, а ультраосновные комплексы представляют собой истощенные (после выплавки базальтовой магмы) образования верхней мантии. Таким образом, существенно уточнены представления об источниках рудных веществ месторождений, связанных с офиолитовым комплексом геологических формаций. Однако не меньшее значение имеет и вывод об аллохтонном залегании пород этого комплекса в континентальной земной коре, что существенно меняет подход к оценке перспектив и определению направлений поисков новых глубоко залегающих месторождений хромитов, платиноидов, медноколчеданных и некоторых марганцевых месторождений.

Вторым важным процессом является процесс субдукции — подвигания и поглощения земной коры и заключенных в ней (и на ней) образований. Он уточнил наши представления об источниках флюидов, рудных и других веществ в месторождениях.

До создания концепции новой глобальной тектоники геологи в процессах рудообразования признавали значительную роль гранитного слоя земной коры, реже базальтового и залегающей под границей Мохо области верхней мантии (т. е. на глубину 30—70 км) как источников флюидов и рудного вещества (а некоторые — и углеводородов). В качестве единственно возможного пути миграции рудного вещества в верхние горизонты земной коры предполагались вертикальные глубоко проникающие разломы.

Геодинамические мобилистские модели, предусматривающие поддвигание одной плиты под другую, позволили исследователям взглянуть на большие глубины и увидеть в качестве первичных источников рудных веществ и флюидов образования, погружаемые под литосферные плиты, сложенные не только земной корой, но и верхней мантией, имеющей значительную мощность. Они позволили обратить внимание на возможность участия в процессах магматизма, вулканизма и рудообразования глубоко преобразованных (серпентинизированных и амфиболитизированных, т. е. обогащенных значительными количествами связанной воды и летучих) консолидированных пород океанической коры, а также верхнего рыхлого покрова осадков, накапливающихся в океанических абиссальных впадинах и желобах. В значительной степени прояснились и уточнились представления о месте и условиях развития гранитоидного магматизма в земной коре, а также источниках больших масс ювенильных флюидов и летучих.

Необходимо отдать должное представлениям А. В. Королева [62], который еще в 1957 г. предложил гипотезу о решающей роли в процессах рудообразования глубинных сколов, т. е. зон Беньюфа, или зон поддвигания литосферных плит, проникающих в верхние оболочки Земли на глубину до 800 км. Ссылаясь на известную работу А. Н. Заварицкого [37], он указывал, что глубинные сколы являются грандиозными нарушениями, вытягивающимися на тысячи километров и определяющими размещение глубоководных впадин и цепей вулканов. Ссылаясь на работу С. Д. Макаровой, он еще тогда признавал существование таких сколов в континентальной земной коре и сообщал о существовании скола, начинающегося в Южном Казахстане и погружающегося на юг до глубины 300 км под Памир. Он писал: «Можно не сомневаться, что глубинные сколы того или иного типа будут установлены еще во многих деформированных участках земной коры, не подлежит также сомнению, что такие сколовые поверхности развивались и в прошлые геологические эпохи» (с. 18). По его мнению, «...такие сколы, как мобильные зоны ослабленного давления, имеют исключительное значение в качестве путей выхода с больших глубин газообразных и расплавленных продуктов дифференциации первичной земной материи. Поверхность глубинного скола с отходящими в ее висячий бок разломами первого порядка и более мелкими разломами представляет систему, по которой происходит движение продуктов дифференциации земной материи из глубоких частей земного шара и его поверхности» (с. 25). С глубинными сколами А. В. Королев связывал магматическое и постмагматическое рудообразование.

Как следует из рассмотрения геодинамических моделей и анализа эволюции некоторых орогенных поясов, зоны поддвигания и поглощения объясняют интрузивный и вулканический

магматизм в надвигаемых плитах островных дуг и активных окраин континентов и связанные с ними процессы формирования гидротермально-магматогенного рудообразования. На основании анализа размещения месторождений в энзиматических островных дугах устанавливаются связь меди и золота в медно-порфириновых и золоторудных месторождениях с процессом переработки океанической коры и тесная генетическая связь этих месторождений с интрузиями гранодиоритовой и кварцево-диоритовой магмы. Процесс первоначального отделения меди и золота наблюдается в ранние этапы развития орогенов активных окраин кордильерского и андийского типов. Видимо, реакция континентальной коры с карбонатными породами приводит к одновременному отделению из тех же магм избыточных количеств железа и марганца и формированию скарно-магнетитовых, меднорудных и стратиформных марганцевых месторождений.

На примере месторождений типа Куроко и полиметаллических месторождений Андийского орогена видно, что повышение роли свинца в эндогенных растворах связано с участием пород сиалической земной коры, а возможно, и с более высокой степенью дифференциации магм гранодиоритового и кварцево-диоритового состава.

При рассмотрении сложного комплекса образований океанической коры выявляется большое разнообразие продуктов, поступающих в зону поддвига и поглощения, которые в дальнейшем могут выступать в качестве источников флюидов и рудного вещества. Среди них присутствуют следующие:

1) серпентинизированные ультрабазиты, амфиболитизированные породы слоя 2 и отложения слоя 1 океанической коры, они поставляют ювенильную воду и летучие галогены, бор и другие компоненты;

2) скопления медных колчеданов в слое 2, концентрации марганца в слое 1, а на поверхности этого же слоя — железомарганцевые конкреции с медью, никелем и кобальтом;

3) известковистые и кремнистые отложения слоя 1, выступающие в виде флюсовой добавки, которая обеспечивает выплавку магм, значительная часть вещества которой принадлежит амфиболитизированным базальтам слоя 2 океанической коры;

4) турбидиты слоя 1, накапливающиеся в глубоководных желобах за счет размыва пород континентальной и переходной коры, возможно обогащенные свинцом и цинком, некоторыми устойчивыми россыпными компонентами (олово, вольфрам и др.).

Источники магм и флюидов, формирующих эндогенные месторождения железа, марганца, меди, золота, отчасти полиметаллов, размещающиеся на островных дугах и активных окраинах континентов (тесно связанные с гранитоидными магмами гранодиоритового и кварцево-диоритового состава), в общих

чертах понятны. Для орогенов этого типа менее выяснены условия формирования и источники вещества редкометалльных оловянно-вольфрамовых и оловянных месторождений.

До сих пор предполагалось, что источником олова, а также и других ассоциирующих с ним металлов являются породы континентальной земной коры. В свое время А. П. Никольским было показано, что глинистые сланцы, вмещающие оловоносные гранитоиды, обогащены оловом. Позднее появились представления о возможно мантийном источнике олова [3]. Однако, как уже отмечалось, следует иметь в виду, по крайней мере, три типа месторождений олова, резко отличающихся по геодинамической обстановке формирования: 1) грейзеновые месторождения надинтрузивных и внутриинтрузивных зон палингенных гранитоидов, сформированных при закрытии окраинных морей в зонах столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов (они залегают в терригенных толщах, обогащенных оловом); 2) оловянные и оловянно-серебряные в субвулканических риолитовых штоках, развитые на активных окраинах андийского типа; 3) оловянные месторождения в гранитных массивах, которые являются результатом тектоно-магматической активизации платформ мантийным веществом в горчих точках.

Уже рассматривались возможные причины выплавки палингенных гранитоидов. Они тесно связаны с накоплением на пассивных окраинах зрелых осадков и россыпей; длительное геохимическое выщелачивание из них железа, марганца, кальция, магния и других компонентов привело к формированию толщ, из которых формируются палингенные граниты. Теми же геохимическими условиями объясняются и источники олова, вольфрама и других сопутствующих элементов.

Сложнее вопрос об источнике вещества оловорудных месторождений, сформированных на активных окраинах андийского типа. Р. Силлитое, анализируя имеющиеся факты, пришел к выводу, что образование оловянных руд контролировалось процессами, протекающими в зоне поддвижения. Оловорудные магмы, по Р. Силлитое, могли возникать только на глубинах более 270—320 км, где в переплавлении вещества начинают участвовать специфические минералы (например, флогопит и гранат), обеспечивающие резкое обогащение выплавки оловом. Подтверждением этого предположения являются резкий западный контакт оловоносной металлогенической провинции Боливии и ее залегание над областью поддвижения, которая фиксируется глубокофокусными землетрясениями с эпицентрами, расположенными на глубине более 270 км. Положение пояса жильных и контактово-метасоматических медно-полиметаллических месторождений с серебром между меднопорфировыми и оловорудными месторождениями Андийского орогена также интерпретируется как стадийное отделение продуктов, сформировавших

месторождения на определенных глубинах зоны поддвижения.

Таким образом, представления о выплавке магм и физико-химических превращениях веществ в зоне поддвижения существенно приблизили нас к пониманию условий формирования источников флюидов и рудных веществ эндогенных месторождений, имеющих тесную пространственную и временную, а следовательно, и генетическую связь с магматизмом. Это в большей мере относится к меди, железу, марганцу, золоту, свинцу, цинку, серебру, в меньшей мере к вольфраму и олову.

Вторая сторона процесса поддвижения и поглощения литосферных плит и пластин — процесса скупивания континентальной коры — состоит в том, что при поддвижении одной плиты под другую в подстилающей плите, а также в нижних горизонтах надвигающейся плиты в результате повышения давления и температуры происходит процесс регионального динамического метаморфизма, сопровождаемого отжимом и выдавливанием в верхние горизонты смежных областей захороненных поровых вод, а также нарушение геодинамического режима пластовых вод в артезианских бассейнах. В результате этих процессов отжимаются и перемещаются флюиды, которые при движении могут извлекать, экстрагировать и включать в свой состав целый ряд рудных веществ. Видимо, такой механизм, вызываемый значительными горизонтальными тектоническими перемещениями пластин континентальной земной коры, приводит к формированию эпитермальных, не имеющих видимой связи с магматизмом, месторождений меди, полиметаллов, ртути, урана и молибдена, а также, вероятно, и некоторых типов золоторудных месторождений, т. е. тех, которые имеют фильтрационный источник.

Анализ условий формирования месторождений этой группы более сложен. Требуется в каждой определенной геодинамической обстановке сконцентрировать внимание на выяснении роли осадочных или изверженных пород, возможно являющихся источниками рудного вещества, а также определять причины и пути миграции флюидов.

На активной окраине Андийского орогена, располагающегося на Южно-Американской мегаплите, выделяется около десятка типов металлогенических зон с промышленной минерализацией (месторождения ртути, железа, марганца, бора, меди с молибденом и золотом, меди, свинца и цинка с серебром, олова с вольфрамом и олова с серебром). Р. Силлитое [112, 244, 247] главной причиной латеральной металлогенической зональности Андского орогена, как и А. Митчелл [219, 223, 224] других аналогичных орогенов активных окраин, предполагает магматическую деятельность, происходящую в зоне поддвижения (Беньофа).

Действительно, формирование некоторых металлогенических поясов и зон, таких, как зоны меднопорфировых и скарново-

железородных месторождений, видимо, обусловлено магматизмом, однако для других контролируемых малыми интрузиями среднего состава месторождений, например полиметаллических с серебром, эта связь с магматизмом в зоне поддвигаания менее определена. И, наконец, в орогенах данного типа присутствуют медные, урановые и ураново-ванадиевые месторождения, для которых можно лишь предполагать косвенную связь с магматическими процессами.

В противоположность Р. Силлитое и А. Митчеллу Дж. Гриффитс и А. Сайала [212] допускают, что металлогенический облик активных окраин обусловлен глубинным строением земной коры поддвигаемой плиты.

По мнению автора настоящей работы, орогены активных окраин континентов, так же как и активные окраины континентов в орогенах столкновения с их большим разнообразием промышленно-генетических типов месторождений, следует рассматривать как более сложную систему зоны конвергенции (схождения) двух литосферных плит. В этой зоне, исходя из орогенного и поддвигаемого вариантов развития зоны подвига (субдукции), можно, во-первых, предполагать периодичность поступления осадков слоя I океанической коры и расплавление верхней части коры. Этому варианту будут соответствовать периоды активной магматической деятельности. При развитии по орогенному варианту тектонические движения будут захватывать континентальную кору, что может приводить к выделению в верхние структурные этажи метаморфических флюидов, а иногда и выплавок кислых и субщелочных магм. Наконец, необходимо учитывать возможности поступления вадозных вод на глубину, что, видимо, происходит в седиментационных артезианских бассейнах, развивающихся вдоль грабеновых зон на активной окраине. В этих бассейнах вадозные воды, транспортирующие соответствующий комплекс полезных ископаемых (медь, ванадий, уран, молибден, селен, рений и др.), могут вступать во взаимодействие с восходящими флюидами.

Если признать вероятным протекание перечисленных геодинамических процессов, то следует прийти к выводу, что одним из главных факторов, определяющих латеральную металлогеническую зональность в орогенах активных окраин, являются, во-первых, рудоносные флюиды, а во-вторых, магмы. И те, и другие могут генерироваться как в зоне поддвигаания (Беньофа), так и в зонах сдвижения, располагающихся в земной коре надвигаемой плиты (как в нижних горизонтах среди пород океанической коры, так и в верхних среди пород континентальной коры).

Можно предположить, что состав флюидов зависит от глубины залегания зоны поддвигаания и сдвижения. В направлении от океана в глубь континента и с погружением зоны поддвигаания можно ожидать следующей закономерной смены в составе

флюидов: углеводороды и сера, хлор и бор, бор, а затем фтор и, возможно, иод. Предполагается, что в земной коре присутствуют достаточно разнообразные скопления различных элементов, и образование месторождений полезных ископаемых, большинство из которых относится к регенерированным или латерально-секреторным образованиям, скорее объясняется именно составом флюидов, способных осуществить их избирательную мобилизацию при образовании рудоносных разрывов.

Учитывая важное значение латеральной металлогенической зональности, как одного из важных региональных поисковых геологических критериев, следует интенсифицировать исследования, направленные на познание причин этой зональности. В первую очередь необходимо провести сопоставление металлогенической зональности ряда орогенов, являющихся важнейшими горнорудными провинциями, для которых уже разработаны геодинамические модели их эволюции.

Наконец, следует подчеркнуть роль процессов, протекающих в областях горячих точек (мантийных потоков), а также зон трансформных разломов.

Уже отмечено, что в горячих точках потоки мантийного вещества, по-видимому являющиеся источниками ультраосновной магмы, достигают высоких горизонтов континентальной земной коры. При минимальной контаминации углеродом из вмещающих толщ при встрече с водоносными горизонтами платформ возникают взрывные и кумулятивные эффекты и происходит формирование алмазонасных кимберлитовых трубок. При большой контаминации ультраосновной магмы веществом континентальной земной коры образуются щелочно-ультраосновные кольцевые интрузии, карбонатитовые массивы, а также субщелочные оловосные граниты. Источник рудного вещества в этих образованиях еще до конца не выяснен. Дальнейшие исследования должны установить роль не только мантийных веществ, но и возможный вклад континентальной коры в этот процесс.

Зоны трансформных разломов, особенно древние, располагающиеся в пределах литосферных плит и коровых пластин нижнего структурного яруса, несомненно, оказывают большую роль на миграцию магматических выделок и гидротермальных флюидов, являясь рудоподводящими и рудораспределяющими каналами в орогенах. Хотя роль поперечных разломов часто учитывается при прогнозе и определении направления поисковых работ, до сих пор механизм их образования не рассматривался с позиций мобилистских геодинамических моделей. Можно предположить, что такое рассмотрение может уточнить наши представления о структурах, контролирующих границы металлогенических зон, а также размещение рудных полей и месторождений.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ,
ПРОВИНЦИИ, ЗОНЫ И ЭПОХИ

В. И. Смирнов высказал следующие соображения о региональных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых: «Каждому участку земной коры свойственны свои характерные для него месторождения полезных ископаемых. Все месторождения полезных ископаемых закономерно распределены в недрах Земли, формируя провинции полезных ископаемых, находящихся в рамках региональных тектонических подразделений земной коры» (разрядка моя. — А. К.). Это обусловлено тем, что как крупные тектонические подразделения земной коры, так и более дробные структурно-фациальные зоны образуются в определенной геолого-исторической последовательности, обуславливая возможность возникновения в ходе их закономерного развития строго определенных групп месторождений полезных ископаемых» [116, с. 553].

Для целей металлогенического районирования введены понятия о рудоносных площадях разного масштаба. Е. Т. Шаталов предложил выделять: 1) планетарные металлогенические пояса; 2) металлогенические провинции (области); 3) рудные (металлогенические) пояса; 4) металлогенические зоны (районы); 5) рудные зоны (районы) (например, планетарный металлогенический пояс с различными рудными месторождениями Северной и Южной Америки, Мексиканская флюоритноносная провинция и металлогеническая провинция с меднопорфировыми месторождениями Южной Америки, медно-порфировый пояс Чили).

Как справедливо считает А. Д. Щеглов [152], «...основная задача металлогенического районирования — выделение определенных типов рудоносных площадей, характеризующихся и определенным набором полезных ископаемых... В основу металлогенического районирования должен быть положен структурно-формационный принцип, подразумевающий выделение рудоносных площадей с учетом особенностей их тектонического (геологического) развития и характера геологических формаций, развитых в их пределах. Это относится к выделению рудоносных территорий всех рангов» (с. 142).

Концепция новой глобальной тектоники и созданные на ее основе мобилистские модели вместо трех основных структурных элементов земной коры — стадийно развивающихся геосинклинальных складчатых областей, платформ и зон автономной тектоно-магматической активизации — рассматривают более де-

сятка типов региональных геодинамических обстановок: рифтовые зоны на континентах, срединно-океанические хребты, океанические глубоководные впадины, окраинные моря, глубоководные желоба, островные дуги, пассивные окраины континентов, зоны обдукции, активные окраины континентов, зоны столкновений островной дуги с континентом и континента с континентом, платформы и кристаллические щиты (с учетом тектоно-магматической активизации в горячих точках) и зоны трансформных разломов. Это должно внести соответствующие коррективы в подход к определению основных металлогенических единиц. Эти коррективы, по мнению автора, должны заключаться в следующем.

I. Перечисленные геодинамические обстановки и созданные модели в ходе геологического развития имеют разные масштабы проявления на современном лике Земли в виде складчатых поясов континентальной земной коры.

Следует учитывать, что большинство геодинамических обстановок выделено на основании изучения структур, возникающих на окраинах мегаплит. К ним можно определенно отнести следующие основные структурные элементы коры I группы:

1) рифтовые зоны на континентах (они, судя по Африканско-Аравийской системе, могут раскалывать крупные континенты);

2) срединно-океанические хребты;

3) пассивные окраины континентов;

4) океанические глубоководные впадины;

5) активные окраины континентов.

Структурно-формационные зоны этих основных типов структурных элементов земной коры, если они принадлежат мегаплитам, могут прослеживаться на многие тысячи километров. Однако такие же типы (по морфологии) обстановок могут проявляться и на меньших расстояниях в районах мезоплит и микроплит.

Вторая группа основных структурных элементов земной коры даже в начальные этапы своего развития имеет меньшую протяженность. К ним относятся островные дуги, глубоководные желоба, окраинные моря, зоны обдукции и зоны столкновения островной дуги с континентом и континента с континентом. Хотя островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба и окраинные моря, судя по западной части Тихого океана, могут прослеживаться, как и структурные элементы I группы, на многие тысячи километров, однако на конечных стадиях развития при формировании континентальной коры в результате того, что столкновение плит происходит косо или выступами, возникающие на этих структурных элементах земной коры структурно-формационные зоны будут прослеживаться на ограниченные расстояния. Во время развития структурных элементов II группы весьма протяженные в процессе формиро-

вания комплексы океанической коры (формации срединно-океанических хребтов и океанических глубоководных впадин) будут обдукцироваться локально на пассивные окраины континентов, значительно осложняя их строение.

Как следует из этого анализа, планетарный характер на современном лике Земли имеют лишь пассивные и активные окраины континентов и рифтовые зоны на Африканском континенте. Они могут быть признаны за планетарные металлогенические пояса, из которых наиболее четко развит планетарный Западно-Американский пояс активных окраин Северо-Американской и Южно-Американской литосферных плит. Этот планетарный металлогенический пояс начал формироваться в мезозое, интенсивно развивался в палеогене и неогене и продолжает развиваться в настоящее время.

Пассивные окраины Американских, Африканского и других континентов являются аренами нефтегазообразования и морских россыпей; их осадочные призмы, кроме того, являются потенциальными источниками стратиформных полиметаллических и других месторождений.

Рифтовая зона Африки отчетливо контролирует размещение карбонатитовых массивов и ассоциирующих с ними месторождений.

При металлогеническом анализе большое внимание следует уделять таким планетарным структурам, которые могут оказать значительное влияние на расшифровку общего металлогенического облика крупных территорий. Таких планетарных поясов, естественно, очень мало. В нашей стране большое внимание уделяется западной ветви Тихоокеанского пояса. Это правильно, однако заметим, что в принципе эта ветвь, как это видно и в современную эпоху, резко отличается по условиям своего развития от Кордильерско-Андийского орогена, составляющего основу восточной ветви Тихоокеанского пояса.

Вторым планетарным металлогеническим поясом в пределах нашей территории является позднепалеозойская окраина Евразийской плиты, граница которой проходит в районах Северного Кавказа, Южного Тянь-Шаня и северной части Монголо-Охотского пояса. Однако этот пояс имеет более сложное строение, чем Кордильерско-Андийский ороген, поэтому, естественно, рассматривается в настоящее время как сумма разобщенных металлогенических провинций.

Следовательно, к числу планетарных металлогенических поясов можно относить металлогенические провинции, имеющие весьма значительную протяженность по простиранию, которые могут совпадать с окраинами мегалитосферных плит или рифтовыми зонами.

II. Основными региональными металлогеническими единицами являются металлогенические провинции и металлогенические зоны. Под металлогеническими провинциями, очевидно,

следует понимать основные структурные элементы земной коры, несущие определенный металлогенический комплекс месторождений полезных ископаемых. Под металлогеническим комплексом полезных ископаемых соответственно подразумеваются определенные группы рудных формаций и месторождений, которые формируются в процессе развития структурных элементов земной коры определенного типа. По мнению автора, следует выделять следующие металлогенические комплексы.

1. Металлогенический комплекс¹ океанической коры, формирующейся в срединно-океанических хребтах, а возможно, и в окраинных морях. К нему относятся следующие месторождения:

а) магматические хромита, платиноидов, сульфидов никеля, асбеста и др.;

б) субмаринные гидротермальные стратиформные медноколчеданные кипрского типа;

в) стратиформные марганцевые месторождения в кремнистой формации.

2. Металлогенический и минерагенический комплекс месторождений пассивных окраин, к которому принадлежат следующие месторождения:

а) нефти и газа в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях;

б) стратиформные, реже штокверковые и жильные свинцовые и свинцово-цинковые в карбонатных, в меньшей мере в терригенных отложениях;

в) морские россыпи магнетита, олова, монацита, алмазов, возможно, золота и др.

3. Металлогенический комплекс авлакогенов. Здесь встречаются те же месторождения, что и на пассивных окраинах континентов, но, кроме того, сюда относятся (на примере протерозойских месторождений Австралии):

а) меднорудные месторождения (типа месторождения Маунт Айза);

б) урановые и золото-урановые (типа месторождений Северной территории Австралии).

4. Металлогенический комплекс активных окраин континентов с месторождениями:

а) контактово-метасоматическими железорудными;

б) эпитермальными ртутными;

в) медно-золотыми и серебряными жильными;

г) стратиформными медными типа манто в вулканогенно-осадочных толщах;

д) вулканогенно-осадочными стратиформными марганцевыми;

¹ Месторождения этого металлогенического комплекса встречаются только в зонах обдукции.

е) гидротермально-магматическими меднопорфировыми, молибдено-медными порфировыми;

ж) гидротермальными кварцево-молибдено-вольфрамовыми;

з) гидротермальными медно-свинцово-цинково-серебряными жильного и контактово-метасоматического типов;

и) оловянно-вольфрамовыми, оловянно-серебряными и собственно оловянными;

к) инфильтрационными стратиформными медными и уранованадиевыми в красноцветных и сероцветных проницаемых толщах.

5. Металлогенический комплекс островных дуг, в котором различают месторождения, приуроченные к энсиматическим и энсиалическим дугам:

а) на энсиматических дугах наблюдаются меднопорфировые (с золотом) и мезотермальные золото-кварцевые;

б) на энсиалических дугах: контактово-метасоматические железорудные и меднорудные, полиметаллические медно-свинцово-цинковые (с золотом и серебром) типа Куроко, гидротермально-вулканогенные золото-серебряные с теллуридами и ртутные, ксенотермальные полиметаллические с оловом и вольфрамом, латеритные высококачественных бокситов, латеритные никель-кобальтовые (в обдукцированных на островную дугу пластинах верхней мантии и океанической коры).

6. Металлогенический комплекс платформ и кристаллических щитов, подвергшихся активизации мантийными плюмажами с месторождениями, ассоциирующими с кольцевыми щелочными — ультраосновными интрузиями (апатита, нефелина, тантало-ниобатов, редких земель и др.).

7. Металлогенические комплексы орогенов столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов и континентов с континентами.

К этим комплексам относятся месторождения, которые сформированы именно в стадию столкновения. В них не включаются месторождения, образованные в стадии развития пассивной окраины островной дуги или активной окраины. Естественно, в стадию столкновения они могут подвергнуться деформациям и метаморфизму. В данном случае к металлогеническому комплексу орогена столкновения должны относиться месторождения, сформированные в период столкновения плит. Зоны столкновения еще плохо изучены, особенно их металлогения. Можно лишь указать, что на сталкивающихся пассивных окраинах могут происходить латеральная миграция углеводородов и окончательное становление нефтяных и газовых месторождений, а также месторождений свинца и цинка. Возможны выплавка малых интрузий и формирование меднопорфировых и скарновых железорудных и меднорудных (на примере месторождений Маунт Фьюбилайн, Папуа, Новая Гвинея), оловоносных гранитов, ртутных месторождений. Однако эти геодинамические

обстановки и металлогенические модели нуждаются в более внимательном анализе.

Итак, если металлогенический комплекс месторождений соответствует металлогенической провинции и определенному типу структурного элемента земной коры, то металлогеническая зона соответствует структурно-формационной зоне, т. е. составной части этого элемента. И в тех случаях, когда площади распространения некоторых рудных магматических, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, гидротермально-осадочных, осадочных и других формаций совпадают с границами определенных формаций, тогда площади металлогенических зон точно соответствуют площадям структурно-формационных зон. При наложенном оруденении границы этих зон будут различаться.

В отношении планетарных эпох развития геодинамических процессов к правильному выводу пришел А. Л. Яншин еще в 1955 г. Позднее он писал: «Изучение материалов Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости, представление о которых лежит в основе многих теоретических выводов, например, литологов и астрогеологов» (с. 30).

Анализ глобальных материалов с позиций концепции тектоники плит показывает, что в недалеком геологическом прошлом и в более древние периоды процессы наращивания литосферных плит в одних участках земного шара сопровождалась процессами разрушения и поддвигания плит — в других. Поэтому для фанерозоя при анализе глобальных материалов нельзя установить каких-либо эпох только наращивания плит или преимущественного их сжатия во всех орогенах. Можно говорить лишь о локальных эпохах проявления тех или иных геодинамических процессов в определенных областях земного шара, хотя и это, по мнению автора, не имеет большого смысла.

Намечается некоторая цикличность только в связи с периодическим возникновением в геологической истории (двух-четырёхкратное) суперматериков — Пангей. Как полагают, их образование и развитие связаны или с перестройкой сети ячеек конвективных потоков в астеносфере, или с эпизодическим более активным поступлением в областях материков мантийных плюмажей с границы ядро—мантия. Имея это в виду, можно говорить, что в отдельные периоды геологической истории могут преобладать рифтогенез на континентах и раскрытие океанов с широким развитием пассивных окраин континентов, в другие периоды на фоне раздвижения в срединно-океанических хребтах — развитие континентальной коры по моделям столкновения литосферных плит, развитие островных дуг, их причленение к континентам, развитие орогенов на активных окраинах континентов и, наконец, столкновение континентов и микроконтинентов по гималайскому и кавказскому типам с созданием суперконтинентов. Предполагают, что Пангее А. Вегенера,

существовавшей в период 225—250 млн. лет назад, предшествовали Протопангеи в периоды 1 и 2 млрд. лет назад [239]. Однако это пока лишь рабочие гипотезы, основанные на далеко не полном обобщении имеющихся материалов.

Рассмотрение известных урановых месторождений мира, среди которых выделяются ураноносные районы Северной территории Австралии, Витватерсранд и Бляйнд Ривер, Мунана, Мери Кетлин, районы Биверлоджа, Банкрофта, Большого Медвежьего озера, Шинколовбе и другие, позволяет прийти к выводу о том, что протерозойская эпоха была особенно благоприятна для накопления крупномасштабных скоплений урана. Этот вывод подкрепляется и тем, что на современных островных дугах, в зонах обдукции и на других структурных элементах земной коры, сложенных молодой океанической и переходного типа земной корой, таких скоплений урана не встречается. И хотя среди фанерозойских образований имеются такие ураноносные толщи, как кембрийские кварцевые сланцы Кульма и девонские черные сланцы Чаттануги, даже не прибегая к кропотливому сбору и обобщению материалов о содержании урана в архейских и протерозойских породах, можно предположить, что в среднем они значительно выше содержаний в фанерозойских породах.

Для объяснения закономерности обогащения ураном архейских пород и наличия многих крупных урановых рудных полей и месторождений в древних породах приходится предположить, что на первом этапе при остывании расплавленных верхних оболочек Земли значительная часть урана вместе с другими литофильными элементами земной коры выделилась в протокору, а в подстилающем астеносферном веществе его содержание было на 1,5—2,5 порядка ниже. В дальнейшей эволюции из архейских пород протокры, содержавших первично высокие концентрации урана (видимо, в пределах 0,002—0,005%), возникали вторичные концентрации, в которых среднее содержание урана достигало промышленного (Витватерсранд 0,02—0,03%, Бляйнд Ривер 0,08—0,1%), а также третичные продукты перераспределения урана в виде скоплений богатых руд (месторождения Северной территории Австралии). Наоборот, при образовании пород океанической коры и дифференциации астеносферного вещества в срединно-океанических хребтах, несмотря на существование благоприятных условий для образования концентраций урана (например, маломощные тонкотерригенные толщи грабенов на склонах хребтов), из-за низких концентраций урана в астеносферном веществе в породах фанерозойских орогенов не наблюдается скоплений урана, которые могли бы сравниться с протерозойскими. Более того, можно предположить, что источником вещества некоторых палеозойских гидротермальных и инфильтрационно-вадозных месторождений могли явиться архейские и протерозойские породы.

Например, не случайно, что недавно открытое очень крупное месторождение Джилери в Австралии приурочено к третичным покровам континентальных осадков, перекрывающим архейские и протерозойские породы.

Заключение о существовании благоприятных условий для формирования крупнейших и крупных скоплений урана в породах протерозоя позволяет рекомендовать при поисках урановых месторождений использовать региональный стратиграфический (временной) поисковый геологический критерий; при планировании поисков этого полезного ископаемого первостепенное значение должно придаваться площадям выхода на поверхность или неглубокого залегания архейских и протерозойских пород, включая орогены, глубинное строение которых в соответствии с палеореконструкциями, учитывающими значительные горизонтальные тектонические движения, свидетельствует о возможном присутствии в нижнем и среднем структурных этажах пластин архейских и протерозойских пород значительной мощности. Такие площади обычно соответствуют областям увеличенной мощности земной коры. Наоборот, к слабо перспективным и неперспективным площадям можно относить районы, сложенные молодой океанической корой и молодыми островодужными формациями.

Глава 12

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Одной из главных особенностей генезиса месторождений полезных ископаемых является тектоническая обстановка, в которой формируются скопления минерального сырья.

До последнего времени тектонические критерии оставались слабо разработанными, так как игнорировалась роль значительных горизонтальных тектонических движений в развитии земной коры.

Нетрудно заметить, что некоторые полезные ископаемые имеют четкую приуроченность к определенным геологическим формациям и основным типам структурных элементов земной коры (например, хромитовые залегают в ультрабазитах, сформированных в срединно-океанических хребтах). Наоборот, другие полезные ископаемые встречаются в месторождениях разных

промышленно-генетических типов, образовавшихся в различных структурных элементах земной коры.

Поэтому для уточнения тектонических, а в связи с ними, возможно, и магматических, геохимических и других поисковых критериев целесообразно анализ тектонических обстановок формирования месторождений провести по видам полезных ископаемых и их важнейшим промышленно-генетическим типам.

Нефть и газ. Богатые нефтегазоматеринские продуктивные толщи образуются на пассивных окраинах континентов, в недоразвившихся ветвях рифтов (авлакогенах), в шовных зонах столкновения континентов кавказского типа, на реликтовых площадях плит с океанической корой, а также на пассивных окраинах мезоплит и микроплит (см. табл. 3). При этом размеры плит, реликтовых площадей и авлакогенов определяют в первую очередь и масштабы возникающих нефтегазоносных бассейнов. Они будут крупными на мегаплитах и значительно меньшими на мезоплитах и микроплитах.

Пассивные окраины на современном лике Земли представлены северными шельфами Евразии и площадями морей арктического бассейна, а также северными шельфами Северной Америки, Гренландии и другими структурами земной коры. В качестве примера нефтегазоносных авлакогенов можно привести бассейн дельты р. Нигер и Днепровско-Донецкий палеоавлакоген. К реликтовым площадям плит с океанической корой в шовных зонах столкновения континентов кавказского типа («базальтовые окна», по Н. Я. Кунину) следует отнести Южно-Каспийский бассейн и бассейн Мексиканского залива.

Довольно высокопродуктивные, но меньшие по площади нефтеносные бассейны могут возникать на активных окраинах континентов кордильерского типа в среднюю стадию их развития, когда в переходной зоне от континента к океану в благоприятной климатической и геохимической обстановке происходят накопление и конседиментационные деформации нефтематеринских флишевых толщ (нефтеносные бассейны Калифорнии).

Значительно более бедные органическим веществом нефтегазоматеринские толщи, видимо, могут накапливаться в окраинных морях, их шельфах и на континентальных склонах, а также на склонах островных дуг. В этих областях осадочные толщи с органическим веществом, не разубоженные туфогенным материалом, обычно имеют малую мощность. Поступление больших масс туфового материала с островных дуг и его последующие преобразования ведут к формированию толщ, в которых органическое вещество находится в небольших концентрациях и «законсервировано» в аргиллитизированных и хлоритизированных туфогенных породах. Вполне естественно, что такие нефтегазоматеринские толщи могут быть источником только мелких месторождений углеводородов (например, месторождения Сахалина).

Для седиментационных призм, образующихся на пассивных окраинах континентов и плит с переходной корой, характерно сочетание благоприятных для нефтегазонакопления условий: 1) карбонатные и глинистые нефтематеринские свиты, обогащенные органическим веществом и развитые в срединных частях бассейна, фациально переходят на континентальном склоне и шельфе в мощные терригенные коллектора — потенциальные резервуары; 2) по мере углубления бассейна и возрастания мощности осадочных призм геостатическая нагрузка вызывает отжим пластовых флюидов и возникновение градиента пластовых давлений в сторону материка [186]. Моноклинальное падение пластов в сторону океана (или моря) способствует продвижению углеводородов к резервуарам за счет сил гравитационного всплывания, т. е. латеральной миграции, начинающейся еще в стадию накопления толщ, слагающих нефтегазоносные бассейны.

Описанные условия, определяющие формирование нефтегазоматеринских толщ на пассивных окраинах континентов, являются первой важной геотектонической предпосылкой для поисков месторождений нефти и газа [55].

Вторая важная поисковая предпосылка — палеоклиматическая. В настоящее время накопленные факты о палеоклиматических индикаторах — размещении древних эвапоритов, красноцветов, тиллитов и т. п., включая сравнительно недавно полученные данные о протяженном поясе пермь-триасового угленакпления в центральной части Антарктиды, могут быть объяснены только дрейфом литосферных плит, так как представления о смещении полюсов Земли вследствие изменения наклона земной оси, развивавшиеся Д. Крейгауэром в 1902 г., Л. Б. Рухиным в 1955—1959 гг. и Н. М. Страховым в 1960 г., признаются несостоятельными даже противниками дрейфа.

Признание дрейфа литосферных плит позволяет предположить, что наиболее богатые нефтематеринские толщи могли формироваться на пассивных окраинах плит, перемещающихся в тропических климатических поясах, менее богатые — в аридных и гумидных океанических зонах.

В 1973—1974 гг. разработана третья важная предпосылка для поисков месторождений нефти и газа, которую можно назвать геодинамической, или субдукционной, так как она основана на существовании процесса субдукции континентальной коры.

Но прежде чем пояснить эту предпосылку, заметим, что, по мнению автора, практика геологоразведочных работ на нефть поставила перед исследователями две основные фундаментальные проблемы: 1) чем объяснить наличие нефтяных месторождений в тех блоках земной коры, в пределах которых не установлено нефтематеринских толщ; 2) чему обязано богатство некоторых бассейнов, в пределах которых насыщенность

органическим веществом нефтематеринских толщ недостаточно, чтобы объяснить масштаб сформированных месторождений?

Существование этих проблем вызвало к жизни гипотезу о неорганическом происхождении нефти, выдвинутую с общетеоретических позиций еще Д. И. Менделеевым.

Мобилистские геотектонические модели, в основе которых лежит представление о субдукции земной коры, наметили путь к решению обеих проблем.

В 1970 г. было показано, что если при поддвигании плиты с океанической корой под другую плиту поглощаются пелагические осадки слоя 1, содержащие органическое вещество, то углеводороды по крутопадающим разломам могли поступать в проницаемый комплекс пород верхней плиты из зоны поглощения [138]. Таким образом, предположение «неоргаников» о возможности поступления углеводородов в газовом или парогазовом состоянии с больших глубин было в принципе правильным. Но правильное промежуточная точка зрения: углеводороды поступали не из мантии, а с глубины в несколько километров и десятков километров с всякого бока поддвигаемой плиты, а источником их было не газовое дыхание перидотитового вещества, а те же продукты органической жизни, которые входят в состав нефтематеринских толщ большинства других нефтеносных бассейнов.

Для решения второй проблемы с позиций органической гипотезы образования нефти было разработано представление о латеральной миграции нефти на значительные расстояния.

Проникновение в сущность процессов субдукции [35, 186] и усовершенствование моделей столкновения литосферных плит [183] позволили привлечь для объяснения латеральной миграции углеводородов горизонтальные тектонические движения [186, 57, 59].

Процесс субдукции при столкновении литосферной плиты, на прогибающейся окраине которой сформировалась седиментационная призма, включающая толщи-коллектора и нефтематеринские горизонты, с другой плитой, несущей окраину континента, островную дугу или иной структурный элемент, вызывает дальнейшую латеральную миграцию углеводородов, начавшуюся при накоплении седиментационной призмы. Надвигаемая плита создает дополнительное давление, и из перекрываемых плитой нефтематеринских толщ углеводороды «выдавливаются» и мигрируют вверх в толщи-коллектора. Таким образом, по-видимому, не только температурный фактор, нагрев и физико-химические превращения, а и фактор давления определяют образование и миграцию водонефтяной и парогазовой эмульсий, которые образуют скопления углеводородов. При этом, чем больше субдукцируемая площадь осадочных нефтематеринских толщ, тем больше нефти и газа добавляется в продуктивные толщи.

Зная субдукционный механизм миграции углеводородов, можно предположить, что часть скоплений нефти и газа в Азербайджане и Туркмении образована в результате этого процесса.

В мезозой-кайнозойском осадочном покрове Западно-Сибирской низменности, очевидно, не происходит субдукционной миграции. Однако в подстилающих палеозойских комплексах такая миграция может быть решающей, поэтому для более уверенных поисков палеозойской нефти следует проанализировать эволюцию палеозойских структур, применяя мобилистские региональные модели столкновения литосферных плит (континент—дуга, континент—континент), выделить осадочные призмы, сформированные на пассивных окраинах плит. В процессе этого анализа должны быть установлены наиболее перспективные для выявления нефти и газа структуры, которыми будут являться в первую очередь скрытые передовые прогибы, образованные в завершающие стадии столкновения плит при формировании Западно-Сибирской эпигерцинской платформы, и удаленные от этих зон столкновения наименее дислоцированные проницаемые толщи.

Золото. Золоторудные месторождения представлены несколькими промышленно-генетическими типами, крайне неравноценными по своей промышленной значимости: 1) месторождения в протерозойских конгломератах и терригенных углеродистых формациях; 2) гипотермальные и мезотермальные золото-кварцевые и золото-полиметаллические жильные месторождения; 3) эпитеермальные субвулканические золото-серебряные с теллуридами; 4) золотоносные россыпи. Значительные запасы золота содержатся и извлекаются из руд меднопорфировых месторождений. В последние годы появились новые промышленно-генетические типы месторождений, например стратиформные месторождения тонкодисперсного золота в окварцованных доломистых известняках (месторождение Карлин штата Невада, США) и эпигенетические урановые месторождения Северной территории Австралии с высокими содержаниями золота.

Уникальное месторождение Витватерсранд, аналогами которого, вероятно, являются урано-золоторудные месторождения Северной территории Австралии, а также Хоумстейк и Блянд Ривер, несмотря на кажущееся различие в их геологическом строении и вещественном составе, формировались в однотипных тектонических обстановках — в авлакогенах при наличии богатых источников золота в виде основных вулканических пород (а уран — из кислых гранитоидных или метаморфических пород).

Высокая золотоносность протерозойских отложений объяснялась автором совместно с О. Г. Сорохтиным и Г. Н. Анашиным особенностями эволюции выноса золота в континентальную кору. Предполагалось, что уровень океана достиг гребней срединно-океанических хребтов лишь около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад,

а полное насыщение коры океанической водой произошло около $2 \cdot 10^9$ лет назад. В результате гидратации пород океанической коры хлоридными водами значительно увеличился поток воды в зонах поддвигания и поглощения, что привело к резкому обогащению золотом поступающих в континентальную кору образований (основных магм, флюидов).

Золоторудные месторождения встречаются в различных геодинамических обстановках (см. табл. 7):

1) в авлакогенах (преимущественно протерозойского возраста);

2) на активных окраинах континентов;

3) на островных дугах;

4) в зонах столкновения островных дуг с континентами и континентов с континентами.

Вместе с тем анализ размещения золоторудных месторождений на основе имеющихся палеореконструкций показывает отсутствие золоторудных месторождений на пассивных окраинах (не осложненных авлакогенами), в областях рифтовых зон, в зонах обдукции океанической коры, не осложненных более поздними магматическими и гидротермальными образованиями при столкновениях континентов.

Золоторудные месторождения в протерозойских авлакогенах. Сравнительный анализ геодинамических обстановок, благоприятных для скопления полезных ископаемых, позволяет рекомендовать поисковые работы в первую очередь на протерозойских образованиях. К их числу следует относить не только металлоносные конгломераты, но и толщи черных углеродистых песчано-сланцевых отложений, а также, вероятно, и другие терригенные толщи протерозойских авлакогенов на участках, прилегающих к базитовым экструзиям, осложняющим строение толщ. Наибольший интерес представляют площади пологого залегания пород, так как в их пределах месторождения, как правило, не выходят на дневную поверхность. Это резерв слепых, еще не выявленных месторождений, о котором в свое время писал В. И. Красников. Площади протерозойских авлакогенов, еще не изученные бурением на глубину, подлежат первоочередному исследованию. Можно предположить, что на стадии рекогносцировочного обследования структурными скважинами в протерозойских авлакогенах могут быть встречены месторождения золота (типа месторождений Витватерсранда), меди, свинца и цинка (типа месторождений Маунт Айза и Хилтон), урана (типа Бляйнд Ривер и Витватерсранд), а также, возможно, и других полезных ископаемых, например марганца (устное сообщение Д. И. Мусатова). На этом же этапе должна быть определена зараженность толщ ураном.

Золоторудные месторождения активных окраин континентов могут быть представлены всеми известными промышленно-генетическими типами месторождений

(кроме типичных островодужных). Однако наибольший интерес в данной геодинамической обстановке будут иметь протерозойские отложения авлакогенов, вовлеченные при развитии активных окраин кордильерского типа в формирование покровов и шарьяжей. В этом случае отложения краевых частей континентов, глубоко залегающие под осадочными призмами пассивных окраин континентов, могут быть выведены на дневную поверхность и входить в состав антиформных и синформных структур, пересланываясь с покровами пород палеозойского возраста.

В зонах покровно-шарьяжного строения областей активных окраин континентов могут встречаться стратиформные месторождения тонкодисперсного золота (типа месторождения Карлин).

Ближе к океану или к краевой части столкнувшихся окраин континентов могут быть приурочены как гипотермальные и мезотермальные жильные золоторудные месторождения в ассоциации с медью и полиметаллами (не ясна пока позиция золото-сурьмяных месторождений), так и гидротермально-вулканогенные золоторудные и золото-серебряные с теллуридами в андезитовых и базальтовых вулканитах. Локальные магматические и структурные поисковые критерии для таких месторождений достаточно хорошо разработаны.

Золоторудные месторождения в островодужных геологических формациях представлены преимущественно мезотермальными кварцевожильными месторождениями, ассоциирующими с малыми интрузиями кварцево-диоритового состава, а также гидротермально-вулканогенными золото-серебряными с теллуридами, залегающими в вулканитах. При оценке перспектив месторождений данного типа следует иметь в виду, что в процессе тектонического становления пород островодужных формаций залегающие в них месторождения могут подвергаться тектоническим деформациям, в результате которых в некоторых областях часть месторождений по трансформным разломам или сопряженным с ним структурам может быть перемещена на расстояние в километры и даже первые десятки километров.

Островодужные меднопорфировые месторождения, меднопорфировые активных окраин континентов, а также меднополиметаллические месторождения типа Куроко необходимо тщательно опробовать на золото. Должна также учитываться пространственная связь медно-полиметаллических месторождений типа Куроко с более молодыми по возрасту гидротермально-вулканогенными золото-серебряными месторождениями.

Золоторудные месторождения зон столкновения островных дуг с континентами и континентов с континентами представлены месторождениями, образованными в периоды развития островных дуг и активных окраин. При формировании орогенов столкновения эти месторождения подвергаются деформациям и окончательное тектоническое становление испытывают в структурах

континентальной земной коры. В орогенах гималайского типа столкновения деформациям может подвергаться и автохтон пассивной окраины, который в областях столкновения выступов будет испытывать подъем.

Наконец, гидротермальные месторождения золота, связанные с вулканогенными и гидротермально-магматическими процессами, могут образовываться в шовных зонах, а также в крайних частях сталкивающихся окраин. В этом случае они ассоциируют с породами офiolитового комплекса и накладываются на него.

Урановые месторождения. Для урана можно выделить следующие важнейшие промышленно-генетические типы месторождений: 1) пластовые стратиформные в протерозойских конгломератах, песчаниках и джеспилитах (типа Бляйнд Ривер, Витватерсранд); 2) жильные и жилообразные гидротермальные в протерозойских кристаллических породах (типа месторождений Медвежьего озера, Шинколобве и др.); 3) стратиформные и ролловой формы в проницаемых песчаниках активных окраин континентов, особенно в стабильных тектонических блоках, связанные с фронтами и зонами пластового окисления; 4) гидротермальные урановые, урановые с кобальтом, никелем и серебром, собственно урановые и урано-молибденовые в экзоконтактах и эндоконтактах гранитоидных массивов, в кислых вулканах, а также в других породах, прорываемых кислыми магматическими породами.

Урановые месторождения в протерозойских образованиях. Предлагаемые выше поисковые критерии для золота в равной мере относятся и к урану, хотя источником урана являлись кислые гранитоидные и метаморфические породы архея и протерозоя. Уран, как и золото, может накапливаться в виде стратиформных залежей в обогащенных органическим веществом продуктивных толщах и горизонтах (например, Витватерсранд и Бляйнд Ривер). Однако он более подвижен и может подвергнуться переконцентрации. Конгломератовые и песчаные толщи протерозоя, по-видимому, нередко являлись аренами мощного перераспределения урана палеогрунтовыми водами и гидротермальными растворами, которые, разгружаясь вдоль зон разломов, вновь отдавали уран с образованием жилообразных гидротермальных и гидротермально-вадозных месторождений. Следовательно, вторым важным критерием являются крутопадающие и значительные по протяженности зоны разломов, к которым иногда приурочены богатые урановые месторождения. Сложнее поиски в краевых зонах авлакогенов, которые при столкновении с островными дугами или окраинами континентов подвергались сложным деформациям.

Урановые месторождения в песчаниках. Главным фактором концентрации урана в толщах песчаников является выпадение его из кислородных вод на восстановительном

барьере. Выпадение происходит как в красноцветных, так и в сероцветных песчаниках. Последние выступают в роли мощных геохимических барьеров. Источниками урана являются туфогенный материал или ураноносные черные углеродистые сланцы залегающих гипсометрически выше толщ, а также прилегающие гранитоидные массивы. Аридный климат способствует формированию и сохранению рудных залежей.

Для урановых месторождений в песчаниках можно предложить следующие основные региональные поисковые геологические критерии: 1) приуроченность месторождений к активным окраинам континентов или микроконтинентов, к стабильным блокам на этих окраинах, характеризующимся длительным накоплением сравнительно маломощных терригенных и угленосных толщ, наличие крупных моноклинальных структур; 2) наличие пород — источников урана, поставлявших металл к геохимическому барьеру (туфогенный материал самих вмещающих толщ, черные сланцы, гранитоиды и др.).

Гидротермальные урановые месторождения. Для этой большой группы урановых месторождений достаточно хорошо разработаны локальные поисковые критерии: приуроченность месторождений к эндоконтактам и экзоконтактам гранитоидных массивов, к вулканическим жерлам и крупным разломам в вулканогенных толщах.

Пока нельзя сказать ничего определенного о региональных геодинамических обстановках, в которых формируются эти месторождения. Вполне возможно, что это происходит на активных окраинах континентов. Например, урано-молибденовое месторождение Мерисвейл в кислых вулканитах расположено на активной окраине кордильерского типа. Можно, видимо, ориентироваться на пространственную связь урано-молибденовых месторождений с черными углеродистыми, содержащими уран, молибден и рений, сланцами, на тесную пространственную связь собственно урановых месторождений с массивами гранитов.

В последнее время сделаны попытки отнести оловянно-медно-урановые месторождения Корнуола, пространственно связанные с оловоносными гранитами, к геодинамическим обстановкам столкновения [224].

Медь. Для меди выделяются следующие важнейшие промышленно-генетические типы месторождений: 1) меднопорфировые с молибденом и золотом; 2) стратиформные медные с кобальтом, свинцом, цинком, серебром, рением и другими металлами в песчаниках и сланцах; 3) медноколчеданные в толщах базальтоидов (кипрского и уральского типов); 4) меднополиметаллические в контрастных вулканических толщах островных дуг (тип Куроко); 5) эпигенетические тела массивных халькопиритовых руд и ассоциирующие с ними стратиформные залежи свинцово-цинковых руд в пронизываемых толщах

авлакогенов. Меньшее промышленное значение имеют месторождения типа манто в вулканогенных толщах, медные жильные месторождения и некоторые другие.

Анализ размещения меднопорфировых месторождений показал, что можно выделить, по крайней мере, четыре региональные геодинамические обстановки, в которых они встречаются: 1) островные дуги (типа Пангуна с повышенными концентрациями золота); 2) активные окраины континентов (медный пояс Чили, месторождения Казахстана, Средней Азии, Южной Аризоны), при этом они могут залегать как среди комагматичных вулканитов, так и среди более древних пород; 3) зоны столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов в ассоциации с медно-магнетитовыми месторождениями (месторождения Маунт Фьюбилайн, о. Новая Гвинея); 4) зоны столкновения континентов кавказского типа, например месторождения Мисхано-Зангезурской металлогенической зоны, образованные в стадию столкновения на активной окраине континента. При прогнозе и первых стадиях перспективной оценки месторождений указанные критерии могут быть использованы для оценки сопутствующих элементов, например молибдена, концентрации которого выше на активных окраинах континентов.

Анализ позиции медного пояса Родезии с позиции тектоники плит пока отсутствует, хотя уже имеется попытка связать его генезис с деятельностью горячей точки (мантийного плюмажа). Однако на основании анализа других крупных месторождений такого же типа можно прийти к выводу, что они являются гидротермально-осадочными, формировавшимися, вероятно, в эпиплатформенных морских или континентальных седиментационных бассейнах на активных окраинах континентов. Только поступлением рудных растворов в нижние проницаемые горизонты красноцветных и других пород или на дно морей можно объяснить закономерности размещения залежей и существующую минералогическую зональность в песчаниках и медистых сланцах (Мансфильд). Этот поисковый тектонический критерий может использоваться, по-видимому, только после проверки его палеорекострукциями.

Медноколчеданные месторождения кипрского типа до сих пор прогнозировались и оценивались как образования ранних стадий развития геосинклинальных трогов или как наложенные поздними процессами. Теперь определенно установлено, что это образования океанической коры, возникшие в срединно-океанических хребтах (а возможно, и в окраинных морях) и испытавшие обдукцию при тектоническом включении их в состав континентальной коры. Поэтому при прогнозировании и оценке месторождений данного типа необходимо подходить с позиций их сингенетичности вмещающим толщам, а не наложенного постмагматического оруденения [100, 101], с позиций аллохтонного и деформированного состояния этих толщ. Это кардинально

меняет направление прогноза, поисков и оценки медноколчеданных месторождений. То же полностью относится и к медно-полиметаллическим колчеданным островодужным месторождениям типа Куроко. Месторождения данного типа сингенетичны вулканогенным толщам [154, 155] и почти согласны с напластованием [48]; на континентах они также находятся всегда в аллохтонном и в той или иной степени деформированном залегании. Если рудовмещающие вулканогенные толщи расслоены, то нередко можно видеть интенсивные пликативные деформации руд месторождений данного типа.

Для повышения эффективности поисков и разведки полиметаллических и медно-полиметаллических островодужных месторождений необходимо улучшить качество геологического картографирования рудных полей и месторождений, детально расчленить продуктивные вулканогенно-осадочные толщи, выделить и проследить складчатые структуры. Необходимо учитывать приуроченность рудных залежей к определенным рудоносным поверхностям [48, 99] и их закономерное расположение на этих поверхностях. Детальные палеореконструкции рудных полей месторождений данного типа являются ключом к обнаружению новых глубоко залегающих залежей во многих известных горно-рудных районах.

Уже указывалось, что авлакогены, особенно протерозойского возраста, могут являться благоприятными для выявления новых месторождений медных руд (тип месторождения Маунт Айза).

Свинец и цинк. К числу свинцово-цинковых месторождений относятся крупнейшие стратиформные и штокверковые месторождения в терригенно-карбонатных толщах пассивных окраин континентов типа месторождений долины Миссисипи, которые могли быть сформированы как в стадию межматерикового рифта и пассивной окраины континента, так и при последующих деформациях осадочных терригенно-карбонатных толщ пассивной окраины с островными дугами. Для установления более четких геотектонических критериев этой рудной формации предстоит уточнить геодинамические обстановки.

Важным промышленно-генетическим типом свинцово-цинковых месторождений являются жильные и контактово-метасоматические месторождения со значительным количеством серебра, развитые на активных окраинах континентов в связи с молодой субвулканической деятельностью (Сьерра-де-Паско в Перу, пояс жильных и контактово-метасоматических месторождений Чили и Аргентины, районы Кер д'Алена, Тинтика и Бингема в США).

Молибден. Кроме значительных количеств молибдена в меднопорфировых месторождениях главные концентрации его известны в собственно молибденовых и кварцево-молибденовых (вместе с вольфрамом) штокверковых месторождениях, приуроченных к молодым интрузивным штокам риолитовых порфиров

(Кляймакс) на активных окраинах континентов кордильерского типа.

Олово. С позиций новой глобальной тектоники выделяется три главных промышленно-генетических типа оловорудных месторождений: 1) грейзеновые и кварцевожильные с касситеритом (и вольфрамитом) в экзоконтактных и эндоконтактных зонах палингенных оловоносных гранитов, формирование которых предположительно происходило при закрытии окраинных морей под аллохтонами островных дуг, надвигающихся на пассивные окраины континентов; 2) оловянно-серебряные и собственно оловянные месторождения, приуроченные к молодым интрузиям (кварцевых порфиров на активных окраинах континентов андийского типа); 3) оловоносные граниты, связанные с деятельностью мантийных плюмажей на древних платформах (месторождения плато Джос в Нигерии, Рондониаи в Бразилии). Значительно меньшее значение имеют ксенотермальные полиметаллические жилы с оловом, которые встречаются как на активных окраинах континентов, так и на островных дугах.

Ртуть. Намечаются три определенные геотектонические обстановки, в которых формируются ртутные месторождения: 1) терригенные толщи авлакогенов (Никитовское месторождение); 2) офиолиты и наложенные на них и на другие породы молодые эффузивы в краевых частях активных окраин континентов (месторождения Калифорнии, Хуановелика в Чили, Монте-Амиата в Италии, Средней Азии); 3) разнообразные породы в краевых частях сталкивающихся окраин континентов (кавказского типа). Последняя геотектоническая обстановка, видимо, менее благоприятна по сравнению с двумя первыми. К сожалению, не вполне ясна геотектоническая позиция в основных типах структурных элементов земной коры уникального месторождения Альмаден и ряда других.

Бокситы (геосинклинальные). Геосинклинальные высококачественные бокситы являются специфическими и очень характерными накоплениями на островных дугах. Поэтому в континентальной коре их следует искать в аллохтонных островодужных геологических формациях со следами интенсивного латеритного выветривания, т. е. в орогенах столкновения островных дуг с пассивными окраинами континентов (Северо-Уральский бокситоносный бассейн). Для научного обоснования поисков аналогов месторождений островов Реннелл, Ямайки и Северо-Уральского бокситоносного района в палеозойских породах Урала, Салаира, Саян, Центрального Казахстана и других областей палеозойской складчатости потребуется создать мобилистские палеотектонические реконструкции необходимой детальности, т. е. рассмотреть палеопозицию в тропическом поясе не только Сибирской и Казахстанской мегаплит, но и более мелких мезоплит и микроплит, причленившихся к ним в разные периоды раннепалеозойского и позднепалеозойского орогенеза.

Железо и марганец. Здесь не рассматривается геотектоническая позиция важнейшего промышленно-генетического типа железорудных месторождений железистых кварцитов и связанных с ними богатых железных руд в породах протерозоя. Второй важный промышленно-генетический тип железных руд — скарново-магнетитовые месторождения, ассоциирующие с гранито-диоритовыми и кварцево-диоритовыми интрузиями, как показал анализ, характерен для островодужных формаций и активных окраин континентов. Хотелось бы привлечь внимание к пересмотру его тектонической позиции, а также к условиям формирования других железорудных и марганцевых месторождений, которые относятся к собственно осадочным месторождениям. Только в последнее время стали появляться высказывания о вулканогенно-осадочном происхождении некоторых из них, например таких, как Чиатурское месторождение. Было показано, что это месторождение формировалось на микроконтиненте в период начавшегося столкновения континентов кавказского типа.

Многочисленные данные о разных геодинамических обстановках (в срединно-океанических хребтах, в межматериковых рифтовых зонах и т. п.) показывают, что крупномасштабное сравнительно быстрое накопление окислов железа и марганца скорее всего, может быть объяснено их выносом хлоридными рассолами с глубоких горизонтов, где, видимо, залегают более надежные источники вещества для этих месторождений — основные и ультраосновные породы океанической коры. В первую очередь следовало проверить, не является ли наблюдаемая металлогеническая зональность в размещении карбонатных и окисных руд Никопольского и Токмакского марганцевых месторождений результатом деятельности эндогенных растворов. И не относятся ли они, как и керченские железорудные месторождения, к месторождениям, формирующимся на сталкивающихся (Никольское) и развивающихся активных окраинах континентов (Керченское).

Глава 13

ПРОБЛЕМЫ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ И УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, НАПРАВЛЕНИЕ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из анализа основных положений и достижений теории новой глобальной тектоники, их значения для развития учения о полезных ископаемых следует, что ключевая проблема геологии —

проблема выявления условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых — в значительной мере должна решаться за счет дальнейшей разработки фундаментальных вопросов геотектоники и сопряженных с ней геологических наук. Предстоит значительно уточнить наши знания о глубинном строении складчатых поясов (орогенов) и прилегающих к ним площадей на основе палеотектонических реконструкций.

Можно наметить некоторые направления регионального анализа условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

1. В теории геотектоники — это создание новых, а также совершенствование разработанных глобальной модели эволюции литосферы и региональных геодинамических моделей развития основных типов структурных элементов земной коры; детальный анализ процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма во времени и пространстве для каждого типа структурных элементов, т. е. выделение специфических геологических формаций (осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических поясов) для определения структурно-формационных зон того или иного типа структурного элемента земной коры на разных стадиях его развития и как итог — создание мобилистской, значительно более обширной и детальной шкалы геологических формаций, которая должна являться основой для палеотектонических реконструкций; в дополнение к геолого-формационным — разработка геофизических критериев выделения основных типов структурных элементов земной коры и их структурно-формационных зон.

Выделение геологических формаций в значительной степени будет определяться исследованиями поверхностных структур при геологосъемочных и поисково-разведочных работах. Для расшифровки глубинного строения регионов и в первую очередь перспективных нефтегазоносных и рудных провинций потребуется существенно новая интерпретация имеющихся данных сейсморазведки, гравиметрии и магниторазведки. Кроме того, необходимо провести новые профильные и площадные исследования. Главным мотивом новой геофизической интерпретации должно стать положение теории новой глобальной тектоники о том, что континентальная земная кора состоит из скученных литосферных плит и пластин, разграниченных наклонными поверхностями. Это коренным образом отличается от фиксистского представления о слоисто-блоковом строении земной коры, которое до сих пор лежало в основе геофизической интерпретации региональных материалов.

2. В теории региональной геологии и тектоники на основе созданных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры, геолого-формационных и геофизических критериев выделения слагаю-

щих их структурно-формационных зон предстоит провести новую интерпретацию строения, особенно глубинного, и эволюцию основных территорий страны и в первую очередь фанерозойских, а затем и протерозойских складчатых поясов и прилегающих к ним площадей, включая перекрывающие их покровные образования.

3. В теории исторической геологии кроме анализа трансгрессий и регрессий, ореалов флоры и фауны должно быть продолжено создание глобальных палеотектонических реконструкций расположения литосферных плит; следует восстановить взаимное расположение и направление движения континентов и микроконтинентов, время разрыва и спаивания (столкновения) литосферных плит, несущих континентальную кору, время заложения островных дуг (микроконтинентов) и их приращения к материкам: периоды прохождения литосферных плит с континентами и микроконтинентами через тропическую, аридные, гумидные и арктические климатические зоны. Историческая геология, ранее предполагавшая незыблемое, статическое положение материков, должна стать динамической.

Палеорекострукции будут постепенно все более усложняться. Уже созданы и совершенствуются глобальные реконструкции размещения мегаплит и мезоплит литосферы в различные геологические периоды. На очереди усложнение этих реконструкций с учетом анализа размещения в эти же периоды проявлений внутриплитовой тектоно-магматической активизации действовавшими мантийными плюмажами и диапирами. Еще много предстоит сделать по палеорекострукциям отдельных орогенов с целью выяснения условий формирования известных месторождений полезных ископаемых и разработки новых региональных, геотектонических, палеотектонических и других геологических критериев их поисков.

Уже в значительной степени уточнены мезозой-кайнозойские палеорекострукции и наиболее успешно для островных дуг, активных окраин континентов, зон обдукции и других орогенов незавершенного цикла развития, располагающихся в переходных зонах от океанов к континентам. Для них картина горизонтальных тектонических движений определяется на основании расшифровки палеомагнитных аномалий, «записанных» инверсиями магнитных полюсов в базальтовых лавах, излившихся на склонах срединно-океанических хребтов. Палеомагнитные данные коррелируются с результатами литологических и палеонтологических исследований осадков, вскрытых скважинами глубоководного бурения на склонах срединно-океанических хребтов и в абиссальных равнинах. Сложнее реконструировать эволюцию мезозой-кайнозойских орогенов заверщенного цикла развития, возникших в зонах столкновения типа континент—континент, особенно, если столкновения сопровождались явлениями

косой субдукции и тектоническими движениями по трансформным разломам.

Наиболее сложными для палеотектонических реконструкций являются области эпипалеозойских и эппротерозойских платформ¹, представляющие собой иногда значительно эродированные линейные и каркасные орогены заверщенного цикла развития, образующиеся в результате столкновения литосферных плит, перемещавшихся в двух и более направлениях. В них можно видеть комбинации зон столкновений островная дуга—континент и континент—континент, включая зоны обдукции. Ключом к палеореконструкциям для таких областей могут быть серпентинитовые меланжи и дикий флиш, офиолитовые и флишевые формации, маркирующие позиции древних глубоководных желобов, которые существовали между сходящимися плитами. Отдельные плиты, входящие в состав этих орогенов, могли перемещаться на тысячи километров, пересекая границы различных климатических зон. В этом случае большую помощь в установлении меридионального дрейфа литосферных плит окажут палеомагнитные исследования слабо тектонически нарушенных терригенных толщ (например, из бассейнов на аккреционных призмах островных дуг, пассивных окраин континентов и микроконтинентов), а также анализ размещения красноцветных пород, эвапоритов, тиллитов и других пород, дающих информацию о палеоклиматах.

4. В теории металлогенического анализа и регионального анализа нефтегазоносности территорий на основе новой интерпретации эволюции и глубинного строения перспективных участков с учетом мобилистских геодинамических моделей развития основных типов структур земной коры должны быть рассмотрены закономерности размещения в первую очередь наиболее продуктивных структурно-металлогенических зон и областей нефтегазонакопления, условия специализации магматических рудогенерирующих комплексов, геохимически аномальный состав (металлоносных) осадочных толщ, позиция нефтегазоматеринских толщ и других источников минеральных скоплений, условия формирования основных промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых. При выяснении генезиса месторождений кроме источника минеральных веществ, по мнению автора, решающее значение имеют анализ условий и времени миграции флюидов, установление времени формирования основных промышленно-генетических типов скоплений полезных ископаемых. Для месторождений складчатых поясов (орогенов) важно также определить не только время формирования скоплений полезных ископаемых, но

¹ Вопросы развития и становления архейской протокрыны нами не рассматриваются.

и период их тектонического становления, а также время выведения на дневную поверхность и начало разрушения.

С позиций металлогенического анализа уже разрабатываются петрологические, геохимические и металлогенические критерии расшифровки зональности, полярности и других особенностей строения структурно-формационных и металлогенических зон основных типов структурных элементов земной коры для использования их при палеотектонических реконструкциях. Иногда металлогеническая зональность размещения месторождений и рудопроявлений в пределах той или иной плиты или пластины земной коры может оказаться решающей для определения направления ее перемещения в определенный геологический период, т. е. быть очень важным критерием при палеотектонических реконструкциях.

5. В теории сравнительного регионального металлогенического анализа и анализа нефтегазоносности может быть применен методологический прием, использованный в свое время Ю. А. Билибиным.

Необходимо сопоставление результатов регионального геотектонического анализа геологического строения и эволюции различных структурно-металлогенических зон и рудных провинций (что применимо и для нефтегазоносных провинций) для уточнения условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и для создания и уточнения глобальных и региональных металлогенических и минерагенических моделей.

Можно предположить, что разработанные глобальные и региональные геодинамические модели развития земной коры и модели поступления выплавки астеносферного и более глубокого вещества в результате процессов дифференциации в жидком ядре Земли и деятельности мантийных конвекционных потоков, диапиров и плюмажей, а также основанные на них модели металлогенезиса позволяют существенно уточнить представления о геохимических циклах миграции и балансах химических элементов (и их изотопов) в верхних оболочках, мантии и ядре Земли.

Если указанные направления решения проблем теории новой глобальной тектоники и учения о полезных ископаемых будут развиваться как подсистемы в постоянном взаимодействии между собой, можно ожидать уже в ближайшие годы больших успехов в выявлении новых закономерностей размещения месторождений, новых поисковых геологических критериев, создании более надежных, подлинно научных основ прогнозирования и выделения перспективных площадей и повышении эффективности поисковых и разведочных работ.

Использование разработок мобилистской теории внесло существенный вклад в развитие геологической науки. Составлены глобальные и региональные геодинамические модели развития земной коры, применение которых позволило по-новому подойти к пониманию и объяснению эволюции и глубинного строения океанов, переходных зон от океанов к материкам и самих материков. В частности, сделан вывод о наклонно-скученном, а не слоисто-блоковом характере земной коры. Новая теория и созданные модели удачно объясняют глобальные и региональные закономерности размещения сейсмических и вулканических областей, чего до сих пор не было сделано в рамках существовавшей теории.

Созданные геодинамические модели основных структурных элементов земной коры позволили начать пересмотр эволюции и глубинного строения нефтегазоносных и рудных провинций, составление новых тектонических, металлогенических и минерагенических карт для выяснения новых закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Сделаны первые выводы, способствующие более правильному пониманию геологического строения отдельных районов и геотектонической позиции развитых в их пределах скоплений минерального сырья. Так, например, после долгих лет игнорирования и исключения из легенд геологических и тектонических карт надвигов и покровов выяснено надвиговое и покровно-шарьяжное строение целого ряда районов. Этому способствовало вытекающее из новых геодинамических моделей положение об аллохтонном залегании в континентальной коре офиолитовых и островодужных формаций. Представления о принципиально ином строении некоторых регионов, в том числе вмещающих очень крупные и крупные месторождения полезных ископаемых, еще только начинают осмысливаться и делаются первые робкие шаги по использованию новых выводов для переоценки перспектив нефтегазоносных и рудных провинций, попытки определения новых направлений поиска новых месторождений полезных ископаемых.

Можно не сомневаться, что мобилистские геодинамические модели в ближайшее время найдут широкое применение для создания тектонических и прогнозных металлогенических и минерагенических карт. В заключение следует подчеркнуть, что применение разработанных с позиций неомобилизма геодинамических моделей только начато и при их использовании могут допускаться отдельные погрешности. Поэтому конструктивная критика в адрес новых построений должна и будет приниматься с благодарностью.

1. Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн. Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 133—179.
2. Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—30.
3. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— «Геохимия», 1972, № 12, с. 1515—1541.
4. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— «Геотектоника», 1976, № 2, с. 44—56.
5. Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948. 598 с.
6. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостоптехиздат, 1954. 606 с.
7. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
8. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 124 с.
9. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.
10. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.— «Геотектоника», 1974, № 3, с. 47—54.
11. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 260 с.
12. Беншоф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн. Дрейф континентов (горизонтальные движения земной коры). М., «Мир», 1966, с. 75—104.
13. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
14. Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 38, вып. 3. 332 с.
15. Бок И. И. Основы рудной геологии. Алма-Ата, «Наука», 1970. 434 с.
16. Борисяк А. А. Происхождение континентов и океанов.— «Природа», 1922, № 1—2, с. 13—32.
17. Бородин Л. С. Щелочные породы — индикатор земных глубин.— «Природа», 1971, № 5, с. 62—72.
18. Бургман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973. 104 с.
19. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963. 474 с.
20. Вайн Ф., Метьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 32—38.
21. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.—Л., Госиздат, 1925. 145 с.
22. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1975, № 7, с. 3—10. Авт.: Ш. А. Адамия, Г. М. Заридзе, М. М. Рубинштейн и др.
23. Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967. 711 с.
24. Геодинамика и полезные ископаемые.— В кн.: Применение геодинамических моделей при изучении глубинного геологического строения рудных и нефтегазоносных провинций и выявлении новых закономерностей размещения полезных ископаемых. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976. 246 с.
25. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 719 с. Авт.: В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др.
26. Геологические условия залегания нефти и газа в Ираке.— В кн.: Материалы по геологии нефти. Междунар. геол. конгресс, 20 сессия. Докл. сов. геологов, т. IV. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 56—78.

27. *Геохимия*, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. I—III. Под ред. К. А. Власова. М., «Наука», 1962—1966. Т. I—780 с., т. II—830 с., т. III—860 с.
28. *Гилд Ф.* Металлогения и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 351—358.
29. *Деменецкая Р. М., Иванов С. С., Карасик А. М.* О нефтегазонасности арктических и северо-восточных шельфовых морей СССР в свете тектоники мобильных литосферных плит.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 7. 1972, с. 94—98.
30. *Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдавцев Ю. Е.* Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал).— «Геотектоника», 1975, № 1, с. 28—34.
31. *Диккинсон У.* Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 220—232.
32. *Диц Р., Холден Дж.* Распад Пангеи.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 315—329.
33. *Дмитриев Л. В., Шараскин А. Л., Удинцев Г. Б.* Рифтовые зоны океана и формирование коры океанического типа.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 113—129.
34. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Тектоника плит и геосинклиналей.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 180—191.
35. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Горные пояса и новая глобальная тектоника.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 191—219.
36. *Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С.* О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области.— «Геотектоника», 1974, № 5, с. 52—60.
37. *Заварицкий А. Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 18—31.
38. *Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—23.
39. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., 1972. 240 с. (Тр. лаб. «Нилзарубежгеология». Вып. 26).
40. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— «Геотектоника», 1973, № 5, с. 3—21.
41. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 231 с.
42. *Иванов С. Н., Нечуехин В. М.* Металлогения Урала в свете новых тектонических представлений.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 232—234.
43. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974. 230 с.
44. *Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 266—288.
45. *Карта полезных ископаемых континентов Мира.* Масштаб 1 : 15 000 000. Л., ВСЕГЕИ, 1970.
46. *Крякин Ю. В., Ковалев А. А., Оленин В. В.* Геодинамическая модель истории геологического развития Кавказа и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. научн.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 187—190.
47. *Кей М.* Геосинклиналь Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 180 с.
48. *Кен А. Н., Васильев В. И.* Расшифровка структур колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Разведка и охрана недр», 1969, № 4, с. 14—18.
49. *Клишевич В. Л., Поршняков Г. С.* Региональные закономерности размещения сурьмяно-ртутного оруденения в покровных структурах герцинид Юж-

- ного Тянь-Шаня.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. научн.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 200—202.
50. *Книппер А. Л.* История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 87—100.
51. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975. 215 с. (Тр. ГИН. Вып. 267).
52. *Ковалев А. А.* Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа.— В кн.: Геол. рудных месторождений, т. XIV, 1972, с. 90—96.
53. *Ковалев А. А.* Новая основа металлогенического анализа — мобилистская геотектоника.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 5, с. 3—15.
54. *Ковалев А. А.* Новая глобальная тектоника и металлогения.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., «Недра», 1973, с. 4—10.
55. *Ковалев А. А.* О причинах мощного нефтеобразования на Ближнем и Среднем Востоке.— «Геология нефти и газа», 1974, № 11, с. 69—74.
56. *Ковалев А. А.* Тектоно-магматическая активизация и связанные с ней рудные формации с позиций концепций новой глобальной тектоники.— В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975, с. 80—89.
57. *Ковалев А. А.* Геодинамические основы регионального анализа размещения и условий формирования месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 1, с. 56—73.
58. *Ковалев А. А.* Орогены, субдукция и полезные ископаемые.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 16—19.
59. *Ковалев А. А., Карякин Ю. В.* Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1973, с. 81—85.
60. *Колман Р.* Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 232—242.
61. *Конкретные* магматические формации Сев. Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 3—27. Авт.: Г. Д. Афанасьев, А. И. Борсук, Л. А. Кондаков и др.
62. *Королев А. В.* Эндогенное рудообразование в истории развития Земли. Ташкент, 1959. 41 с. (Тр. Среднеазиатского политехн. ин-та. Вып. 6. Нов. сер.).
63. *Котляр В. Н.* Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970. 463 с.
64. *Кропоткин П. Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— «Сов. геология», 1961, № 5, с. 16—38.
65. *Кропоткин П. Н.* XVI ассамблея Междунар. геофизического союза.— «Геотектоника», 1976, № 2, с. 116—118.
66. *Куликов П. К., Белоусов А. П., Латыпов А. А.* Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.— «Геотектоника», 1972, № 6, с. 79—87.
67. *Лебедев Л. М.* Современные металлоносные гидротермы и вопросы рудогенеза.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 6, с. 35—67.
68. *Леонидова Н. Л.* Осадконакопление в желобах (на примере Идзу-Бонинского глубоководного желоба). 1970, с. 79—87 (Тр. Сахалинского комплексного НИИ. Вып. 25).
69. *Ле Пишон Кс.* Спрединг океанического дна и дрейф континентов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 93—133.
70. *Линдгортон Н. Г.* Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом. Л., «Недра», 1970. 146 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 285).
71. *Лисицин А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974. 438 с.
72. *Личков Б. Л.* Движение материков и климаты прошлого Земли. М., Изд-во АН СССР, 1936. 127 с.
73. *Ломизе М. Г.* Современная трактовка тектоники офиолитовых зон и особенности размещения в них полезных ископаемых.— В кн.: Геодинамика и

- полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 146—148.
74. *Магакьян И. Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969. 224 с.
75. *Макаровский О. В.* Особенности геологического строения западного фланга Садоно-Згидского рудного поля по данным сейсморазведки (Северная Осетия). Автореф. канд. дис. МГУ, 1976. 26 с.
76. *Марухский* покров в палеозое Северного Кавказа.— «Сов. геология», 1974, № 2, с. 77—85. Авт.: И. И. Греков, С. М. Кропачев, С. П. Момот и др.
77. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 377—455.
78. *Менард Г. У.* Глубоководное дно океана.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971, с. 81—98.
79. *Милановский Е. Е.* Основные типы рифтовых зон материков.— «Вестн. МГУ», 1970, № 2, с. 13—35.
80. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 355 с.
81. *Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 243—265.
82. *Монгер Дж. У. Х., Саутер Дж. Г., Габриелс Х.* Эволюция Канадских Кордильер в свете тектоники плит.— «Геотектоника», 1974, № 2, с. 15—39.
83. *Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 68—93.
84. *Мурагов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 6, с. 3—23.
85. *Мусатов Д. И.* Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 89—91.
86. *Мусатов Д. И., Мальцев Ю. М.* История геологического развития и основные черты металлогении складчатой области Южной Сибири в свете теории тектоники плит.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 85—89.
87. *Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В.* О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных.— «Вест. МГУ. Сер. геол.» 1971, № 3, с. 9—26.
88. *Нефть и газ в Юго-Западном Иране.*— В кн.: Материал геологии нефти. Междунар. геол. конгресс, 20 сессия. Докл. сов. геологов, т. IV. М., Гостоптехиздат, 1959.
89. *Никонов В. В.* О перспективах ртутного оруденения в горах Карача-тыр (Южная Киргизия) с позиций мобилизма.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 206—207.
90. *Новые данные по тектонике Карякского нагорья.*— «Геотектоника», 1975, № 5, с. 60—72. Авт.: А. А. Александров, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжецкий и др.
91. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.
92. *Озол А. А.* Влияние геодинамической обстановки на рудогенез бора.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 155—157.
93. *Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых АН СССР.*— «Геотектоника», 1974, № 3, с. 27—46. Авт.: М. С. Марков, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пушаровский и др.
94. *Паккэм Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 288—314.

95. *Парк Ч. Ф., Мак-Дораид Р. А.* Рудные месторождения. М., «Мир», 1966. 545 с.
96. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—23.
97. *Пейве А. В.* Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геология», 1972, № 12, с. 7—25.
98. *Пейве А. В., Штрейс Н. А.* Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
99. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., «Недра», 1975. 272 с.
100. *Попов В. В.* Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— «Сов. геология», 1973, № 10, с. 6—18.
101. *Попов В. В.* Генезис колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Сов. геология», 1973, № 11, с. 32—49.
102. *Попов В. И.* Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., «Недра», 1966. 208 с.
103. *Ротараш И. А., Гредюшко Е. А.* История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 73—79.
104. *Рудные месторождения СССР. Т. I—III.* Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1974. Т. I—328 с., т. II—392 с., т. III—472 с.
105. *Рудные месторождения США. М., «Мир», Т. I, 1972. 660 с. Т. II, 1973. 636 с.*
106. *Руттен М. Т.* Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972. 446 с.
107. *Санфорд Р.* Нефтяное месторождение Сарир, Ливия.— В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., «Мир», 1973, с. 354—381.
108. *Севрюгин М. А.* Геологическое строение Присемипалатинского района.— «Сов. геология», 1959, № 8, с. 15—32.
109. *Сегалович В. И.* Геолого-геофизическая модель хромитоносного Кемпирсайского массива.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. Тезисы докл. к Всесоюз. науч.-техн. совещ. М., изд. ВИНТИ, 1976, с. 199—200.
110. *Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития.— В кн.: Закономерности размещения пол. ископ. Т. 8. М., «Наука», 1967, с. 55—78.
111. *Силлитое Р.* Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 335—351.
112. *Силлитое Р.* Связь металлогенических провинций запада американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 330—335.
113. *Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.
114. *Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., «Наука», 1970, с. 5—19.
115. *Смирнов В. И.* Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 3—17.
116. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976. 688 с.
117. *Смирнова М. Н.* О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 3, с. 10—18.
118. *Сорохтин В. Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», № 7, 1972, с. 55—66.
119. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с.
120. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федькин В. В.* Динамика литосферных плит и происхождение нефти.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.

121. *Соукинс Ф.* Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974, с. 358—377.
122. *Справочник по тектонической терминологии.* Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970. 584 с.
123. *Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).*—«Геотектоника», 1976, № 5, с. 6—23. Авт.: А. В. Пейве, А. Л. Яншин, Л. П. Зоненшайн и др.
124. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд-во АН СССР, 1962. Т. I—212 с., т. II—574 с., т. III—550 с.
125. *Сурков В. С.* Тектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления.—В кн.: Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971, с. 135—173.
126. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 344 с.
127. *Тресков А. А.* Сейсмичность и строение земной коры в зоне Байкальского рифта.—В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 102—112.
128. *Тролз У., Хассон Ф.* Геология и нефтяные ресурсы восточной части Саудовской Аравии.—В кн.: Материалы по геологии нефти. Междунар. геол. конгресс. 20 сессия. Докл. сов. геол., т. IV. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 7—25.
129. *Уилсон Дж.* Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.—В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974, с. 58—67.
130. *Ушаков С. А., Красс М. С.* О механизме дрейфа континентов.—В кн.: Сб. 5-й науч. конф. геол. ф-та. Тезисы докл. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 300—303.
131. *Ушаков С. А., Федьинский В. В.* Рифтогенез как механизм регулирования теплотерм Земли.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 5, с. 1182—1185.
132. *Флоренцов Н. А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения.—В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 40—56.
133. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.
134. *Хаин В. Е.* Происходит ли научная революция в геологии? — «Природа», 1970, № 1, с. 7—19.
135. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. Изд. 2-е, перераб. и допол. М., «Недра», 1973. 512 с.
136. *Хаин В. Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации.—«Геотектоника», 1975, № 1, с. 13—27.
137. *Халл С., Уорман Г.* Нефтяные месторождения Асмарийской группы Ирана.—В кн.: Геология гигантских месторождений нефти и газа. М., «Мир», 1973, с. 333—343.
138. *Хедберг Г.* Подводные окраины материков и нефтяная геология. ВИЭМС, экспресс-информация. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа, вып. 1 и 2, 1971, вып. 1—37 с., вып. 2—21 с.
139. *Хейзен Б., Тарп М., Юинг М.* Дно Атлантического океана, т. I. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 147 с.
140. *Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры.—В кн.: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 91, 1963. 119 с.
141. *Херасков Н. П.* Тектоника и формирования. М., «Наука», 1967. 404 с.
142. *Холмс А.* Основы физической геологии. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1949. 590 с.
143. *Шатский Н. С.* О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ).—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5, с. 39—66.
144. *Шатский Н. С.* О длительности складкообразования и о фазах складчатости.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 1, с. 15—53.
145. *Шатский Н. С.* О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. II. М., «Наука», 1964, с. 544—553.
146. *Шульц С. С. (мл.).* Скучивание аллохтонных тектонических пластин над зонами всасывания и его роль в формировании складчатых поясов континентов.—В кн.: Внутренняя геодинамика (краткие тезисы докл. к Всесоюз. геол. совещ.), НИГО, ВСЕГЕИ, 1972, № 2, с. 19—22.
147. *Шульц С. С. (мл.).* Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., «Недра», 1972. 208 с.

148. Шульц С. С. (мл.). Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., «Недра», 1973, с. 20—26.
149. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 180 с.
150. Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— «Сов. геология», № 3, 1970, с. 26—37.
151. Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971. 148 с.
152. Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути регионального прогноза рудных месторождений.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 7—11.
153. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., «Недра», 1976. 295 с.
154. Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 5, с. 46—65.
155. Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Сов. геология», 1974, № 9, с. 25—39.
156. Янишин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.
157. Abdel-Gawad M. Wrench movements in the Balichistan arc and relation to Himalayan—Indian ocean tectonics.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», vol. 82, N 5, 1971, p. 1235—1250.
158. Aubouin J. Pacific and Mediterranean tectonics an attempt at comparison.— In: 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 1, Canberra, s. a., p. 74.
159. Bally A. W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. Preprint of the Proceedings of the 9th World Petroleum Congress. Panel Discussion, 1, Global tectonics and petroleum occurrence, 1975.
160. Bamford R. W. The Mount Fubilan (ok Todi) porphyry copper deposits, Territoria of Papua and New Guinea.— «Econ. Geol.», 1972, vol. 67, N 8, p. 1019—1033.
161. Bigneil R. D., Tooms J. S., Cronan D. S. Red Sea metalliferous brine precipitates.— «Metallogeny and plate tectonics». Geol. assoc. of Canada, Spec. paper, 1976, N 14, p. 147—179.
162. Bogdanov B. Massive sulphide and porphyry-copper deposits in Tethys region. 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 3, Canberra, s. a., p. 733.
163. Bonatti E. Metallogensis at oceanic spreading centers.— «Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.», vol. 3. Palo Alto, Calif., 1975, p. 401—431.
164. Bostrom K., Fischer D. E. Distribution of mercury in East Pacific sediments.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1966, vol. 33, N 6, p. 1011—1042.
165. Bostrom K., Fisher D. E. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian ocean sediments. Earth and Planet.— «Sci. Lett.», 1971, vol. 11, p. 95—98.
166. Bostrom K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific Rise.— «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, p. 1258—1265.
167. Brotherz R. N., Blake M. C. Jr. Tertiary plate tectonics and high pressure metamorphism in New Caledonia.— «Tectonophysics», 1973, N 17, p. 337—358.
168. Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— In: A symposium on continental drift. Royal Soc. London Philos. Trans. A, 1965, vol. 258, p. 41—51.
169. Burke K., Dewey J. F. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks.— «J. of Geol.», 1973, vol. 81, p. 40.
170. Burke K., Whiteman A. J. Uplift, rifting and the breakup of Africa.— In: Tarling D. H. and Runcorn S. K. eds., Continental drift, sea floor spreading and plate tectonics: London, Academic Press, 1974.
171. Chase C. G. The N-plate problem of plate tectonics. Roy.— «Astr. Soc. Geophys. J.», 1972, vol. 29, p. 117—122.
172. Chen Kuo-da. Characteristics and nature of the Diwa-region compared with the so-called «para-platform». — «Acta Geol. Sinica», 1960, vol. 40, N-2.

173. *Churkin M. Jr.* Western boundary of the North American continental plate in Asia.—“*Geol. Soc. of Amer. Bull.*”, 1972, vol. 83, N 4, p. 1027—1036.
174. *Churkin M. Jr.* Geological concepts of Arctic Ocean basin.—In: *Arctic geology*. Amer. Assoc. Petroleum. Geologist. Mem. 1973, vol. 19, p. 485—499.
175. *Clarke A. H.* Longitudinal variations on the metallogenic evolution of the Central Andes.—“*Metallogeny and plate tectonics*”, Geol. assoc. of Canada. Spec. paper, 1976, N 14, p. 23—58.
176. *Digens S. T., Ross D. A.* Hot brines and resented heavy metal deposits in the Red Sea. A geochemical and geophysical account. New York, Springer—Verlag New York, Inc., 1969. 600 p.
177. *Derrick G. M.* Origin and timing of uranium mineralization at Mary Kathleen, Northwest Queensland.—In: 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 1. Canberra, s. a., p. 158—159.
178. *Dewey J. F.* Finite plate implications: some implication for the evolution of rock masses at plate margins.—“*Amer. J. Sci.*”, 1975, A275, p. 260—284.
179. *Dewey J. F.* Ophiolite obduction Tectonophysics, 1976, vol. 31, p. 93—120.
180. *Dewey J. F., Horsfield B.* Plate tectonics, orogeny and continental growth.—“*Nature*”, 1970, vol. 225, p. 521—525.
181. *Dewey J. F., Bird J. M.* Origin and emplacement of the ophiopite suite appalachian ophiolites in Newfoundland.—“*J. Geophys. Res.*”, 1971, vol. 76, N 14, p. 3179—3206.
182. *Dewey J. F., Burke K. C. A.* Tibetan, variscan and precambrian basement reactivation: products of continental collision.—“*J. of Geol.*”, 1973, vol. 81, p. 683—692.
183. *Dewey J. F., Burke K. C. A.* Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny.—“*Geology*”, 1974, vol. 2, N 2, p. 57—60.
184. *Dewey J. F., Kidd W. S. F.* Continental collisions in the Appalachian-Caledonian orogenic belt: variations related to complete and incomplete suturing.—“*Geology*”, 1974, vol. 2, N 11, p. 543—546.
185. *Dickinson W. R.* Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs.—“*J. geophys. Res.*”, 1973, vol. 78, p. 3376—3389.
186. *Dickinson W. R.* Subduction and oil migration.—“*Geology*”, 1974, vol. 2, N 9, p. 421—424.
187. *Fountain R. J.* Geological Relationships in the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville island, New Guinea.—“*Econ. Geol.*”, 1972, vol. 67, N 8, p. 1049—1064.
188. *Gervasio F. C.* Ore deposits of the Philippine mobile belt.—“*Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys., Austral.*”, 1973, vol. 141, p. 191—207.
189. *Griffiths J. R.* Metallogeny and subduction zones.—In: 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 3, Canberra, s. a., p. 737—738.
190. *Guild P. W.* Metallogeny: a key to exploration.—“*Mining Engineering*”, 1971, N 1, p. 69—72.
191. *Guild P. W.* Massive sulfide deposits as indicators of former plate boundaries.—In: Report to Society of Economic geologist meeting with AIME, 1973. 19 p.
192. *Guild P. W.* Application of global tectonic theory to metallogenic studies.—In: *Geol. Survey of USA*, 1974. 30 p.
193. *Hamilton W.* Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.—“*Bull. Geol. Soc. Amer.*”, 1969, vol. 80, N 12, p. 2409—2429.
194. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region.—In: *US Geol. Survey Project Rept Indonesian Inv. (IR)*, YND-20, 1972. 13 p.
195. *Harland W. B., Gayer R. A.* The Arctic Caledonides and earlier oceans.—“*Geol. Mag.*”, 1972, vol. 109, p. 289—314.
196. *Haynes S. J.* Relation of metallogeny to granitoid plutonism and the new global tectonics in the Atacama province, Chile.—In: 25th Int. Geol. Congr., Abstrs., vol. 3, Canberra, s. a. 739 p.
197. *Helwig J., Hall G. A.* Steady-State trenches? —“*Geology*”, 1974, vol. 2, N 7, p. 309—312.

198. *Horikoshi E.* Development of Late Cenozoic petrogenic provinces and metallogeny in North-east Japan.—“Geol. assoc. of Canada. Spec. paper.”, 1976, N 14, p. 121—142.
199. *Hsü K. J.* Franciscan melanges as a model for elgéosinclinal sedimentation and underthrusting tectonics.—“J. of Geophysical Research”, 1971, vol. 76, N 5, p. 1162—1170.
200. *Hutchison C. S.* Ophiolite in southeast Asia.—“Geol. Soc. of Amer. Bull.”, 1975, vol. 86, N 6, p. 797—806.
201. *Hutchinson R. W.* Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance.—“Econ. Geol.”, 1973, N 8, p. 1223—1246.
202. *Ishihara S.* Molybdenum and tungsten provinces in the Japanese islands and North American cordillera: an example of asymmetrical metal zoning in Pacific type orogeny.—“Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys.”, Austral, 1973, N 141, p. 173—190.
203. *Ishihara S., Igarashi T., Nishiwaki C.* A re-examination of the regional distribution of the late cenozoic ore deposits in the East Japan arc.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1975, vol. 86, p. 292—294.
204. *Jankovic S.* The copper deposits and geotectonic setting of the Tethyan—Eurasian metallogenic belt.
205. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basin in the western Pacific.—“J. Geophys. Res.”, 1971, vol. 76, N 11, p. 2542—2561.
206. *Karig D. E.* Remnant arcs.—“Geol. Soc. of Amer. Bull.”, 1972, vol. 83, N 4, p. 1057—1068.
207. *Karig D. E.* Evolution of the arc systems in the western Pacific. “Annual Rev. Earth and Planet. Sci.”, vol. 2, p. 51—75.
208. *Karig D. E., Mammerickx J.* Tectonic framework of the New Hebrides island arc system.—“Mar. geol.”, 1972, N 12, p. 187—205.
209. *Karig D. E., Sharman G. E.* Subduction and accretion in treuches.—“Geol. Soc. of Amer. Bull.”, 1975, vol. 86, p. 377—389.
210. *Kropotkin P. N.* Eurasia as a composite continent.—“Tectonophysics”, 1971, vol. 12, p. 261—266.
211. *Laznicka P.* Lead deposits in the global tectonic model.—“Metallogeny and plate tectonics”, Geol. assoc. of Canada, Spec. paper, 1976, N 14, p. 243—271.
212. *Lewis J. F., Sayala D.* Geochemistry, distribution and origin of ore deposits and associated granitoid rocks in relation to plate tectonic models.—In: 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 3, Canberra, s. a. 743 p.
213. *Luyendyk B. P.* Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1970, vol. 81, p. 3411—3416.
214. *Matsucuma T., Horikoshi E.* Kuroko deposits in Japan, a review.—In: Volcanism and ore genesis. Tokio, 1970, p. 153—180.
215. *McKenzie D. P., Parker R. L.* The North Pacific: an example of tectonics on a sphere.—“Nature”, 1967, vol. 216, p. 1276—1280.
216. *McKerrow W. S., Ziegler A. M.* Palaeozoic Oceans.—“Nature. Phys. Sci.”, 1972, vol. 240, now. 27, p. 92—94.
217. *Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonics.—“Geophys. J. Roy Astron. Soc.”, 1974, vol. 36, N 3, p. 541—576.
218. *Mitchell A. H. G.* Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones.—“Nature Phys. Sci.”, 1973, vol. 245, p. 49—52.
219. *Mitchell A. H. G.* Tectonic settings for emplacement of subduction-related magmas and associated mineral deposits.—“Metallogeny and plate tectonics”. Geol. association of Canada, Special paper, N 14, 1976, p. 3—21.
220. *Mitchell A. H. G., Reading H. G.* Continental margins, geoclines and ocean floor spreading.—“J. of Geol.”, 1969, vol. 77, N 6, p. 629—646.
221. *Mitchell A. H. G., Reading H. G.* Evolution of island arcs.—“J. of Geol.”, 1971, vol. 79, N 3, p. 253—284.
222. *Mitchell A. H. G., Bell J. D.* Island-arc evolution and related mineral deposits.—“J. of Geol.”, 1973, vol. 81, N 4, p. 381—405.

223. Mitchell A. H. G., Garson M. S. Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to paleo-Benioff zones.—In: *Inst. of Mining and Metallurgy Transact. Sect. B*, 1972, p. B10—B25.
224. Mitchell A. H. G., Garson M. S. Mineralization at plate boundaries.—“*Minerals Sci. Eng.*”, 1976, vol. 8, N 2, p. 129—169.
225. Moores E. M., Vine F. J. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites at oceanic crust: evaluation and implications: *Royal Soc. London, Philos. Trans.*, ser. A., 1971, v. 268, p. 443—468.
226. Moore J. G., Fleming H. S., Phillips J. D. Preliminary model for extrusion and rifting at the axis of the Mid-Atlantic ridge, 36° 48' North.—“*Geology*”, 1974, vol. 2, N 9, p. 437—440.
227. Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle.—“*Nature*”, 1971, vol. 230, N 5288, p. 42—43.
228. Needham R. S., Stuart-Smith P. G. The Cahill formation-host to mineralization in the Alligator Rivers uranium field, N. T. Australia.—In: 25th Int. Geol. Congr., Abstrs., vol. 1, Canberra, s. a., p. 177—178.
229. Nelson T. H., Temple R. G. Mainstream mantle convection: a geological analysis of plate motion.—“*Amer. Assos. of Petrol. Geol. Bull.*”, 1972, vol. 56, N 2, p. 226—246.
230. Nishiwaki C. Metallogenic provinces in Japan.—“*Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys., Austral.*”, 1973, N 141, p. 81—94.
231. Noble J. A. Metal provinces of the western United States.—“*Geol. Soc. of Amer. Bull.*”, 1970, vol. 81, p. 1607—1624.
232. Patitot G., Aurende J. M., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting.—“*Nature*” (Gr. Brit), 1970, vol. 227, N 5256, p. 351—354.
233. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.—“*Earth and Planet Sci. Let.*”, 1973, vol. 19, N 2, p. 290—300.
234. Pitman W. C., Talvani M. Seafloor spreading in the North Atlantic.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1972, vol. 83, p. 619—643.
235. Plate tectonics and evolution of the Alpine System.—“*Geol. Soc. Amer. Bull.*”, 1973, vol. 84, N 10, p. 3137—3180. Aut.: Dewey J. F., Pitman W. C. III, Ryan W. D. F., Bonnin J.
236. Reinhardt B. M. On the Genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline. Schweiz.—“*Mineral. Petrogr. Mut.*”, 1969, vol. 49, p. 1—30.
237. Roeder D. H. Subduction and orogeny.—“*J. Geoph. Res.*”, 1973, vol. 78, N 23, p. 5005—5024.
238. Roeder D. H. Tectonic effects of dip changes in subduction zones.—“*Amer. J. of Sci.*”, 1975, vol. 275, p. 252, 264.
239. Sato T. Origin of the green triff metal province of Japan.—“*Metallogeny and plate tectonics*”, Geol. assoc. of Canada, Spec. paper, N 14, 1976, p. 105—120.
240. Sawkins F. J. Massive sulphide deposits in relation to geotectonics.—“*Metallogeny and plate tectonics*”, Geol., assoc. of Canada, Spec. paper, N 14, 1976, p. 221—240.
241. Sawkins F. J. Metal deposits related to intracontinental hotspot rifting environments.—“*J. of Geology*”, 1976, N 6, p. 653—671.
242. Schwarzböök H. Der Tasman Taltengürtel.—“*Mitt. Geol. Ges. Wien.*”, 1973—1974, vol. 66—67, S. 237—242.
243. Sillitoe R. H. Formation of certain massive sulphide deposits at sites of sea-floor spreading. *Inst. of Mining and Metallurgy Transact. Sect. B*, 1972, p. B141—B148.
244. Sillitoe R. H. Environment of formation of volcanogenic massive sulfide deposits.—“*Economic Geology*”, 1973, vol. 68, p. 1321—1325.
245. Sillitoe R. H. Tin mineralisation above mantle hot spots.—“*Nature*”, 1974, vol. 248, April 5, p. 497—499.

246. *Sillitoe R. H.* Metallogenic evolution of a collisional mountain belt in Pakistan: a preliminary analysis.—In: 25th Int. Geol. Congr. Abstrs., vol. 3, Canberra s. a. 745 p.
247. *Sillitoe R. H.* Andean mineralization: a model for the metallogeny of convergent plate margins.—“Metallogeny and plate tectonics”, Geol., assoc. of Canada, Spec. paper., 1976, N 14, p. 59—100.
248. *Tatsumi T.* (edit.). Volcanism and ore genesis. University of Tokio press, 1970.
249. *Taylor G. R., Hughes G. W.* Biogenesis of the Rennell bauxite.—“Economic Geology”, 1975, vol. 70, p. 542—546.
250. *Uyeda S., Miyashiro A.* Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1974, vol. 85, N 7, p. 1159—1170.
251. *Westbrook G. K., Bott M. H. P., Peacock J. H.* Lesser Antilles subduction zone in the vicinity of Barbados.—“Nature Phys. Sci.”, 1973, vol. 244, aug. 20, p. 118—121.
252. *Wilson J. T.* Hypothesis of Earth behaviour.—“Nature”, 1963, vol. 198, p. 925—929.
253. *Wilson J. T.* Faults, Oceanic Ridges, and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island. Sci., 1965, vol. 150, N 3695, p. 482—485.
254. *Wilson J. T.* A revolution in Earth science.—“Geotimes”, 1968, vol. 13, N 10, p. 10—16.
255. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motion.—“Tectonophysics”, 1973, vol. 19, p. 149—164.
256. *Wilson J. T., Burke K.* Two types of mountain building.—“Nature”, 1972, vol. 239, oct. 20, p. 448—449.
257. *Wolfhard M. R., Ney C. S.* Metallogeny and plate tectonics in the Canadian cordillera.—“Metallogeny and plate tectonics”. Geol., assoc. of Canada, Spec. paper, 1976, N 14, p. 361—392.
258. *Zimmerman J. J.* Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex Northern Greece.—“Geol. Soc. of Amer. Inc. Mem.”, 1972, vol. 132, p. 225—239.

Абиссальные океанические впадины 18, 19, 29, 37, 38, 39, 60, 63, 112, 114, 128, 150, 182, 222, 249

Активные континентальные окраины 12, 190, 229, 238, 249, 260

Вулканические дуги 30, 79, 82, 135

Геодинамические модели 4, 13, 28, 120, 125, 146, 147, 155, 164, 165

Геосинклинали 6, 7, 10, 11, 12, 13, 14, 166, 171, 172

Глубоководные желоба 11, 18, 19, 29, 37, 38, 39, 73, 116, 138, 171

Глубоководные пелагические осадки 60

— глубоководная глина 60
— железомарганцевые конкреции 60, 182, 214, 222

— известковистые илы 53, 54, 60

— кремнистые илы 53, 54, 60

Гондвана 6, 15

Горячие участки 15, 25

Границы литосферных плит 20

— дивергентные 20

— конвергентные 20

— трансформные 20

Движение литосферных плит 20, 28, 29

— раздвижение 20, 25, 28

— сдвигание (схождение, подвигание (субдукция)) 21, 29

— скольжение 21, 29

Дрейф континентов 5, 8, 257

Конвекционные ячейки 24, 25

Континентальная кора 11, 17, 22, 120

Кристаллические щиты 18, 19, 32, 36, 38, 39, 63, 120, 182, 222, 236

Литосфера 16

Литосферные плиты 16, 23

Магнитные аномалии симметрично-полосчатые 8, 20, 54, 88

Мантийные конвекционные потоки 6, 25, 55, 63

Мегаплиты 31, 33, 64, 108, 112, 113, 123, 157, 166, 200, 215

Микроплиты 34, 103, 112, 123, 157, 166, 201, 215

Наращивание (аккреция) литосферных плит 122

Нефти и газа месторождения 199, 200, 203, 204, 209, 210, 211, 215, 216, 221, 232, 234, 251, 256

Обдукция зоны (офиолитовые покровы) 18, 19, 29, 34, 36, 40, 41, 90, 116, 138, 139, 173, 188, 206

Океаническая кора 11, 17, 20, 21, 35, 61, 94, 95, 118

— слой 1 22, 31, 53, 60, 118, 201, 223

— слой 2 53, 61, 89, 180, 201, 222, 243

— слой 3 89, 180, 201, 222, 243

Окраинные моря 12, 17, 18, 19, 29, 30, 34, 37, 88, 114, 119, 126, 172, 180

Окраины литосферных плит 112, 123

Орогены 10, 29, 33

— активных окраин континентов андийского типа 18, 19, 29, 33, 35, 36, 38, 39, 101, 116, 136, 190, 206, 207

— активных окраин континентов кордильерского типа 10, 18, 19, 29, 34, 36, 40, 41, 97, 116, 136, 137, 190, 206, 207

— завершенного цикла развития 119, 123

— зон столкновения континентов кавказского типа 35, 36, 40, 41, 106, 113, 119, 143, 164, 197, 198, 210, 234, 239

— зон столкновения островной дуги с континентом 10, 18, 19, 29, 34, 35, 36, 40, 41, 103, 140, 161, 171, 196, 208, 209, 231, 261

— незавершенного цикла развития 119, 123, 235

Остаточная намагниченность пород 23

Островные дуги 11, 12, 17, 18, 19, 25, 29, 30, 33, 37, 79, 112, 116, 119, 123, 132, 133, 150, 154, 159, 160, 171, 172, 183, 204, 205, 223, 237

Палеомагматизм 7

Палеомагнитный метод 23

Пангея 6

Пассивные окраины континентов 12, 18, 19, 29, 36, 38, 39, 65, 112, 113, 114, 123, 130, 131, 171, 181, 203, 215, 237, 249

«Переделывание» зон субдукции 123

Платформы 9, 18, 19, 27, 29, 30, 36, 38, 39, 63, 114, 120, 128, 129, 182, 222, 236

— активизированные 9

— молодые 27

— древние 27, 36

Подушечные лавы толентовых базальтов 53, 57, 58, 62

Промышленно-генетические типы месторождений 18, 19

— алмазоносные россыпи 181, 203, 251

— апатитовые и нефелиновые карбонатовые 182, 202, 212, 252

— бокситовые, латеритные островодужные 184, 186, 205, 252, 266

— борные, литиевые с вольфрамом вулканогенно-осадочные 193, 207

— вольфрамитовые с шешелитом, молибденитом, касситеритом 209, 252

— железорудные скарновые 185, 186, 190, 197, 198, 206, 209, 229, 251, 252

— золото-серебряные с теллуридами и золото-кварцевые 184, 185, 205, 209, 223, 231, 252

— золото-урановые и урановые стратиформные в протерозойских авлакогенах 204, 211, 251, 259, 262

— марганцевые пластовые в терригенных и кремнистых толщах 183, 184, 189, 201, 203, 206, 213, 214, 224, 228, 251

— медистые песчаники и сланцы гидротермально-инфильтрационные и гидротермально-осадочные 208, 252, 263

— медно-золоторудные и серебряные жильные 191, 207, 229, 251

— медно-колчеданные (кипрский тип) 160, 184, 189, 201, 202, 206, 209, 213, 214, 224, 228, 251, 263

— медно-молибденовые порфировые, 191, 193, 196, 197, 198, 206, 209, 210, 229, 234, 252, 263

— медно-порфировые (с золотом) 184, 185, 205, 223, 231, 252, 263

— медные и медно-цинковые стратиформные тип (Бесси) 185, 204, 224, 231, 263

— молибденовые и молибдено-вольфрамовые 207, 210, 252, 265

— монацитносные россыпи 181, 203, 215, 251

- никель-кобальтовые латеритные на об-
дукцированной океанической коре 205, 252
 - оловорудные и олово-серебряные грейзе-
новые и жильные 195, 208, 229, 252, 266
 - полиметаллические типа Куроко 155,
185, 186, 205, 224, 225, 231, 252
 - полиметаллические метасоматические и
жильные с серебром и золотом 161, 192,
199, 207, 229, 251
 - рассолы и металлоносные осадки, обо-
гащенные медью, цинком и другими ком-
понентами 179, 202, 212
 - редкометалльные (олово, вольфрам, бе-
риллий и др.) магматитовые, грейзеновые
и жильные 160, 198, 207, 252
 - редкометалльно-полиметаллические ксено-
термальные 205, 224, 252
 - ртутные эпи- и телетермальные 183, 186,
193, 199, 206, 229, 251, 266
 - свинцово-цинковые и медно-свинцово-
цинковые в терригенных отложениях авла-
когенов 204, 215, 220, 251, 265
 - серы самородной 185, 205, 224, 225
 - тантало-ниобиевые карбонатитовые 179,
182, 202, 212, 252
 - титаносные прибрежно-морские рос-
сыпи с цирконием 181, 203, 215, 251
 - урановые иногда с золотом, гидротер-
мально-вадозовые жильно- и линзообразные
в проницаемых толщах протерозойских ав-
лакогенов 204, 221, 251, 254, 262
 - урановые и урано-ванадиевые гидротер-
мально-инфильтрационные и экзогенные
энгенетические 194, 208, 212, 230, 252, 262,
263
 - хромитовые магматические сегрегацион-
ные, иногда с платиноидами 163, 181, 188,
198, 201, 202, 205, 206, 209, 213, 228, 251
- Расширение морского дна 8**
- Рифтовые зоны на континентах 12, 18, 19,
29, 30, 36, 38, 39, 41, 112, 114, 126, 179,
200, 202, 212, 236, 249**
- Срединно-океанические хребты 12, 17, 18,
19, 29, 30, 37, 38, 39, 51, 112, 114, 126, 154,
180, 201, 202, 213, 249**
- Столкновение плит 23**
- Структурно-формационные зоны 102, 127,
146, 155, 168**
- Субдукция 13, 77, 94, 95, 101, 122, 123, 124,
258**
- Тектоника плит 9**
- Тектоно-магматическая активизация 9, 14,
31, 64, 235**
- — — автономная 9, 14
 - — — отраженная 9, 14
- Тепловой поток 88, 110**
- Трансформные разломы 18, 19, 29, 32, 37,
38, 39, 67, 114, 183, 222**
- — I рода 18, 19, 29, 32, 37, 38, 39, 69,
113, 114, 120, 121, 132
 - — II рода 18, 19, 29, 32, 36, 37, 38, 39,
69, 114, 121
 - — III рода 18, 19, 29, 32, 36, 38, 39, 72,
114, 121, 132
- Тройные сочленения 122**
- Эндогенные режимы материков 15**

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ЧАСТЬ I	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ	
<hr/>	
Глава 1	
Обзор развития теоретической геотектоники в XX веке. Концепция новой глобальной тектоники	5
Глава 2	
Глобальная модель строения и развития литосферной оболочки Земли	16
Глава 3	
Основные типы структурных элементов земной коры	26
Глава 4	
Модели и основные геологические особенности важнейших типов структурных элементов земной коры	40
Рифтовые зоны континентов	41
Срединно-океанические хребты	51
Абиссальные океанические впадины	60
Платформы и кристаллические щиты	63
Пассивные окраины континентов	65
Зоны трансформных разломов	67
Глубоководные желоба	73
Островные дуги	79
Окраинные моря	88
Зоны обдукции	90
Орогенные пояса кордильерского типа	97
Активные окраины континентов андийского типа	101
Орогены столкновения континента с островной дугой	103
Орогены столкновений континентов	105
Некоторые общие замечания к геодинамическим моделям основных типов структурных элементов земной коры	112
О некоторых соотношениях и взаимопереходах основных типов структурных элементов земной коры	113
Глава 5	
Применение геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры при анализе эволюции и глубинного строения некоторых регионов	146
Модель эволюции Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы ее металлогении	148
Некоторые общие черты эволюции и металлогении Кавказского орогена	155

Глава 6	
Геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры и геосинклинальная гипотеза	164

ЧАСТЬ II

РЕГИОНАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Глава 7	
Анализ размещения кайнозойских месторождений полезных ископаемых в основных типах структурных элементов земной коры	177
Глава 8	
Геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры и условия формирования месторождений полезных ископаемых	211
Глава 9	
Мантийные плюмажи, тектоно-магматическая активизация и образование некоторых видов месторождений полезных ископаемых	235
Глава 10	
Источники флюидов и рудного вещества	240
Глава 11	
Металлогенические и минерагенические комплексы, провинции, зоны и эпохи	248
Глава 12	
Некоторые новые региональные и локальные критерии поисков месторождений полезных ископаемых	255
Глава 13	
Проблемы новой глобальной тектоники и учения о полезных ископаемых, направление фундаментальных и прикладных исследований	267
Заключение	272
Список литературы	273
Предметный указатель	284

ИБ № 2029

Александр Александрович Ковалев

МОБИЛИЗМ
И ПОИСКОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
КРИТЕРИИ

Редактор издательства Л. В. Власова

Переплет художника В. М. Лукьянова

Художественный редактор Е. Л. Юрковской

График-иллюстратор Б. А. Руденко

Технические редакторы В. В. Соколова, Н. В. Жидкова

Корректор А. П. Стальнова

Слано в набор 15.12.77. Подписано к печати
09.08.78. Т-15137. Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 1.
Гарнитура литературная. Печать высокая.
Печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 19,27. Тираж 1800 экз.
Заказ 134/6707-1. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8
«Союзполиграфпрома» при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

87.236

18808