

А.А. Ковалев

МОБИЛИЗМ и поисковые геологические критерии

А.А. Ковалев

МОБИЛИЗМ и поисковые геологические критерии

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

4678



МОСКВА „НЕДРА” 1985



Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии.— 2-е изд. перераб. и доп. М., Недра, 1985, 223 с., ил.

Обобщены достижения теории тектоники литосферных плит в части создания геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и применения этих моделей для понимания условий формирования и закономерностей размещения полезных ископаемых. Приводятся новые региональные и локальные поисковые геологические критерии для месторождений нефти, бокситов, меди и полиметаллов, золота, олова, хромитов и других полезных ископаемых.

Во втором издании (1-е изд.— 1978 г.) уточнены геодинамические модели окраинных морей и активных окраин континентов, переработаны и дополнены геотектонические классификации геологических формаций, месторождений полезных ископаемых, рассмотрен комплекс новых поисковых геологических критериев.

Для геологов различных специальностей; может быть полезна студентам геологических факультетов вузов и университетов.

Табл. 7, ил. 12, список лит.— 52 назв.

Рецензент — В. А. Унксов, доктор геол.-мин. наук (Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, ВСЕГЕИ)

За время, прошедшее с момента первого издания книги «Мобилизм и поисковые геологические критерии» (1978), теория тектоники литосферных плит обогатилась разработками геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры микроконтинентов, спрединговых окраинных морей, активных окраин континентов, усовершенствованием представлений о цикле и стадиях раскрытия и закрытия океанов. Многие прогнозы, сделанные с помощью новой теории, подтвердились. В Тихом океане были обнаружены многочисленные гидротермальные поля и залежи медно-цинковых колчеданных руд на склонах быстро расширяющихся срединноокеанических хребтов. Выявлены новые месторождения полезных ископаемых: нефти и газа, золоторудные типа Карлин в надвиговом поясе запада США и в других районах. В 1981 г. за рубежом вышла книга Э. Митчелла и М. Гарсона «Минеральные месторождения и глобальные тектонические обстановки», которая по своему построению и подходу к изучению полезных ископаемых сходна с монографией автора.

Предлагаемое читателям второе издание значительно переработано и дополнено. В нем использованы новые достижения теории тектоники литосферных плит и учения о полезных ископаемых.

В первой части книги приведены краткий обзор развития и современное состояние геотектонической теории, характеристика 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, тектонических дислокаций и интрузивного магматизма при эволюции основных структурных элементов земной коры: абиссальных впадин, отгороженных и спрединговых окраинных морей, зон внутриплитной активизации на континентальных и океанических литосферных плитах, рифтовых зон континентов, авлакогенов, пассивных окраин континентов и микроконтинентов, срединноокеанических хребтов, глубоководных желобов, энсиматических и энсиалических микроконтинентов островных дуг, активных окраин кордильерского и андийского типов, орогенов столкновения континентов с островной дугой или микроконтинентом, орогенов столкновения континентов по гималайскому и кавказскому типу, зон трансформных разломов. Рассмотрены недостатки геосинклинальной гипотезы и гипотезы эндогенных режимов и преимущества теории тектоники литосферных плит. Сопоставлены представления фиксизма и мобилизма о тектоническом цикле эволюции литосферы и его стадиях: о тектонических событиях, геодинамических процессах и типах

месторождений полезных ископаемых. Приведены результаты применения моделей тектоники литосферных плит при анализе глубинного строения и эволюции Урала, Кавказа, Зайсанской системы, Восточного Казахстана, Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского пояса и Северо-Востока СССР.

Во второй части книги дан анализ тектонических обстановок формирования и размещения месторождений полезных ископаемых: предрифтовых и рифтовых зон, пассивных окраин континентов и авлакогенов, срединноокеанических хребтов и спрединговых окраинных морей, обстановки, связанной с субдукцией океанической литосферы и коллизией (скупчиванием) литосферных плит, а также зоны трансформных разломов. Рассмотрены источники флюидов и рудного вещества. Суммированы разработанные с помощью геодинамических моделей и предложены новые региональные поисковые геологические критерии для месторождений нефти, бокситов, полиметаллов и меди, олова, хромитов, золота, урана и других полезных ископаемых. Рассмотрены проблемы, находящиеся на стыке теории тектоники литосферных плит и учения о полезных ископаемых; перспективные направления дальнейших фундаментальных и прикладных исследований.

При написании книги 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 также опыт современных зарубежных исследователей — Дж. Дьюи, Э. Митчелла, Т. Уилсона, К. Берке, Д. Карига, Р. Силлитоу и др.

Автор признателен Ю. В. Карякину, В. В. Оленину и В. П. Путивцеву за помощь в подборе материалов, С. А. Ушакову, О. Г. Сорохтину, Д. И. Мусатову, Г. А. Пельмскому и А. И. Шеменде, высказавшим конструктивные критические замечания.

ЧАСТЬ I

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЛАВА I

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА В XX в.

В XX в. 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 обусловлено горизонтальными тектоническими движениями, а вертикальные движения им подчинены.

Еще в конце XIX в. 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 в. Ф. Тейлором, Г. Бейкером и А. Вегенером была разработана мобилистская концепция дрейфа материков. Ее подлинным создателем считают немецкого ученого А. Вегенера [4], 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 стран — Великобритании, Франции и Гренландии, когда в Африке и Южной Америке 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 главных 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), сере-

дины мелового (80 млн. лет назад) и начала четвертичного периодов.

Сторонниками гипотезы А. Вегенера стали ученые различных стран: Э. Арган, А. Холмс, А. Борисяк, Б. Личков и др.

Шотландский ученый А. Холмс для объяснения наиболее спорного момента гипотезы 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. Но в то же время, отчетливо представляя 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.

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.

Геосинклинальную концепцию развивали советские геологи. Большое значение имели работы А. А. Борисяка, А. А. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, Н. П. Хераскова, В. Е. Хаина. Изучение эволюции геосинклинального процесса привело к одному из важнейших выводов, выводу о стадийности развития геосинклинальных областей. Разными исследователями геосинклинальный процесс делился на различное количество стадий (этапов) с выделением начальных, средних и завершающих.

Представление о стадийности развития геосинклиналей имело большое значение для разработки теории металлогении. Ю. А. Билибин [3] и его последователи выделили пять (раннюю, начальную, среднюю, позднюю и конечную), а В. И. Смирнов — три стадии, для каждой из которых определены характерные рудные формации и типы месторождений полезных ископаемых [15].

В 50-х годах после создания приборов для измерения остаточной намагниченности образцов 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 развернута относительно нынешнего положения на 30°. Палеомагнитные измерения базальтов плоскогорья Декан на п-ове Индостан свидетельствуют о 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 срединноокеанических хребтов.

Накопленные новые факты, подтверждающие гипотезу дрейфа материков, заставили геологов пересмотреть свои концепции. Крупные исследователи стали придерживаться мобилистических взглядов. 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 результаты палеомагнитных исследований 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 срединноокеанических 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 срединноокеанических хребтах при раздвижении и расширении океанического дна. Эта гипотеза была подтверждена выявлением над срединноокеаническими хребтами симметричного полосового магнитного поля, которое интерпретировалось как результат остаточной термической намагниченности базальтов, излившихся на океаническое дно при раздвижении нарастающих литосферных плит и инверсий магнитного поля Земли [14].

Дж. Уилсон [14] объясняет крупные поперечные нарушения симметричного полосового магнитного поля срединноокеанических хребтов существованием протяженных разломов, которые называют трансформными. Они разграничивают крупные блоки (плиты) литосферы, перемещающиеся с различной скоростью, в результате чего отрезки срединноокеанических хребтов и соответственно полосовые магнитные аномалии, приуроченные к ним, оказываются смещенными друг относительно друга.

В 1967 г. на симпозиуме по дрейфу континентов, состоявшемся в Монтевидео, П. Н. Кропоткин представил статью «Евразия — составной континент», в которой на основании палеомагнитных данных 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, когда Тетис оставался широко раскрытым.

К началу 60-х годов было установлено, 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 [15].

К концу 60-х годов для многих площадей геосинклинальных толщ получены данные о разнообразных проявлениях тектоно-магматической активизации. Однако с фиксистских позиций не было дано механизма образования структур подобного типа. Не ясно, почему же центральные части платформ, бывшие стабильными большие промежутки времени, внезапно «оживали» и их активизация продолжалась много миллионов лет.

В 1968 г. новые мобилистские идеи Г. Хесса и Р. Дитца, Ф. Вайна и Д. Метьюза, Дж. Уилсона, К. Ле Пишона [14], Д. Маккензи и Р. Паркера привели к созданию новой мобилистской геотектонической концепции, более совершенной, чем гипотезы «дрейфа континентов» и «разрастания дна океанов». В журнале «Geophysical Research» помещены три статьи [14], которые как считают, содержат основы новой теории — теории литосферных плит.

После опубликования статьи Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса концепция о развитии земной коры путем расширения океанического дна и тектоники литосферных плит получила название «новой глобальной тектоники» (new global tectonic). Появление этой концепции вызвало большой резонанс в научном мире. В 1970 г. в журнале «Природа» № 1 с анализом сделанных в последние годы открытий на эту же тему выступил В. Е. Хаин. 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.

Дж. Дьюи и Дж. Берд в этом году 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 рассмотрены фазы эволюции океанов, континентальных окраин и орогенов [14].

При описании горных складчатых поясов Дж. Дьюи и Дж. Берд выделяют стадии их развития и приводят 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).

В 1971 г. У. Диккинсон особое внимание уделяет выделению геологических формаций как свидетелей былых режимов геотектонических обстановок. Он рассматривает тектонические обстановки геосинклинального осадконакопления при различном взаимодействии плит литосферы. Анализирует обстановки схождения литосферных плит и выделяет четыре возможных типа их столкновения.

В этом же году Дж. Дьюн и Дж. Бердом изучены особенности образования и тектонического становления офиолитовых серий и их значение для расшифровки эволюции орогенических поясов, а А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и другими исследователями высказано предположение, что прекращение океанического этапа развития может быть связано или с процессами тектонического скучивания океанической коры, или с крупными горизонтальными перемещениями ранее сформированных сиалических масс, прерывающих существование океанических условий и прекращающих развитие геосинклиналей.

В феврале 1972 г. состоялось научное заседание, организованное Отделением геологии, геофизики и геохимии АН СССР по проблемам глобальной тектоники. Было принято решение, в котором отмечено, что концепция тектоники плит и новой глобальной тектоники представляет несомненный интерес и заслуживает внимания. Проблема механизма движений и развития земной коры и литосферы имеет, кроме теоретических, и важные практические аспекты. В связи с этим очевидна необходимость детальных исследований в данном научном направлении и придании им более целеустремленного характера.

В 1972 г. автор данной работы пришел к выводу о необходимости отказаться от единой модели геосинклинального пояса, предложил выделять несколько типов подвижных зон (рифтовые зоны, срединноокеанические хребты, островные дуги, активные и пассивные окраины континентов, окраинные моря, области смыкания континентов) и обобщил имеющиеся данные об их основных геологических особенностях. По его мнению, под тектонической стадией или фазой следует понимать период однонаправленного движения двух литосферных плит (схождения или расхождения плит) [10].

После симпозиума, состоявшегося в Квинслендском университете в 1973 г., многие австралийские геологи решили отказаться от термина «геосинклиналь».

В декабре 1973 г. было проведено Всесоюзное научно-техническое совещание по проблемам металлогении и новой глобальной тектоники. На совещании участники обменялись первым опытом по применению геодинамических моделей, изучению строения отдельных регионов, а также теоретическому обоснованию и развитию исследований по прогнозированию месторождений полезных ископаемых [12].

В 1973 г. К. Берке и Дж. Дьюи [27] использовали геодинамические модели рифтогенеза и столкновения континентов для определения времени начала действия механизма тектоники плит в формировании континентальной земной коры. По их мнению, «синтаксисы» — угловатые выступы литосферных плит, например, современной Индостанской плиты в районе Памира в складчатых поясах — образованы двумя ветвями рифтовых тройных сочленений в начальную стадию раскола литосферной мегаплиты. Проведено морфоструктурное исследование нескольких десятков сутурных зон в фанерозойских и докембрийских складчатых поясах и установлено, что синтаксисы встречаются в складчатых поясах, имеющих возраст до 2,5 млрд. лет. На основании этих данных высказано предположение, что механизм тектоники плит (т. е. процессы спрединга, субдукции, скольжения по трансформным разломам и т. п.) существовали начиная по крайней мере с раннего протерозоя (2,5 млрд. лет назад). Позднее проведено дополнительное исследование главных сутурных зон Земли (общим числом 57). О его результатах, подтвердивших возможность и необходимость учета действия механизма тектоники плит начиная по крайней мере с 2,5 млрд. лет, было доложено на специальной конференции и на XXV сессии Международного геологического конгресса.

Из этого вывода следует, что анализ глубинного строения и эволюции складчатых поясов с применением комплекса геодинамических моделей теории тектоники литосферных плит должен производиться не только для фанерозойских складчатых поясов, но и для протерозойских образований, слагающих фундамент платформ или отдельные части кристаллических щитов. То есть и эти образования были сформированы в процессе раскрытия и закрытия протерозойских океанов, и среди них следует выделять офиолитовые комплексы океанической коры, коллизионные зоны покровно-шарьяжного строения и другие соответствующие структуры и формации.

На XXV сессии МГК специальный симпозиум был посвящен проблеме металлогении и новой глобальной тектоники. На примере исследования отдельных конкретных площадей и металлогенических провинций было показано применение моделей тектоники плит и основанных на них металлогенических моделей. На конгрессе геологи других стран, как и австралийские геологи, за редким исключением, не применяли термин «геосинклиналь». Отказался от этого термина и автор монографии «Геосинклиналь» Ж. Обуэн (Франция), который для сравнения тектоники Тихоокеанского и Средиземноморского складчатого поясов использовал мобилистские модели тектоники плит.

На конгрессе не было высказано каких-либо новых идей, существенно корректирующих положения теории тектоники плит, и не возникало серьезных дискуссий. Это позволило сделать вывод, что с 1975 г. эта теория вступила в стадию стабилизации, широкого признания и применения [10].

В 1976 г. на научно-техническом совещании по использованию достижений теории тектоники литосферных плит, организованном Государственным комитетом Совета Министров СССР по науке и технике, были продемонстрированы возможности ее практического применения при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых [6].

Р. Молнаром, Т. Этутером, С. Уедой и Х. Канамори, Дж. Дьюи в 1978—1979 гг. были усовершенствованы модели спрединговых окраинных морей и субдукции в зависимости от возраста поглощаемой океанической коры. Это позволило уточнить представления о характере тектонических событий при закрытии зрелого океана и об орогенических циклах эволюции литосферы в целом [29].

В 1980 г., рассматривая глубинное строение ряда складчатых поясов, автор пришел к выводу, что их большая часть представляет собой надвиговые зоны и области покровно-шарьяжного строения, которые образовались в результате неоднократного столкновения и горизонтального сжатия мезоплит и обломков мегаплит литосферы (островных дуг и микроконтинентов) при закрытии окраинных морей. В соответствии с геодинамическими моделями теории тектоники плит было предложено различать восемь типов надвиговых зон и областей покровно-шарьяжного строения.

В древних складчатых поясах (орогенах завершеного развития), например в Восточном Казахстане, редко наблюдаются полные разрезы офиолитовых комплексов. Они обычно расчленены на мелкие пластины, а образования слоев 1, 2 и 3 (ультрабазиты, габброиды, спилит-кератофиры и кремнисто-терригенные осадки) разобщены между собой. Причиной этого являются завершающиеся столкновения континент—континент, при которых надвиговые зоны додавливаются и они принимают крутое залегание, а покровы шарьируются, сминаются в складки. Такие структуры Г. С. Поршняков (1983 г.) предлагает называть синклиналами и антиклиналами.

В 1983 г. Министерство геологии СССР провело в г. Фрунзе выездную сессию региональной секции научно-технического совета, посвященную вопросам повышения эффективности региональных геологических исследований и поисковых работ с использованием достижений геологической теории. На совещании с докладами по теории тектоники литосферных плит и результатам новой интерпретации геологического строения важнейших регионов страны с применением моделей теории тектоники плит выступили В. Е. Ханн, С. А. Ушаков, О. Г. Сорохтин, Д. И. Мусатов, С. С. Шульц (мл.), В. А. Унсков, Н. А. Ясаманов, А. М. Карасик, Л. М. Натапов, А. В. Авдеев, К. О. Осмонбетов, Ю. М. Мальцев, Г. Г. Семенов и автор. Выездная сессия приняла соответствующие рекомендации.

Таким образом, до 1968 г. в геотектонике 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 [1].

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 общей модели геосинклинального пояса, хотя по мере накопления материалов для этого потребовалось выделить до 70 разновидностей геосинклиналей (см., например, «Справочник по тектонической терминологии», 1970 г.).

Период 1968—1972 гг. является переломным для теории геотектоники. За эти годы получена обширная и важная информация о геологическом строении дна океанов, Антарктиды, а также и хорошо изученных континентов Евразии и Северной и Южной Америки. В этот период были созданы мобилистские геотектонические концепции тектоники плит или новой глобальной тектоники, которые позволили по другому истолковать фактический материал, полученный при изучении дна океанов, географическими, геохронологическими, петрологическими, сейсмологическими, палеонтологическими исследованиями и глубоководным бурением, а также в общих чертах увязать его с данными исследований континентов. Указанные концепции включали представления о глобальной модели и привели к разработке региональных моделей строения и развития земной коры. Они очень быстро начали применяться при новом толковании накопленных данных. Их приняли на вооружение геологи, занимающиеся региональным анализом условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

В этот период в геотектоническом научном направлении, отвергающем роль значительных горизонтальных перемещений земной коры, возник перелом, так как некоторые факты, полученные при изучении дна океанов, например, такие, как полосчатые магнитные аномалии и увеличение возраста осадков с удалением от оси срединноокеанических хребтов к окраинам континентов (по данным глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер»), с несомненной очевидностью свидетельствовали в пользу предположения о раздвижении дна океанов.

В настоящее время в геотектонике существует три направления. Первое направление, продолжающее отрицать роль значительных горизонтальных перемещений земной коры, имеет еще достаточно 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, рифтовой зоны, зоны тектоно-магматической активизации, орогена, окраины материков), и типизации эндогенных режимов материков [2].

Второе направление, учитывающее как значительные горизонтальные, так и вертикальные движения земной коры, имеет много сторонников за рубежом, где теория тектоники плит была положена в основу национальных программ Геодинамического проекта, а затем и Международной программы «Литосфера». Это направление развивается и в нашей стране [8, 9, 10, 11, 16, 18, 19]. Сторонниками этого направления создана общая модель глобальной тектоники, разработаны региональные модели для геологоструктурных обстановок, возникающих при сдвигении, раздвижении и скольжении литосферных плит, включая объемные модели.

Третье направление, имеющее довольно много сторонников в нашей стране, является промежуточным между двумя предыдущими. Его последователи не согласны с некоторыми теоретическими положениями о геосинклиналях и выделяют предшествующую геосинклинальной океаническую, а в последнее время и рифтовую стадию развития земной коры. Они видят в линейных геосинклинальных поясах проявления горизонтальных движений, измеряемые десятками и сотнями километров, которые приводят к тектоническому скучиванию океанической и более древней континентальной коры с образованием сложноскладчатых покровных структур. Однако, несмотря на признание существования крупных надвигов и процессов скучивания земной коры, сторонники этого направления, по мнению автора, недостаточно учитывают роль процессов субдукции океанической коры и модели зон столкновений плит с континентальной корой, которые очень важны для выяснения условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

ГЛАВА 2

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 раздела Мохоровичича (М).

После разработки гипотезы разрастания океанического дна и литосферного конвейера, к литосфере относят земную кору и жесткую часть верхней мантии. В дальнейшем при совершенствовании концепции тектоники плит исследователи пришли к выводу о том, что литосферная оболочка Земли состоит из некоторого количества жестких плит мощностью от 50—60 до 200—300 км, которые перемещаются по астеносфере.

Первоначально в литосфере выделялось шесть крупных плит: Евразийская, Американская, Африканская, Тихоокеанская, Индо-Австралийская и Антарктическая [14]. При последующих исследованиях границы и соотношения литосферных плит были в значительной степени уточнены и в настоящее время на современном лике Земли различают около двух десятков плит, в том числе семь мегаплит (из перечисленных Американская плита разделяется на Североамериканскую и Южноамериканскую), несколько мезоплит (например, плиты Наска, Карибская, Филиппинская и др.) и микроплиты, которые расположены между сходящимися мега- и мезоплитами (Турецкая, Эгейская — между Евразийской и Африканской, плита Горда — между Североамериканской и Тихоокеанской и т. п.).

Если нижняя часть плит, состоящая из верхней части верхней мантии, имеет более или менее постоянный состав, отвечающий примерно составу перидотита, то верхняя часть плит — земная кора, расположенная выше границы М, значительно изменяется как по составу, так и по мощности. Различают океаническую, переходную и континентальную земную кору. Согласно концепции тектоники плит океаническая кора формируется в осевых частях срединноокеанических хребтов и в спрединговых окраинных морях между материками и микроконтинентами, а также в тылу энсиматических островных дуг.

Под переходной земной корой понимается земная кора плит, несущая островные дуги или окраины континентов, т. е. образования, состоящие соответственно из океанической коры, перекрытой толщами терригенных или вулканогенно-осадочных отложений, и подвергшиеся воздействию магматических и метаморфических процессов при поглощении соседней плиты с океанической корой. Предполагается, что формирование континентальной коры завершается при сдвигении и столкновении плит, несущих островные дуги, микроконтиненты и континенты. При этом образуются горные складчатые сооружения, в которых мощность континентальной коры достигает 50—70 км.

На основании изучения строения плит установлено, что большинство мегаплит гетерогенно, т. е. в своей верхней части они несут континентальную, переходную и океаническую кору. 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. Этот континент является как бы

впаянным в литосферную плиту и пассивно, как «пассажир», перемещается вместе с ней. Крайняя же восточная часть плиты до срединного хребта Индийского океана снова несет океаническую кору. Переходная кора Африканской плиты представлена океанической корой, перекрытой в сравнительно узкой зоне шельфа и континентального склона довольно мощными осадочными толщами, как правило, лишенными вулканического материала. Аналогичное гетерогенное строение имеют многие литосферные плиты, однако некоторые плиты, например Тихоокеанская мегаплита, мезоплита Наска, в своей 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), поддвигание и скольжение [14].

Дивергентные границы выражены рифтовыми зонами на континентах и срединноокеаническими хребтами в океанах. Вдоль них происходит раздвижение и образование новых площадей океанической коры. Конвергентные границы представлены глубоководными желобами и зонами субдукции (поддвигания и поглощения), в которых плиты сходятся и одна из плит «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 срединноокеанических хребтов. Это раздвижение сопровождается подъемом снизу расплавленного материала верхней мантии, за счет которого происходит наращивание (аккреция) окраин плит. Структуры срединноокеанических хребтов — крупнейшие и наиболее выдержанные тектонические структуры на Земле. Кроме острова Исландии, они на всем своем протяжении являются подводными. Данные, полученные при расшифровке полосовых магнитных аномалий, а также результаты изучения 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 в год. Дивергентные границы литосферных плит отчетливо маркируются роями неглубокофокусных (до 100 км) землетрясений и цепями подводных вулканических островов.

Скольжение литосферных плит относительно друг друга является следствием различия скоростей смещения этих плит или их частей. В результате граница между такими плитами представлена крутопадающими разломами, раскалывающими плиты на всю мощность литосферы. Эти разломы Дж. Уилсон [14] предложил называть трансформными. Он считал, что геотектонические структуры, развитые на одной из плит (например, хребет, островная дуга), подходя к этому разлому, трансформируются, резко обры-

ваются, 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).

Сдвигение 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 срединноокеанических хребтах вызывает напряжение в жестких литосферных плитах и приводят к их относительному перемещению. Чем больше скорость наращивания одной из окраин плит, тем быстрее должен пододвигаться, разрушаться и поглощаться другой край литосферной плиты. Это механизм перемещения вещества земной коры на литосферных плитах по астеносфере, предугаданный в 1944 г. А. Холмсом, 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 срединноокеанических хребтов, то процесс сдвигения и поддвигания (субдукции) плит выражается орогеническими и другими сложными геологическими проявлениями. Может быть поэтому еще многие исследователи сомневаются в существовании этого важного по своему значению процесса.

Результаты процесса поддвигания литосферных плит с океанической корой довольно отчетливо видны в крупных морфоструктурах — глубоководных желобах, менее — в тех орогенических поясах, где происходит сдвигение плит или пластин с континентальной и переходной корой. Хотя и в этих случаях геодезические измерения свидетельствуют о постоянном сдвигении некоторых горных хребтов, т. е. о горизонтальных тектонических движениях со скоростью 1—2 см в год (например, перемещение хр. Петра Первого).

С поддвиганием и поглощением плиты с океанической корой связаны проявление вулканизма в надвигаемой плите, а также глубоководные землетрясения, эпицентры которых до глубин 700 км маркируют верхнюю поверхность поддвигаемой плиты (зону Беньофа).

При схождении двух плит, из которых одна несет только океаническую кору, обычно поглощается последняя как наименее плавучая. При этом происходит практически полное поглощение значительных по размерам плит с океанической корой, что осложняет анализ эволюции древних орогенов. Исследования конца 70-х годов позволили прийти к выводу, что поглощение океанических литосферных плит зависит от их возраста. Древняя (с возрастом более 50 млн. лет), мощная и плотная океаническая литосфера

4678
скорее обламывается и поддвигается под крутым углом, а молодая, относительно легкая и плавучая — под пологим углом под активные окраины андийского типа или скучивается, образуя шовные надвиговые зоны на месте закрывшихся спрединговых окраинных морей [29]. 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 пластин с возвышенных участков суши. Эти перемещения, проявляющиеся в значительной степени 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 поглощение поддвигаемой плиты происходит 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, которая 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 причленяются к ведущему краю надвигаемой плиты, наращивая переходную кору последней.

И, наконец, еще более сложной является картина столкновения плит, несущих переходную и континентальную кору. Здесь нижние жесткие части литосферной плиты (несколько ниже раздела Мохоровичича) также, видимо, сдвигаются с сокращением площади литосферной оболочки, а верхние части литосферных плит, сложенные осадочными и слабометаморфизованными породами, подвергаются интенсивному дислокационному метаморфизму. Если нижние жесткие части плит сдвинутся на несколько десятков или сотен километров, то на это же расстояние сократится площадь распространения пород осадочного верхнего 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 подвергаются соответственно также дополнительному метаморфизму, выражающемуся в повторных пликативных деформациях, а в жесткой среде в дизъюнктивных дислокациях.

Следовательно, модель строения и развития литосферы грубо

можно свести к существованию на земной поверхности «мозаики» (ансамбля) сравнительно жестких перемещающихся плит, которые раздвигаются, скользят и поддвигаются относительно одна под другой. В срединноокеанических хребтах в зонах расхождения плит возникает и наращивается океаническая кора, а в орогенических поясах происходит ее частичное (иногда полное) преобразование и превращение в континентальную кору.

Система литосферных плит и их перемещение на поверхности сферической Земли имеют 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, модель развития литосферной оболочки Земли с позиции теории тектоники плит впервые позволяет применить для тектонических палеорекоonstrukций точные количественные параметры. С этой точки зрения палеомагнитный метод приобрел очень важное значение. С его помощью, измеряя остаточную намагниченность пород, можно получить географические координаты положения их на поверхности Земли в момент образования. При этом более или менее точно устанавливается широта, на которой сформировалась данная порода; долгота может быть установлена при анализе относительных движений плит, на которых формировались одновозрастные отложения.

Как уже отмечалось, в орогенных поясах при столкновении плит происходят интенсивный метаморфизм и нарушение первоначального залегания пород. Поэтому неметаморфизованные с ненарушенным залеганием породы представляют наибольший интерес для получения информации палеомагнитным методом о перемещениях литосферных плит. В этом отношении покровы древних щитов и платформ, очевидно, способны хранить наиболее полную и достоверную геологическую летопись о перемещениях плит, в которые они впаены.

Для воспроизведения обстановки относительного движения современной глобальной мозаики плит наилучшие решения найдены в работах К. Чейза (1972 г.) и Д. Минстера и др. (1974 г.), С. А. Ушакова и Ю. И. Галушкина (1978 г.). Дж. Дьюи с соавторами (1973 г.) представил подробный анализ эволюций альпийской системы в Средиземноморье от триаса до настоящего времени. В 1975 г. Дж. Дьюи на основе этого анализа установил роль кинематики и конечных перемещений литосферных плит, эволюцию масс пород на их окраинах, а также необходимость выяснения причин перемещения плит при расшифровке геологического строения и эволюции орогенных поясов.

О возможном механизме, управляющем движением литосферных плит. 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, которые вызываются и поддерживаются процессом химико-гравитационной дифференциации вещества Земли, происходящим на поверхности раздела между мантией и ядром Земли. По мнению О. Г. Сорохтина, расслоение первоначально однородной Земли на окисножелезное 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 [16].

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.

В 1972 г. Т. Нельсоном и П. Темплом была высказана 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 срединноокеаническими хребтами; движение главного потока и миграция ячеек происходят в восточном направлении.

В 1972—1973 гг. в периодической литературе появилась серия работ, в которых развивались гипотеза о мантийных струях (mantle plumes) в «горячих точках» (hot spots).

Согласно представлениям Дж. Уилсона (1963 г.), первичным механизмом, вызывающим движение плит, являются конвекционные потоки, или струи, восходящие из нижней мантии, возможно, с границы ядро—мантия и расширяющиеся в астеносфере в виде струй — «плюмажей». На поверхности литосферы эти восходящие конвекционные потоки выражаются «горячими участками» или «горячими точками». Продолжительность существования таких восходящих конвекционных потоков определяется в десятки и сотни миллионов лет. Плиты, над которыми действуют несколько восходящих потоков, на время могут приобретать относительную неподвижность нижней мантии.

Подробнее, с количественными расчетами и оценками, движения литосферных плит и механизм их движений рассмотрены О. Г. Сорохтиным [7], С. А. Ушаковым и Ю. И. Галушкиным [19], Л. П. Зоненшайном и Л. А. Савостиным [9].

На основании представлений о возможных причинах и механизме движения литосферных плит и геологических особенностей некоторых проявлений магматизма на окраинах и в центральных частях плит, можно сделать следующие выводы:

1) мантийное вещество перемещается в центрах спрединга в срединноокеанических хребтах в виде сравнительно узких зон,

а в срединговых окраинных морях в виде сравнительно крупных диапиров;

2) движение мезоплит и микроплит всецело определяется движением мегаплит;

3) одной из возможных причин выхода к поверхности крупных масс мантийного вещества являются вращательные движения микроплит, вызываемые перемещением сходящихся мегаплит;

4) надежная геологическая информация о возможном существовании главного конвекционного потока в астеносфере и влиянии центробежных сил как следствия вращения Земли на передвижение плит литосферы отсутствует, хотя следует признать, что островные дуги в Тихом и Атлантическом океанах расположены только в западных их частях;

5) в ходе эволюции Земли, очевидно, могло меняться соотношение различных видов восходящих массопотоков мантийного вещества;

6) связанная с нисходящими ветвями конвекционных потоков субдукция (поддвижение) литосферных плит является одним из важнейших факторов, определяющих формирование континентальной земной коры.

ГЛАВА 3

ТИПЫ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

В. В. Белоусов [1], разработавший концепцию развития складчатых сооружений при волновых колебательных движениях земной коры на месте геосинклинальных прогибов, различал 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. В последнее время для объяснения геодинамических процессов, проявляющихся вне геосинклинальных зон, В. В. Белоусов [2] выделяет следующие эндогенные режимы материков: 1) платформенные (древней и молодой платформы), 2) орогенные (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные), 3) рифтовые, 4) магматической активизации (платобазальтовые и центральных интрузий и трубок взрыва) и 5) материковых окраин (атлантического и тихоокеанского типа). Класс геосинклинальных режимов подразделен на эв-, мио- и парагеосинклинальные типы и тип срединных массивов. Таким образом, всего выделено шесть классов и 13 типов эндогенных режимов.

В. Е. Хаин [20] 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 [21] различает четыре типа подвижных орогенных поясов: 1) геосинклинальные окраинно-материковые, или межматериковые, 2) эпигеосинклинальные, 3) эпиплатформенные и 4) срединноокеанические; кроме того, он выделяет и два типа устойчивых элементов: 1) континентальные и 2) океанические (талассократоны) платформы.

Для металлогенического анализа А. Д. Щеглов [22] в качестве главных структурных элементов земной коры считает следующие: 1) подвижные геосинклинально-складчатые области, 2) платформы и 3) области автономной тектоно-магматической активизации и 4) срединные массивы, обладающие специфическими особенностями для протекания металлогенических процессов. В поперечном разрезе идеализированной геосинклинально-складчатой области, А. Д. Щегловым учтены группы тектонических зон: 1) геосинклинальные трюги (рвы), 2) внутренние зоны, 3) краевые (периферические) зоны, 4) геосинклинальная рама и 5) пограничные разломы.

Таким образом, до последнего времени существовала тенденция объяснять все разнообразие орогенических поясов и протекающих в них геодинамических процессов с позиций одной достаточно сложной модели, предусматривающей несколько стадий развития. С позиций фиксизма улучшенную классификацию геосинклинальных прогибов дал в 1955 г. М. Кей.

Только концепция неомобилизма более совершенная, чем прежняя геодинамическая модель процессов, протекавших в тектонической сфере, определила большое разнообразие основных типов структурных элементов земной коры и предложила 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 была показана необходимость создания и применения объемных моделей [33, 10].

В 1972 г. для регионального анализа условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых автором было указано на необходимость использования вместо одной сложной модели геосинклинального пояса семи моделей подвижных зон, развивающихся по принципам тектоники плит: рифтовых зон на континентах, срединноокеанических хребтов, пассивных и активных окраин, континентов, островных дуг, окраинных морей и областей смыкания (столкновения) континентов. В 1973 г. он предложил выделять 12 типов основных структурных элементов земной коры, добавив к подвижным зонам относительно

стабильные структуры абиссальных океанов впадин и континентальных платформ и подразделив области столкновения плит на ряд типов. В 1978 г. им была разработана классификация, включавшая 17 типов структурных элементов земной коры [10]. Дальнейшее развитие теории тектоники плит привело к лучшему пониманию строения и эволюции окраинных морей [51], проявлений тектоно-магматической активизации платформ и щитов, предрифтовой стадии, а также циклов и стадий развития литосферы и земной коры в процессе раскрытия и закрытия океанов. Классификация основных структурных элементов земной коры с позиции теории тектоники плит содержит 23 типа (табл. 1).

В основу классификации положено существование стабильных и относительно стабильных структурных элементов и трех основных видов движения литосферных плит: 1) раздвижение, 2) сдвигание, поддвижение и столкновение и 3) скольжение друг относительно друга. В пределах каждого класса структурные элементы дополнительно подразделены на группы, отражающие принадлежность структурных элементов к континентальным и океаническим обстановкам и к переходным зонам от континента к океану.

Первый класс — стабильные и относительно стабильные структурные элементы земной коры (кратоны) располагаются в центральных частях литосферных мегаплит, которые не подвергаются, геодинамическим процессам, происходящим при движении этих мегаплит. Выделены платформы и щиты, абиссальные впадины (ложе океанов) и дно окраинных отгороженных окраинных морей. В особый подкласс выделены зоны внутриплитной активизации литосферных плит с океанической и континентальной корой: 1) цепи вулканических островов, подводных гор и плато и 2) зоны тектоно-магматической активизации щитов и платформ.

Стабильные и относительно стабильные структурные элементы во время транзита литосферных плит совершают перемещения на литосферном конвейере как «пассажиры», не подвергаясь существенным тектоническим перестройкам.

Платформы и щиты, сложенные континентальной корой средней и большой мощности, занимают значительные пространства континентов. Во время перемещений континентов на поверхности платформ и щитов преобладает выветривание и эрозия выведенных на поверхность Земли образований. Платформы или кристаллические щиты «впаяны» чаще всего в центральные части гетерогенных плит, каковыми являются Евразийская, Африканская, Североамериканская и другие мегаплиты. Земная кора этих крупных структурных элементов подвергается изменениям лишь в зонах внутриплитовой активизации.

Абиссальные 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. Дно отгороженных окраинных морей

Классификация основных типов структурных элементов земной коры

Класс	Типы структурных элементов земной коры и их положение на поверхности Земли		
	Континент	Переходная зона от континента к океану	Океан
I. Стабильные и относительно стабильные структурные элементы (кратоны)	Платформы и щиты	Дно окраинных отгороженных морей	Абиссальные впадины (ложе океанов)
Ia. Зоны внутриплитной активизации			
	Зоны тектоно-магматической активизации с интрузиями щелочных гранитов и сиенитов, ультрабазитово-щелочных (с карбонатитами), кимберлитовых трубок и даек		Цепи вулканических островов, подводных гор и плато
II. Зоны раздвижения земной коры (тафрогены)	Рифтовые зоны		Срединноокеанические хребты (поднятия)
	Авлакогены (недоразвившиеся ветви рифтов)		
	Пассивные окраины континентов и микроконтинентов (атлантический тип)		
		Дно спрединговых окраинных морей	
III. Пояса и зоны поддвига и столкновения литосферных плит (орогены)	IIIa. Субдукционные обстановки		
		Глубоководные желоба	
		Островные дуги (энсиматические на океанической коре)	
		Микроконтиненты (энсиалические островные дуги)	

Класс	Типы структурных элементов земной коры и их положение на поверхности Земли		
	Континент	Переходная зона от континента к океану	Океан
III. Пояса и зоны поддвига и столкновения литосферных плит (орогены)	Активные окраины континентов (кордильерский тип)		
	Активные окраины континентов (андийский тип)		
	IIIб. Коллизионные обстановки		
		Зоны столкновения островной дуги с континентом	
		Зоны столкновения микроконтинента с континентом	
IV. Зоны скольжения литосферных плит (трансформные разломы)	Разломы третьего рода континентальные (типа зона субдукции — зона субдукции)	Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	Разломы первого рода (типа рифт — рифт) Разломы третьего рода океанические (типа зона субдукции — зона субдукции)
		Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	

является частями ложа океанов (абиссальных впадин), отгороженными при расколе океанической литосферной плиты и заложении энсиматической островной дуги (например, часть дна Берингова и Охотского морей).

Зоны внутриплитной активизации образуются, видимо, при расколе литосферных мегаплит. На океанических литосферных плитах они представлены продуктами щелочного базальтового вулканизма. Более широкий спектр магматических проявлений внутриплитной активизации характерен для континентальных литосферных плит: интрузии щелочных гранитов и сиенитов, кольцевые

ультрабазито-щелочные (с карбонатитами) интрузии и кимберлитовые трубки и дайки.

Второй класс — пояса раздвижения земной коры (тафрогены) представляют собой структурные элементы земной коры, в пределах которой литосферные плиты располагаются чаще всего над восходящими конвекционными потоками в мантии. Это такие области, где литосферная плита испытывает значительные растягивающие усилия, приводящие к раздвижению и перемещению частей плиты на значительные расстояния. Данный класс структурных элементов включает: рифтовые зоны и авлакогены начальной стадии раздвижения, пассивные окраины континентов, срединно-океанические хребты и дно спрединговых окраинных морей.

Рифтовые зоны континентов возникают в начальную фазу деятельности восходящих мантийных потоков при достижении ими подошвы литосферных плит.

Восточно-Африканская рифтовая система, видимо, образована группой восходящих мантийных потоков, откалывающих от Африканской мегаплиты Сомалийскую плиту. Переходной стадией от рифтовой системы на континенте к срединноокеаническому хребту является межматериковый рифт Красного моря. После образования куполовидного поднятия литосферная мегаплита раскалывается с образованием тройного сочленения, т. е. трех ветвей рифта. В дальнейшем при растяжении мегаплиты активно развиваются (раскрываются) только две ветви. Недоразвившаяся ветвь представляет собой важный специфический структурный элемент — авлакоген. Раскол крупной мегаплиты с континентальной корой и дрейф ее частей, т. е. раскрытие нового океана происходит вдоль пар активно развивающихся ветвей рифтов. Такой раскол, по-видимому, может быть вызван только восходящим мантийным потоком, суммарная энергия которого достаточно велика для протекания этого процесса. В этом случае рифтообразование на плитах с континентальной корой сменяется образованием структур срединноокеанических хребтов и пассивных окраин континентов.

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

Срединноокеанические хребты представляют собой крупнейшие на современном лике Земли и наиболее выдержанные по простиранию тектонические структуры, располагающиеся в областях расхождения литосферных мегаплит. Срединные хребты обнаружены во всех океанах: Тихом, Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом, и, как показывает их название, в большинстве случаев они располагаются в центральных частях океанических бассейнов.

Однако в позднюю стадию развития океанов эта симметрия нарушается и в результате неравномерного закрытия океанов надвигающимися на них плитами срединные хребты могут оказаться в краевых частях океанов. Такое расположение приобрело сейчас Восточно-Тихоокеанское поднятие (срединноокеанический хребет) благодаря западному дрейфу Североамериканской мегаплиты. В срединноокеанических хребтах идет процесс наращивания окраин мегаплит и формирование молодой океанической коры.

Окраинные моря (малые океанические бассейны) обычно расположены между континентами, микроконтинентами и островными дугами. Они являются довольно распространенными структурными элементами в современную эпоху и характерны для всей западной части Тихого океана, где они длинной цепью протягиваются с севера на юг. Условия формирования окраинных морей изучены еще недостаточно. Исследования конца 70-х годов показали, что кроме отгороженных окраинных морей большое развитие имеют спрединговые окраинные моря. Чаще всего они возникают при отторжении, откалывании краевой части полосы литосферной мегаплиты (микроконтинента или серии микроконтинентов) при отодвигании ее от крутопадающей («заякоренной») зоны субдукции, т. е. при поддвигании под окраину континента сравнительно древней океанической коры. Иногда спрединговые окраинные моря раскрываются в тылу молодых островных дуг.

Таким образом, в зонах раздвижения земной коры — в срединноокеанических хребтах и на дне спрединговых окраинных морей — происходит наращивание литосферных плит и земной коры океанического типа.

Третий большой класс структурных элементов земной коры, включающих зоны сдвига, поддвига и столкновения литосферных плит — класс орогенов*. Этот класс структурных элементов является наиболее важным для расшифровки тектоники континентов и земной коры континентального типа. Он подразделен на два подкласса: субдукционный и коллизионный.

В субдукционных условиях происходит поддвигание и поглощение океанических литосферных плит под океанические и континентальные плиты. На основании изучения современных сейсмических зон глубокофокусных землетрясений установлено, что поддвигаемые плиты достигают глубины 700 км, а длина поглощенных частей может превышать тысячи километров. В подклассе субдукционных элементов выделяются: глубокоководные желоба, энсиматические, островные дуги, микроконтиненты и активные окраины континентов кордильерского и андийского типов.

Глубоководные желоба являются местами погружения поддвигаемых плит. Независимо от того, происходит ли подвиг под океаническую или континентальную литосферную плиту, действующую

* Вслед за А. Холмсом (1945 г), одним из создателей мобилистской геотектонической теории, автор под орогенами понимает складчатые пояса, возникшие в результате сильного сжатия и горообразующих движений в зонах схождения, столкновения и поддвига литосферных плит.

щие глубоководные желоба и перед островными энсиматическими дугами, перед микроконтинентами и перед континентами хорошо выражены в рельефе океанического дна. Они образуют линейные и дугообразно вытянутые впадины с глубинами от 6000 до 11 000 м. При отмирании, т. е. при прекращении на данном участке поддвижения плиты, желоба заполняются осадками.

Островные энсиматические дуги образуются в краевых частях зрелых океанов, где океаническая литосфера становится древней, более плотной и менее плавучей, приобретает тенденцию к расколу и погружению в астеносферу. За счет расплавления погружающихся в зону поддвижения глубоководных осадков и серпентинизированной и амфиболитизированной океанической коры на надвигающейся (нависающей) океанической литосферной плите начинает развиваться вулканическая островная дуга. Современными тектонотипами энсиматических островных дуг являются Тонга-Кермадекская, Марианская и некоторые др.

Микроконтиненты — это мезоплиты и микроплиты, сложенные континентальной корой. Они образуются, вероятно, в различных геодинамических обстановках, так как имеют значительно варьирующие размеры и форму. Исследования последних лет показали, что многие микроконтиненты, по-видимому, образовались при раскрытии спрединговых окраинных морей, когда от окраин континентов отторгаются узкие сегменты континентальной коры. Примерами микроконтинентов такого типа являются отторгнутые в недалеком прошлом от Австралийской плиты острова Новой Зеландии, а от Евразийской плиты — Японские острова.

В тех случаях, когда обламывание и поддвижение океанической литосферы происходит под крутым углом вблизи и под пассивную окраину континента, последняя превращается в активную окраину орогена кордильерского типа. В дальнейшем по мере выполаживания зоны подвига активные окраины кордильерского типа переходят в орогены (активные окраины континентов) андийского типа. Тектонотипом таких структурных элементов является современная южная окраина Аляски, а в раннем кайнозое и позднем мезозое также и западная окраина Североамериканской литосферной плиты.

В коллизионных условиях происходит столкновение островных дуг (энсиматических) и микроконтинентов с континентами и континента с континентом гималайского и кавказского типов. Столкновение (коллизия) указанных структурных элементов сопровождается закрытием окраинных морей и останцов океанов, при котором происходят сгруживание и интенсивные тектонические деформации осадочных и вулканогенных толщ верхнего структурного яруса и сдвигание и скучивание литосферных пластин и плит фундамента, т. е. субдукция континентальной коры. Однако, в противоположность субдукционным обстановкам, амплитуда сдвигания и поглощения коры ограничена — она определяется шириной окраинных и останцовых морей. Зоны столкнове-

ний островных дуг с континентами представляют один из этапов развития орогенов, незавершенного цикла развития, когда происходит приращение 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 Новой Британии. Области столкновений в древних орогенических поясах выражены комплексами островодужных формаций, среди которых наиболее характерными являются формации известково-щелочных вулканитов.

Орогены столкновения микроконтинентов с континентами возникают при закрытии спрединговых окраинных морей. Раскрытие спредингового моря в тылу микроконтинента происходит при субдукции океанической литосферы под крутым углом под микроконтинент со стороны океана. Оно сопровождается формированием океанической коры. Затем в период стабилизации бассейн окраинного моря является областью терригенного и карбонатного осадконакопления. При выполаживании зоны субдукции под микроконтинент область спредингового окраинного моря испытывает сжатие, новообразованная океаническая кора раскалывается на серию пластин и начинается надвигание (обдукция) их на пассивную окраину континента. Так образуются наиболее крупные покровы, сложенные породами офиолитового комплекса. Накопившиеся на дне моря на океанической коре кремнистые, терригенные и карбонатные толщи также срезаются, сминаются и перемещаются в виде покровов.

После приращения микроконтинента к континенту субдукция со стороны океана продолжается до тех пор, пока полностью не закроется океан. Очевидно, что современный процесс подобного рода происходит под водами Средиземного моря к югу от о-ва Крита, где океаническая кора Средиземноморского хребта надвигается на северную часть окраины Африканской плиты [14]. Выходы офиолитовых формаций таких обдуктированных литосферных пластин с породами древней верхней мантии становятся, с позиций теории тектоники литосферных плит, одним из важнейших индикаторов границ столкнувшихся плит, а также древних зон поддвигания и поглощения (субдукции).

Зоны столкновения континента с континентом принадлежат заключительной стадии орогенического цикла — стадии закрытия океана. Перед столкновением континентов завершается поглощение остатков океанической литосферы. Столкновение может быть двух типов: гималайского и кавказского. В первом случае континенты сталкиваются активной и пассивной окраинами («внахлестку»). Тектонотипом такого столкновения является ороген Гималаев. В орогенах кавказского типа два континента сближаются активными окраинами с поглощением третьей реликто-

вой океанической литосферной плиты, принадлежащей закрываемому океану. Этот тип столкновения назван кавказским [10], 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.

Четвертый класс структурных элементов земной коры представлен трансформными разломами, среди которых выделяют: 1) разломы первого рода типа хребет—хребет, точнее рифт—рифт, соединяющие две зоны раздвижения плит, 2) разломы второго рода типа хребет—дуга, точнее рифт—зона субдукции, прослеживающиеся от зоны раздвижения до зоны поддвигания и поглощения, и 3) разломы третьего рода типа дуга—дуга, точнее зона субдукции—зона субдукции, соединяющие две зоны поддвигания [14].

Размещение трансформных разломов разных типов на современном лике Земли неодинаково. Наиболее широко развиты трансформные разломы первого рода типа рифт—рифт, осложняющие крупнейшие структуры срединноокеанических хребтов и плиты с маломощной океанической земной корой. Некоторые из этих разломов, например, такие, как Мендосино, Пайонир, имеют протяженность, измеряемую несколькими тысячами километров. К этому же типу структур относятся крупные трансформные разломы, проходящие по окраинам некоторых мегаплит, соединенных между собой короткими отрезками зон раздвижения (например, разлом Сан-Андреас на западной окраине Североамериканской мегаплиты).

Трансформные разломы второго рода типа рифт—зона субдукции имеют более 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 рода типа зона субдукции—зона субдукции встречаются относительно редко как в океанах, так и в зонах столкновения континентов.

Следует отметить, что многие выделенные типы структурных элементов имеют постепенные переходы от одного к другому. Например, рифтовые зоны континентов могут со временем превращаться в рифтовые зоны срединноокеанических хребтов. Структурой подобного типа является межматериковый рифтовый трог Красного моря.

Данные об основных типах элементов и их геотектоническая позиция показаны в табл. 2.

Основные типы структурных элементов земной коры

Таблица 2

Тип	Геотектоническая позиция	Проявление на современном лике Земли	
		Размеры	Примеры
Континенты			
Платформы и щиты	Срединные части плит с континентальной корой	Около $\frac{1}{3}$ поверхности суши	Обширные пространства главным образом центральных частей континентов
Зоны тектоно-магматической активизации	Срединные, реже краевые части щитов и платформ, вблизи рифтовых зон	Не более 1 % поверхности платформ и щитов	Цепи кольцевых интрузий «молодых» гранитов плато Джос (Африка), интрузии с карбонатитами на западных окраинах Северной и Южной Америки и Африки
Рифтовые зоны континентов	Тройные сочленения и зоны раздвижения мегаплит	60° земной окружности	Восточно-Африканская, Байкальская рифтовые системы, Рейнский грабен
Авлакогены (недоразвившиеся ветви рифтов)	Недоразвившиеся ветви тройных сочленений (рифтов)	До 5—10 % от площади пассивных окраин	Трог Бенуэ (Западная Африка)
Активные окраины континентов (андийский тип)	Фронтальные части плит с континентальной корой надвигаемые на океанические литосферные плиты	60° земной окружности	Западная окраина Южной Америки, Зондская дуга (о-в Суматра)
Трансформные разломы третьего рода (зона субдукции)	Зоны ограничения скучивающихся пластин литосферы в зонах столкновения	Не более 2—3° земной окружности	Продолжение разлома Андаманского моря на материке, северо-северо-западные и северо-северо-восточные разломы, ограничивающие памирский сегмент земной коры
Переходные зоны от континентов к океанам			
Дно окраинных отгороженных морей	В тылу вновь образованных островных дуг на океанической литосфере	До 5° и 5 % от площади дна окраинных морей	Часть дна Берингова и Охотского морей

Пассивные окраины континентов и микроконтинентов	Тыльные «волочащиеся» части литосферных плит	700—800° земной окружности	Восточные окраины Северной и Южной Америки, окраины Африки (кроме северо-западной), южные окраины Индии и Австралии, северные окраины Евразии и Северной Америки
Дно спрединговых окраинных морей	Зоны растяжения в тылу рифтованных микроконтинентов	Около 100° земной окружности	Японское, Тасманово, Коралловое моря
Глубоководные желоба	Зоны погружения поддвигаемых (поглощаемых) плит с океанической корой под островные дуги и активные окраины континентов	Около 200° земной окружности	Алеутская, Курильская, Японская, Марианская, Рюкю, Филиппинская, Яванская, Тонга-Кермадекская, Соломоновых островов и Новых Гебрид, Гватемальская, Атакамская (Перуанско-Чилийская), Скоша, Пуэрто-Рико впадины
Островные дуги (энсима-тические)	Области формирования земной коры над поддвигаемой океанической литосферной плитой	Около 100° земной окружности	Марианская, Рюкю, Тонга-Кермадекская, Скоша, Соломоновых островов, Новые Гебриды
Микроконтиненты (энсали-тические островные дуги)	Сегменты континентальной земной коры, отрифтованные при раскрытии спрединговых окраинных морей	Около 100° земной окружности	Японские острова, Новая Зеландия, Новая Каледония
Активные окраины континентов (кордильерский тип)	Области поглощения океанической литосферной плиты под пассивной окраинной континента	Около 30° земной окружности	Южная часть Аляски, район Малых Антильских островов (о-в Барбадос) — начальная стадия
Зоны столкновения островной дуги с континентом	Области схождения плит и закрытия останцовых окраинных морей	Около 15° земной окружности	Восточная часть Зондской дуги и дуга островов Новой Британии,двигающаяся на окраину Индо-Австралийской мегалиты
Зоны столкновения микроконтинента с континентом	Области схождения плит и закрытия спрединговых окраинных морей	Около 20° земной окружности	Области Японского и северной части Южно-Китайского морей

Тип	Геотектоническая позиция	Проявление на современном лике Земли	
		Размеры	Примеры
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	Области столкновения континентов активной и пассивной окраинами	Около 60° земной окружности	Гималаи
Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	Области столкновения континентов активными окраинами над океанической плитой	Около 5° земной окружности	Кавказ
Разломы второго рода (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
Океаны			
Абиссальные впадины (ложе океанов)	Части океанических литосферных плит между срединными хребтами, глубоководными желобами и цепями островов, подводных гор и плато	Около 50 % земной поверхности	Обширные площади в Тихом, Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах
Цепи вулканических островов, подводных гор и плато	Над глубинными расколами в океанических литосферных плитах	Более 150° земной окружности	Гавайские, Лейн, Туамоту, Гилберта-Туамоту, Маршалловы острова, подводный Северо-Западный хребет
Срединноокеанические хребты (поднятия)	Зоны раздвижения (дивергенции) литосферных мегаплит	Около 540° земной окружности	Атлантический, Восточно-Тихоокеанский, Индийский хребты и хребты, окружающие Антарктиду
Разломы первого рода (типа рифт — рифт)	Разломы соединяют отрезки срединноокеанических хребтов	Сотни и тысячи километров (многочисленны)	Мендосино, Пайонир, Вегенера, разломы, осложняющие Срединно-Атлантический хребет, Сан-Андреас
Разломы третьего рода (типа зона субдукции — зона субдукции)	Разломы соединяют две зоны поддвигания литосферных плит	Сотни и тысячи километров (немногочисленны)	Разломы, ограничивающие Южно-Сандвичеву (Скоша) и Малую Антилскую островные дуги

МОДЕЛИ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Платформы и щиты

Тектонические структуры платформ и кристаллических щитов изучены лучше, чем какие-либо другие, поэтому ниже рассматриваются только те их особенности, которые связаны с геологическими процессами, объясняемыми теорией тектоники плит.

Необходимо отметить некоторые черты сходства между структурами платформ и структурами абиссальных равнин. Платформы, как и абиссальные 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 впадины, могут раскалываться, т. е. подвергаться внутриплитной активизации.

Между платформами и абиссальными впадинами существуют различия. Однако главными из них являются состав, строение и мощность земной коры. В противоположность маломощной фемической океанической коре абиссальных впадин, платформы сложены мощной сиалической континентальной корой. Мощность ее на платформах и кристаллических щитах составляет 30—50 км.

Платформы и наиболее молодые части кристаллических щитов представляют собой орогены заверщенного цикла развития, а возраст наиболее молодой складчатости в их пределах соответствует возрасту завершающей фазы столкновения двух плит с континентальной корой. Поэтому строение и эволюция платформ и щитов, по крайней мере моложе 2,5—2,7 млрд. лет, также должны расшифровываться с применением комплекса геодинамических моделей теории тектоники плит.

Тектонические структуры платформ и щитов образовались в результате интенсивных деформаций осадочных толщ, сформированных на континентальных окраинах, столкновения этих окраин 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 щиты слагают обычно центральные участки гетерогенных мегаплит. На платформах и щитах доминируют экзогенные процессы, денудация, выветривание и пепенизация, сопровождаемые накоплением маломощных элювиальных, озерных и озерно-болотных отложений, переотложением продуктов выветривания.

К абиссальным впадинам относят обширные площади океанического дна, заключенные между срединноокеаническими хребтами, цепями океанических островов, подводных гор и плато и глубоководными желобами и расположенные на глубинах от 2—3 до 5—6 км (в среднем от 4 до 5 км) ниже уровня океана. Они располагаются только на плитах с океанической корой, которая имеет мощность 7—10 км. Верхняя часть океанической коры абиссальных впадин сложена пелагическими осадками слоя 1, ниже которого залегает слой 2 мощностью 5—7 км, представляющий собой основную часть океанической коры, сложенную толеитовыми базальтовыми вулканитами, сформированными в срединноокеанических хребтах. Мощность пелагических отложений слоя 1 возрастает с удалением от хребтов, составляет сотни метров, и достигает около 1 км у желобов.

Абиссальные 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 колоссальных масштабах. По А. П. Лисицыну [11], ежегодно с поверхности суши сносится в океаны и моря 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 основным процессом осадконакопления 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 каждый из них в отдельности, чем вклад материала, выносимого реками.

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

Климатическая зональность особенно четко видна на меридиональных разрезах через океаны [11]. Пояса наибольшего количества осадочного материала, поступающего с суши, совпадают 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 характе-

рен для огромных аридных зон, являющихся продолжением пустынь суши.

Циркумконтинентальная зональность в распределении взвеси связана с поступлением наибольшего количества материала с суши, с континентов. Она отчетливее проявлена в гумидных областях, где поступление взвеси с суши максимальное; в аридных зонах, где осадочный материал с суши почти не поступает, — 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 Челленджер» 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. Установлено, что в древних океанах количественное распределение осадков было таким же, как и в современных. С раннего мела и до настоящего времени сохранялись: положение климатических зон, размещение осадочного материала в широтном направлении, системы течений в океанах и перемещение воздушных масс [11].

На картах отложений океанов геологического прошлого, составленных А. П. Лисицыным [11], видно, что процессы спрединга в срединноокеанических хребтах определили четко проявленную тектоническую зональность размещения разновозрастных осадков. В срединноокеанических хребтах древние осадки отсутствуют; с удалением от них вначале появляются неогеновые, а затем палеогеновые отложения. Мезозойские отложения 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 впадинах в период «путешествия» литосферной плиты, поглощается вместе с вулканитами слоя 2 в глубоководных желобах. Очевидно, эти осадки океанической коры, содержащие повышенные концентрации кремнезема, карбонатов и воды, достигая глубины около 100 км, приводят к возникновению очагов плавления в мантийном веществе. Таким образом, эти образования 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 1 может соскабливаться краем надвигающейся плиты, несущей островную дугу, подвергаться метаморфизму и в виде пластин метаморфических голубых сланцев причленяться к островной дуге.

Дно отгороженных окраинных морей

Окраинные моря, морфологически выраженные цепочками малых океанических пространств между континентами и островными дугами, относятся по крайней мере к двум разным по условиям образования типам: отгороженным и спрединговым.

Дно отгороженных окраинных морей отделяется от ложа океана при заложении энсиматических островных дуг. Примером таких морей является северо-западная часть Берингова моря, вероятно, часть Охотского моря, а также части Филиппинского и Карибского морей. Дно отгороженных окраинных морей относится к относительно стабильным элементам. В их пределах продолжается накопление пелагических осадков, к которым примешивается туфогенный материал, приносимый с развивающейся островной дуги. В конечную стадию развития океанической коры дно отгороженных морей или поглощается под островной дугой, надвигающейся на окраину континента, или скучивается, образуя выходы офиолитовых комплексов в шовной зоне столкновения дуги с континентом.

Зоны внутриплитной активизации

К зонам внутриплитной тектоно-магматической активизации на современном лике Земли можно отнести цепи вулканических островов, подводных гор и плато на плитах с океанической корой и зоны щелочных и ультраосновных интрузий на платформах и щитах, т. е. плитах с континентальной корой.

Зоны внутриплитной активизации образуются, видимо, при расколе мегаплит (вернее, сферических сегментов литосферной оболочки Земли) во время перемещения их в долготном направлении. Раскол вызывается напряжениями, возникающими из-за несоответствия сферических сегментов литосферы форме геоида Земли.

Цепи вулканических островов, подводных гор и плато расположены обычно в срединных частях океанов. В Тихом океане они представлены цепями Гавайских островов, островов Лейн-Туамоту, подводными горами Северо-Западного хребта, подводным хр. Китовым в Атлантическом и Западно-Индийском хребтом в Индийском океане. Острова и подводные горы представляют собой продукты проявления интенсивного щелочного базальтового вулканизма. После извержений вулканы подвергались эрозии, на их вершинах возникали рифовые постройки.

Зоны тектоно-магматической активизации на платформах и щитах, так же как и на плитах с океанической корой, видимо, формируются вдоль трещины раскалывающейся мегаплиты. Поднимающееся с больших глубин (150—300 км) из-под континентальной литосферной плиты магматическое вещество первоначально имеет, вероятно, перидотитовый состав. Но в процессе контаминации с породами литосферной плиты это вещество ощелачивается и обычно образует ультрабазито-щелочные интрузии с карбонати-

тами. При более значительном обогащении магмы кислыми продуктами возникают интрузии щелочных сиенитов (нефелиновых) и щелочных гранитов. При наложении магмоподводящей трещины на древние сутурные зоны перидотитовое вещество обогащается углеводородами с образованием алмазонасных кимберлитовых трубок и даек.

Зоны и цепочки интрузий внутриплитной тектоно-магматической активизации известны на многих щитах и платформах. Это щелочные интрузии Маймеча-Котуйской провинции и кимберлитовые трубки на Сибирской платформе, Хибинский сиенитовый массив и сопровождающие его карбонатонасные интрузии на северо-востоке Балтийского щита и т. д.

Как и Ю. Г. Гатинский, автор относит проявления внутриплитной активизации к предрифтовой стадии орогенического цикла.

Рифтовые зоны континентов

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

Под рифтовыми зонами понимают полосовидные в плане тектонические зоны протяженностью многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, приблизительно поперечном к их простираанию, сопровождаемое подъемом нагретого глубинного мантийного материала [13]. На современной поверхности Земли рифтовые зоны на континентах имеют общую протяженность порядка 9000—10 000 км, т. е. они составляют 80—90° земной окружности. Две трети этой длины занимает Африкано-Аравийский рифтовый пояс (около 6500 км), а остальная треть приходится на долю Байкальской и Рейнской рифтовых зон.

Африкано-Аравийская рифтовая зона прослеживается от устья р. Замбези, протекающей на юге Африканского континента, до гор Тавра в Южной Турции на севере. К этой зоне относятся Ньяса-Танганьикская (западная) и Кенийско-Эфиопская (восточная) ветви, 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 современной поверхности Земли тектонической структурой, отражающей смену континентального рифтообразования океаническим, т. е. начальную стадию открытия океана (современный межматериковый рифт, по Е. Е. Милановскому). 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 заполнен 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 и ультраосновного вещества мантии. Именно в этом грабене обнаружены 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 — Ливанская зона грабенов — начинается в Акабском заливе Красного моря и прослеживается в бассейнах рек Мертвого моря, Иордан и Тивериадского озера. Их продолжением являются грабены Эль-Габ и Карасу, которыми Африкано-Аравийский пояс заканчивается у альпийских складчатых сооружений Восточного Тавра и Юго-Восточной Турции.

Байкальская рифтовая зона расположена в самом центре Азиатского материка в области протерозойской складчатости, обрамляющей с юго-востока Сибирскую платформу. Система рифтовых структур протягивается на 2500 км, из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии, описывая при этом двойную дугу общего северо-восточного простирания. Байкальская система включает неравновеликие по площади озерные и сухопутные межгорные впадины, расположенные или по линии простирания 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.

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 представлены грубообломочным материалом. Суммарная мощность кайнозойских отложений по геофизическим данным достигает 5000—6000 м. Одновременно с накоплением кластических отложений в рифтовой зоне происходили излияния трахибазальтовых лав. Они начались в олигоцене — миоцене и продолжались с перерывами до голоцена.

Рейнские грабены. Система Рейнских грабенов кайнозойского возраста расположена среди герцинских сооружений Западной Европы. Они 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 позднем олигоцене в Нижнерейнском грабене накапливалась толща бурых углей.

У южной оконечности Рейнского массива, сложенного породами нижнего структурного яруса герцинид, Верхнерейнский грабен разветвляется на Нижнерейнскую и Гессинскую ветви, образуя типичное тройное сочленение. Именно в области этого тройного сочленения система Рейнских грабенов пересекается Эйфельской дугой молодых вулканических пород — оливин-базальтовыми (щелочные базальты, трахибазальты, базальты, трахиты, фонолиты) вулканитами Эйфеля, Зибенгебирге, Нейвидера, Вестервальда, Фогельсберга и Рена. 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 до сих пор сохранил свою морфологию.

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

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, наибольшее их количество находится на глубине 20—25 км.

Предполагают, что под кристаллическими щитами, пересекаемыми рифтовыми зонами, мощность литосферных плит равна около 150 км [14], однако строение земной коры на участках рифтовых зон изучено еще недостаточно, имеются данные, что иногда слой пониженных скоростей прохождение сейсмических волн в верхней мантии на глубинах 100—300 км не устанавливается.

В Байкальской рифтовой зоне по результатам сейсмических наблюдений граница Конрада не обнаруживается, а в отношении мощности земной коры (до границы Мохоровичича) имеются противоречивые данные. Наблюдения за промышленными взрывами в районах Черемхово и Слюдянки дали значения 32 и 42 км; по мнению А. А. Трескова (1968 г.), 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.

В рамках геосинклинальной гипотезы рифтогенез, как правило, не рассматривался. Некоторые исследователи допускали возможность проявления тафрогенеза в конце орогенной стадии [20].

При разработке представлений о тектоно-магматической активизации Чен-го-да (1960 г.) обратил внимание на закономерное возникновение на отдельных сегментах земной коры сводовых поднятий и расколов этих поднятий зонами разломов с образованием крупных приразломных впадин и прогибов.

Анализ материалов по рифтовым зонам материков был выполнен Е. Е. Милановским [13], которым разработана систематика этих зон. Рассматривая морфологию рифтовых зон, он показал, что они могут иметь четковидное, кулисное и взаимопараллельное расположение, а также сочленяться под различными углами.

Одна из удачных моделей рифтообразования была дана Дж. Дьюи и Дж. Бердом [14], которые считали, что формированию срединноокеанических хребтов предшествуют раскол континентов (или литосферных плит с континентальной корой) и процесс континентального рифтообразования.

В самую раннюю фазу раскола континента происходит воздымание литосферы, образование сводовых поднятий (рис. 1), а затем под действием растягивающих усилий возникают трещины раскола, которые служат подводящими каналами для подъема в верхние горизонты земной коры магматических расплавов основного состава: процесс сопровождается образованием 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 породами или интродуцируется силами вулканических пород. В рифтовых системах вначале извергаются кислые и основные лавы, но по мере прогрессирующего утонения континентальной коры проявление вулканизма становится типично океаническим, базитовым. Первоначально основанием грабенов является 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 рифтов Африки показало, что в мезозое и кайнозое эти структуры развивались как серия тройных сочленений, одна из ветвей которых, как правило, оставалась недоразвившейся до стадии раздвигания. В начальном этапе 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. Последняя стадия выражается собственно расхождением литосферных плит, причем оно может проявляться

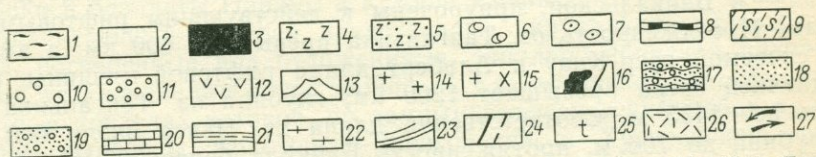
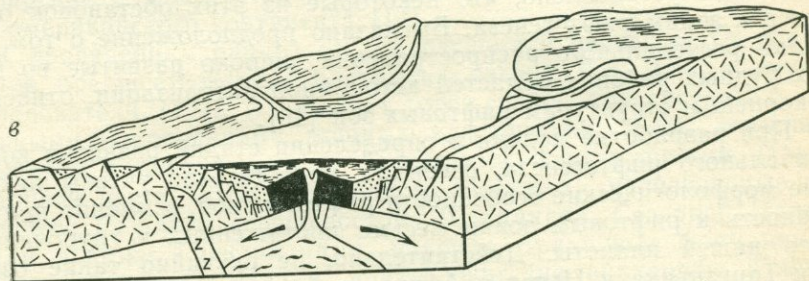
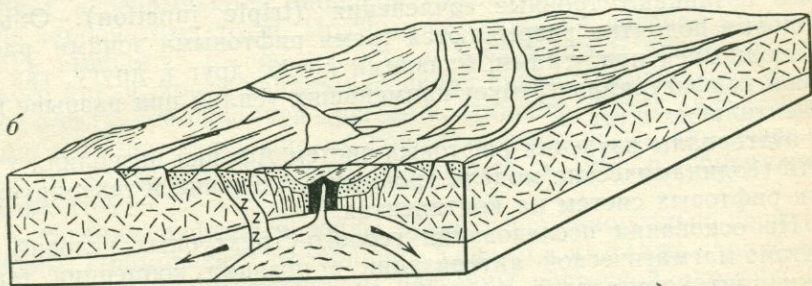
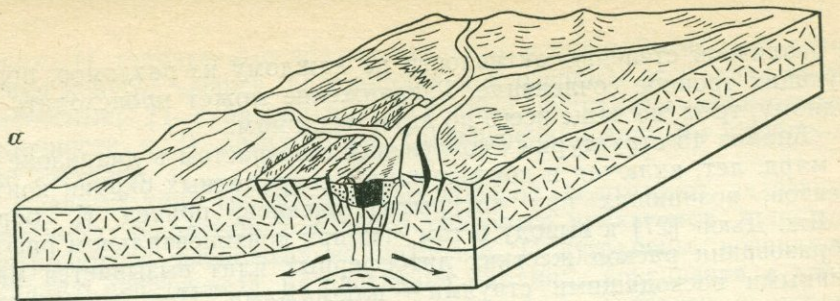


Рис. 1. Модель формирования рифтовых зон и авлакогенов. По Дж. Дьюи (1970 г.), с изменениями

Стадии развития рифтовых зон: а — ранняя (вулканического рифта), б — средняя (озерная) и в — поздняя (межматерикового рифта, стадия Красного моря). Условные обозначения к рис. 1, б—10: 1 — астеносфера; 2 — верхняя мантия (ультраосновные породы), образования срединноокеанических хребтов и окраинных морей; 3 — океаническая кора (нерасчлененная); 4 — габбро и долериты срединноокеанических хребтов; 5 — габбро и долериты окраинных морей; 6 — базальты срединноокеанических хребтов; 7 — базальты окраинных морей; 8 — пелагические осадки слоя 1, образования островных дуг; 9 — глаукофановые сланцы; 10 — базальты и подушечные базальты; 11 — граувакки и турбидиты; 12 — подводные лавы базальтового, андезитового и дацитового состава, образования островных дуг, активных и пассивных окраин континентов и авлакогенов; 13 — субаэральные лавы и пирокластический материал; 14 — интрузии гранитов; 15 — интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов; 16 — базальтовые силлы и дайки авлакогенов; 17 — офиолитовый меланж; 18 — туфы и другие осадки островной дуги; 19 — моласса (континентальный флиш); 20 — карбонатные и карбонатно-терригенные отложения пассивных окраин континентов; 21 — меланж, или перетолженный флиш; 22 — палингенные граниты; 23 — надвиги и поверхности шарьяжей; 24 — взбросы и сбросы; 25 — участки высокотемпературного метаморфизма; 26 — континентальная кора (нерасчлененная); 27 — направление тектонических движений (длиной стрелки показана величина скорости движений)

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 с возрастом в диапазоне до 2 млрд. лет, включая и конфигурацию современных окраин континентов, возникших при раскрытии океанов, привел К. Берке и Дж. Дьюи [27] к выводу о том, что при континентальном рифтообразовании раскол жестких литосферных плит вызывается мантийными восходящими струями — плюмажами. При этом чаще всего возникают тройные сочленения (triple junction). Обычно сводовые поднятия разрываются тремя рифтовыми зонами, располагающимися под углами, близкими к 120° друг к другу, так как такая конфигурация требует наименьших усилий при разрыве континентальных плит.

Материалы изучения рифтовых систем Африки позволили уточнить геодинамические модели тройных сочленений и генерируемых ими рифтовых систем на континентах.

На основании исследования геолого-структурных условий зон тектоно-магматической активизации с позиции концепции тектоники плит установлено, что некоторые из этих обстановок относятся к зонам рифтогенеза. Высказано предположение о том, что дайки регионального распространения, широко развитые во многих рудных районах областей автономной активизации, относятся к корневым структурам рифтовых зон [10].

При разработке модели и определении стадий развития континентального рифтогенеза, очевидно, недостаточно учтены некоторые морфологические особенности рифтовых зон, а именно приуроченность к рифтовым зонам 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 оз. Танганьика превышает 600 км, а вместе с системой озер Киву и Альберт длина рифтовой трещины, вмещающей озера превышает 1200 км; глубина оз. Танганьика достигает 1435 м. Соответственно длина оз. 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.

В процессе континентального рифтогенеза, очевидно, следует выделять три стадии (см. рис. 1): 1) раннюю — стадию формирования сводового поднятия и развития активного субщелочного наземного вулканизма (стадию вулканических рифтов), 2) среднюю — начальный период расхождения частей расколовшейся плиты с континентальной корой (озерную стадию) и 3) позднюю — переход к этапу раскрытия океана и океанического рифтогенеза (стадию межматерикового рифтогенеза, стадию Красного моря).

Для современных рифтовых зон — Африкано-Аравийской, Байкальской и Рейнской характерны следующие геологические фор-

мации: 1) терригенные континентальные крупнообломочные отложения конусов выноса, аллювиальные и озерные; последние часто соленосные; 2) субаэральные основные вулканиты повышенной щелочности и 3) расслоенные (дифференцированные) габброидные интрузии.

Разломы типа гравитационных сбросов осложняют залегание указанных терригенных толщ и основных вулканитов и иногда контролируют расположение интрузий. Полуграбены, возникшие в стадии рифтогенеза, на пассивных окраинах континента, в дальнейшем перекрываются широкой линзой терригенных и терригенно-карбонатных толщ. Поэтому образования древней рифтовой стадии выводятся на поверхность только в самом конце орогенического цикла, когда данная пассивная окраина континента столкнется с активной окраиной другого континента. Такие рифтогенные толщи и сопровождающие их полезные ископаемые для северной окраины части Гондванского континента в 1981 г. обнаружены Р. Силлитоу.

К древним рифтовым зонам относят каменноугольно-пермские грабены Приморских провинций Канады, а также триасовые Ньюарские и Коннектикутский бассейны восточной окраины Североамериканского континента [14].

К проявлениям ранней стадии раскола и раздвижения континентов, предшествовавшей раскрытию океана, Дж. Дьюи и другие исследователи (1973 г.) относят 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 — декканские траппы Индии, дракенсбургские вулканиты Южной Африки и базальты Параны в Южной Америке.

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 1800 и 800 км; намечены также Аганский и Худуттейский грабен-рифты меньших размеров.

Из рассмотрения схематической тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, составленной под редакцией В. С. Суркова (1971 г.), 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 нашли отражения грабен-рифты того же возраста в Тургайском прогибе, хотя авторы отмечают широкое раз-

витие в нем осадков триасовой туринской серии, содержащей покровы базальтов и базальтовых порфиритов.

Триасовые грабенные депрессии в Тургайском прогибе установлены в 1972 г. П. К. Куликовым и другими исследователями, которые считают, 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 дальше, южнее районов, описанных В. С. Сурковым, в Центральный Казахстан. Проявлением этих структур, по-видимому, являются широко распространенные пояса даек основного состава самых молодых магматических образований в Центральном Казахстане. Значительная эродированность палеозойских и раннемезозойских образований в этом районе дает возможность предположить, что указанные дайковые пояса 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.

Остановимся на вопросе о природе крупнейшей провинции платобазальтов в Тунгусской синеклизе. На основании данных о сходном возрасте 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.

Очевидно, древние рифтовые зоны часто подвергаются реактивации, т. е. молодые рифтовые зоны нередко возникают в областях древних рифтов. Примером этого может служить литосфера Атлантического океана, открывавшегося примерно вдоль той же линии, вдоль которой более древний прото-атлантический океан открывался в раннем палеозое и закрывался в позднем палеозое. Более того, считают, что в Атлантике, вероятно, погребены шовные зоны (сутуры) закрывшегося Гренвилльского океана. Таким образом, в районе Атлантики трижды открывались и дважды закрывались океаны [27]. В качестве примера реактивации древних шовных зон (сутур), вероятно, можно считать также Байкальский рифт.

Тенденция к возникновению рифтовых зон вдоль древних структур объясняется слабостью шовной зоны, распространяющейся на всю мощность литосферы. Шовные зоны поэтому более уязвимы к разрыву континента, чем континентальная литосфера.

Авлакогены

Авлакогены — недоразвившиеся ветви рифтов — являются теми частями пассивных окраин, в пределах которых располагалась третья, слабее проявившаяся ветвь тройного сочленения при рифтогенезе.

Примерами авлакогенов является грабен Бенуэ, сопряженный с раскрывшимися ветвями Южной Атлантики и Гвинейского залива, авлакогены Луангвы, Нижней Замбези и Лимпопо в южной части Африкано-Аравийской системы. Хорошо изученным палеоаналогом в СССР является Днепровско-Донецкий авлакоген.

Установлено, 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, анализируя мощности, можно определить участки впадения больших рек в древние океаны и места нахождения древних недоразвившихся ветвей рифтов.

На основании исследования строения ряда авлакогенов установлено, что на ранних стадиях их развития накопление мощных толщ терригенных осадков может осложниться внедрением малых интрузий (силлов) основного состава. В этом случае базитовая магма является важным источником, питающим терригенную толщу халькофильными элементами, а также источником тепловых аномалий, которые создают барьеры для концентрации не только халькофильных, но и некоторых литофильных и сидерофильных полезных ископаемых. Однако главным геодинамическим процессом в авлакогенах является осадконакопление. Авлакогены, как и описываемые ниже пассивные окраины, — важнейшие структурные элементы, в пределах которых происходит накопление терригенных и терригенно-карбонатных угленосных и нефтегазоносных толщ.

Пассивные окраины континентов и микроконтинентов

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 окраины Австралии и Индостанского полуострова, северные окраины Евразии и Северной Америки.

Тектонотипом пассивных окраин континентов, по Дж. Дьюи и Дж. Берду [14], является современная приатлантическая континентальная окраина Северной Америки, начавшаяся формироваться в позднем триасе после отделения от Африки. Прибрежная равнина и континентальный шельф представлены 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 алевритами, южнее они переходят в карбонатные осадки. На шельфе отлагаются пески, алевриты и лютиты, прорезанные каньонами, углубляющимися к океану, по которым с континента транспортируется грубо-обломочный материал. 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 до первых тысяч километров, значительно изменяющуюся 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, максимально утолщенной в области континентального склона и его подножия, особенно на участках речных дельт и их подводных продолжений.

Таким образом, песчано-глинистые, кварцитовые и известковые формации, встречаемые обычно в составе многоэпиклиналиных 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, а также при палеотектонических реконструкциях.

Анализ закономерностей размещения некоторых нефтегазоносных и угленосных бассейнов и палеотектонических реконструкций, выполненных с позиций мобилизма, показывает, что на пассивных окраинах и в тропическом и гумидных климатических поясах в терригенных и карбонатных толщах накапливается значительное количество органического вещества, т. е. образуются нефтепроизводящие толщи.

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 столкнутся с островной дугой или другим континентом, весьма характерно отсутствие каких-либо магматических проявлений.

Как было отмечено, на современной поверхности Земли пассивные окраины континентов широко развиты на литосферных плитах первого порядка. Однако подобные обстановки «путешествующих» окраин могут возникать также и на тыльной стороне мезоплит, особенно при процессах спрединга и отделения от мегаплит микроконтинентов.

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, а иногда и более, в краевой части материка. Установлено, 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 не известно современных магматических проявлений и их принято считать сравнительно стабильными, на них широко развиты 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 при последующих процессах поддвижения под них литосферных плит и пластин, несущих островные дуги, или столкновения с континентом.

Как следует из модели рифтообразования и раскрытия океана, в начальную стадию этого процесса на расходящихся литосферных плитах сохраняются центральный полуграбен и боковые грабены, заполненные мощными терригенными толщами, иногда с силами 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 примеров пассивных окраин континентов прошлого можно привести раннеордовикскую доорогеническую континентальную окраину Северной Америки. К миогеосинклинальным мезозойским толщам Европы относятся залегающие на ортокварцитах карбонатные шельфовые осадки, сменяемые карбонатными брекчиями и лютитовыми толщами, зон Дофине, Бриансона и Пьемонта в Альпийском складчатом поясе. По мнению автора, ими являются также нефтеносные толщи среднего палеозоя западной окраины Восточно-Европейской платформы, раннепалеозойские осадки южной окраины и позднепалеозойско-раннемезозойские толщи верхоянского комплекса восточной окраины Сибирской

плиты, а также позднепалеозойские и мезозойские нефтепроизводящие отложения северной окраины Иранского микроконтинента [10].

Срединноокеанические хребты

Тектонические структуры срединноокеанических хребтов образуются в процессе продолжающегося раздвижения мегаплит под воздействием восходящих мантийных потоков, начавшегося в стадию рифтообразования на континенте. Тектонические рифтовые структуры переходного типа (межматериковые рифтовые зоны, по Е. Е. Милановскому) являются начальной стадией развития срединноокеанических хребтов.

На современной поверхности Земли выделяются Срединно-Атлантический, Атлантическо-Индийский, Индийский и Тихоокеанско-Антарктический хребты и Восточно-Тихоокеанское, Юго-Восточно-Индийское и Чилийское подводные поднятия.

Срединноокеанические 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 срединноокеанических 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 принципиально новый тип подвижных поясов Земли.

Срединно-Атлантический хребет расположен в середине между Североамериканским и Южноамериканским с одной стороны и Евразийским и Африканским континентами с другой. Часть хребта между Гренландией и Европой известна под названием хр. Рейкьянес, на продолжении которого находится крупнейший и единственный на планете выход центральной части срединноокеанического хребта над уровнем океана. Северное окончание Срединно-Атлантического хребта расположено в Северном Ледовитом океане и называется хр. Гаккеля. Срединно-Атлантический хребет пересечен многочисленными поперечными трансформными разломами, из которых наиболее крупными являются разломы в экваториальной части океана и разлом Вегенер к северу от Гренландии. Он относится к медленно расширяющимся (со скоростью 1—2 см в год) хребтам.

Детальное изучение строения и создание усовершенствованных геодинамических моделей срединноокеанических хребтов являлось одной из задач геодинамического проекта. По франко-американскому проекту «Феймос» в 400 км к югу от Азорских островов в 1972—1974 гг. изучался 100-километровый отрезок рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта.

Крупнейшим сравнительно хорошо исследованным срединноокеаническим хребтом является Восточно-Тихоокеанское поднятие

в Тихом океане. Оно было срединным в мезозое, однако в кайнозое в результате начавшегося закрытия Тихого океана и перемещения Североамериканской и Южноамериканской 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 океана позволило предположить, что морфология срединноокеанических 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. Восточно-Тихоокеанское поднятие продолжает детально изучаться, особенно в приэкваториальной зоне, где плиты Наска и Кокос, разделенные Галапагосским хребтом, перемещаются на восток от Тихоокеанской плиты. Здесь в 1978—1981 гг. на склонах поднятий выявлены выходы гидротермальных источников и залежи колчеданных руд.

В Индийском океане сравнительно хорошо изучена северная ветвь Индийского хребта — хр. Карлсберг, который северо-западнее трансформного разлома Аравийского моря сменяется срединными хребтами Аденского залива и Красного моря.

Другие части мировой системы срединноокеанических хребтов: Атлантичеко-Индийский и Тихоокеанско-Антарктический хребты, Юго-Восточно-Индийское и Чилийское поднятия исследованы слабо.

Ширина срединноокеанических хребтов изменяется от первых сотен 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, их гребни, как правило, не достигают уровня океана на 2—2,5 км. Грабен срединноокеанического хребта обычно совпадает с грабен-рифтовой зоной, имеющей ширину около 30 км. Эта зона располагается между наиболее расчлененными участками хребта и достигает глубины 2 км. Профили через срединноокеанические 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 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 срединноокеанических хребтов представлены вулканитами толеитовых базальтов слоя 2. Именно вблизи рифто-

вой расщелины происходят излияния на больших площадях базальтовых подушечных лав — основного компонента спилит-кератофировой формации, которая обычно относилась к раннегеосинклинальной стадии. Здесь на глубинах 2000—2600 м на молодой океанической коре в быстроспрединговых хребтах образуются гидротермальные системы и происходит колчеданное рудообразование.

Грабеновые структуры, развитые на склонах хребтов, 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 от рифтовых расщелин с продолжающейся вулканической и фумарольной деятельностью могли формироваться толщи кремнистых и углисто-кремнистых сланцев аспидной формации, иногда содержащих концентрации, в сотни и тысячи раз превышающие кларки таких важных редких и рассеянных элементов, как ванадий, молибден, рений, мышьяк и др. Глубоководным бурением на склонах подводных хребтов в Индийском и Тихом океанах обнаружены маломощные толщи и горизонты кремнистых сланцев, содержащие скопления указанных элементов.

Магнитное поле, сейсмичность и тепловой поток. Наиболее характерной особенностью спрединговых хребтов является полосовидный характер магнитного поля. Над всеми срединноокеаническими хребтами и поднятиями установлены симметричные магнитные аномалии, вытянутые параллельно их склонам. Изучение особенностей строения магнитного поля срединных хребтов во многом способствовало исследованию их строения и разработке представлений о механизме их формирования, созданию соответствующих моделей. Срединноокеаническим хребтам свойственна мелкофокусная сейсмичность. Очаги землетрясений приурочены, как правило, к центральной рифтовой зоне.

Подобно континентальным рифтам, рифтовые зоны срединноокеанических хребтов являются областями повышенного теплового потока, интенсивность которого закономерно уменьшается по мере удаления от рифтовой трещины. Наиболее высокими значениями теплового потока характеризуются те хребты или их сегменты, где литосферные плиты раздвигаются с наиболее высокой скоростью.

С. А. Ушаков и В. В. Федынский [19], вычислившие нижний предел действительных теплотерь в осевой зоне океанических хребтов, достигающий 7—8 кал/см² с, считают, что рифтогенез на дне океанов является механизмом регулирования теплотерь Земли.

Модели развития хребтов. Как уже отмечалось, образованию срединноокеанических хребтов предшествует рифтообразование на

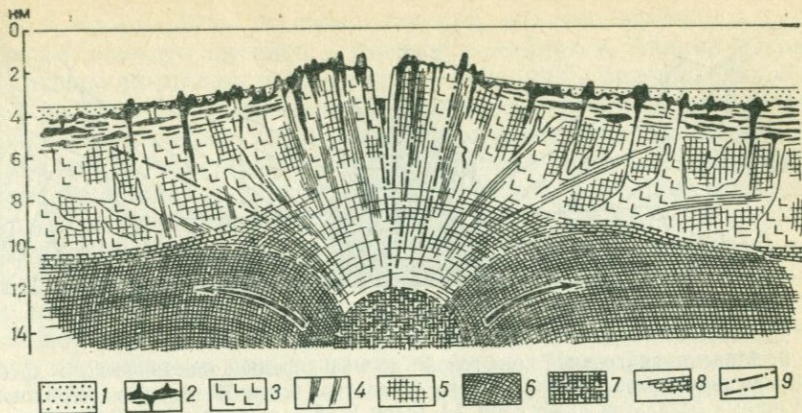


Рис. 2. Геологическое строение коры и верхней мантии в центральной части срединноокеанических хребтов. По Л. В. Дмитриеву и др. (1972 г.)

1 — современные и четвертичные осадки (слой со скоростями 1–2 км/с); 2 — базальты, туфы, пирокласты, переслаивающиеся с осадочными породами (слой со скоростями 3–5 км/с); 3–5 — породы слоя со скоростями 6–8 км/с: 3 — габбро, долериты и диабазы, 4 — зелено-каменные 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. Стрелками показано направление движения вещества мантии

континенте, приводящее в конечном итоге к раскрытию океана. Поэтому структурами, предшествующими возникновению хребтов, следует считать щелевые и межматериковые рифтовые зоны; прототипом последней может быть рифтовая зона Красного моря.

На основании полученных данных о составе пород, слагающих склоны срединных хребтов и сейсмологических материалов, Л. В. Дмитриев и др. (1972 г.) считают, что непосредственно под осевой частью хребта на глубину до 12–14 км распространяется зона пород мантии с пониженной плотностью, со скоростями сейсмических волн, меняющимися от 7,0 до 7,2 км/с. В стороны от вертикальной оси хребта в области перехода от флангов хребта к океаническим плитам плотность этой зоны увеличивается и становится постоянной (скорость 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 небольшом пространстве непосредственно под осевой частью хребта (рис. 2).

С учетом изложенных представлений о глубинном строении, Л. В. Дмитриев и др. (1972 г.) предложили модель развития срединноокеанических хребтов и происходящем при этом процессе формирования океанической коры.

Результаты изучения геоморфологии и геологии рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта у 36°48' (по проекту «Феймос») позволили составить представление о возможных процессах, протекающих при раздвижении Североамериканской и Африканской плит и разработать новую геологическую модель рифтовой

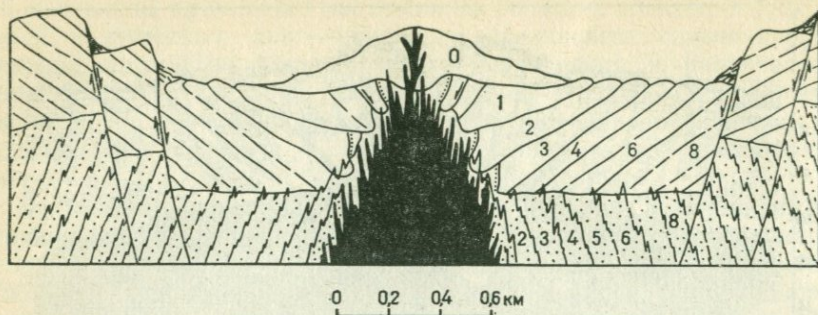


Рис. 3. Модель внутренней рифтовой долины срединноокеанического хребта, показывающая связь экструзивных базальтов (слои 0—8—без штриховки), интрузивных базальтов ниже слоя 2А (слои 2—8—с точками) с приповерхностной магматической камерой (черное). Показана только часть даек. По Дж. Муру и др. (1974 г.)

долины для медленно расширяющегося срединноокеанического хребта (рис. 3). 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 800—1300 м шириной и 100—240 м высотой, сменяющийся на некоторых участках центральным трогом, сложенным подушечными лавами базальта.

Предполагают, что между извержениями, а возможно и во время извержений, срединный 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 срединный хребет. 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 сделанный на основе анализа баланса объема вулканических пород вывод о том, что извержения лав подушечных базальтов происходили с интервалами примерно в 14 000 лет.

В основную стадию развития срединноокеанических 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 срединноокеанического хребта в первом океане. Затем следует перемещение структур океанических хребтов на плиты и их поглощение при перекрытии другими литосферными плитами. Процесс закрытия одного океана за счет раскрытия

другого 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 Североамериканская литосферная плита перемещалась к западу, вращаясь против часовой стрелки, и в конце концов перекрыла плиты Кула и Фараллон.

В раннем палеозое раскрытие палео-Азиатского океана привело к закрытию прото-Атлантического океана с образованием складчатого пояса Аппалачей и британских и скандинавских каледонид.

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

Офиолитовые формации являются характерными и, по существу, единственными представителями образований срединноокеанических хребтов. Офиолитовые формации выходят на дневную поверхность в блоках переходной и континентальной коры только после тектонических деформаций значительного масштаба, т. е. при значительных горизонтальных перемещениях и столкновениях литосферных плит. Под офиолитами понимают определенную последовательность специфических ультраосновных и основных изверженных пород.

Полный разрез офиолитовой формации включает (снизу вверх): 1) базальные перидотиты; 2) интрузии габбро, местами переходящие в рои диабазовых даек, и 3) базальтовые подушечные лавы.

Базальные перидотиты обычно представлены гарцбургитами и рассматриваются как остаточный (истощенный) мантийный материал, из которого была выплавлена и удалена базальтовая магма. Интрузии габбро являются затвердевшими глубинными очагами базальтовой магмы, из которых через многочисленные вертикальные трещины (дайки) происходили излияния на склонах срединноокеанических хребтов. Базальтовые лавы местами могут переходить в лавобрекчии, а в верхних частях иметь кератофиры. С ультрабазитами и базитами обычно ассоциируют перекрывающие их глубоководные пелагические осадки: кремнистые осадки (радиоляриты), сопровождаемые тонкозернистыми известняками, аргиллитами и иногда турбидитами и туфами; в черных разновидностях радиоляритов обычно встречаются горизонты, обогащенные марганцем.

Офиолитовые формации срединноокеанических хребтов отличаются от офиолитов спрединговых окраинных морей [31]. Их окончательное формирование происходит в завершающие стадии тектонического орогенического цикла, когда комплекс пород, слагаю-

щих эту формацию, испытывает тектоническое становление, и изменение положения их относительно пород других формаций прекращается. 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.

Дно спрединговых окраинных морей

К спрединговым окраинным морям относятся: Японское, Восточно- и Южно-Китайские, Коралловое, Тасманово и др.

Окраинные моря отделяют микроконтиненты от континентов и по всей 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 островов, а также пелагическими толщами. Молодые окраинные моря возникли в олигоцене—миоцене [14]. Глубина их прямо пропорциональна размерам бассейна, но они обычно мельче открытого океана, хотя по своей геоморфологии похожи на абиссальные впадины. Морфологически бассейны окраинных морей представляют собой системы линейных хребтов и трогов, причем в осевой части они приподняты относительно флангов. Характерно отсутствие четко выраженного центрального рифта и осевой симметрии. Трансформные разломы в окраинных морях пока не обнаружены, но это может быть обусловлено недостатком данных. Отличительной чертой окраинных морей является высокое значение теплового потока.

Магнитные аномалии в окраинных морях не показывают хорошо развитую линейную симметрию, которая может быть скоррелирована с аналогичной, наблюдаемой у срединноокеанических 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 спрединговых окраинных морях очень высокая, причем наблюдается некоторая закономерность в отложении осадков — около вулканической цепи накапливаются мощные толщи вулканогенно-обломочного материала; далее, к центру моря, происходит отложение монтмориллонитовых глин

с пропластками вулканического детритуса; еще дальше от вулканической цепи преобладают известковистые осадки.

Образование офиолитов. Предполагают, что спрединговые окраинные моря образуются при субдукции под крутым углом древней океанической коры под окраину континента с отторжением от нее сегмента континентальной литосферы — микроконтинента [52]. Д. Кариг [14] считает, что в зоне нестабильной мантии над поглощаемой плитой образуются термальные диапиры мантийного вещества, которые в результате адиабатического расширения выделяют базальтовую парциальную выплавку (щелочную на глубине, толеитовую в приповерхностном слое). Различие между этим процессом и процессом наращивания океанической коры в осевой части срединноокеанических хребтов в том, что окраинное море расширяется (чаще, по-видимому, асимметрично) во время роста магматического диапира. Эта гипотеза объясняет высокий тепловой поток, относительную молодость океанической коры и особенности магнитных аномалий окраинных бассейнов.

Офиолиты окраинных бассейнов отличаются от офиолитов срединноокеанических хребтов:

- 1) мощными осадочными толщами над подушечными базальтами (например, в Охотском море); толщи представлены вулканогенным андезитовым флишем, образованным из пород внутренних окраин прилегающих вулканических островов и (или) осадков континентального подножия на континентальном крае окраинного бассейна;

- 2) наибольшим количеством андезитов, перемежающихся с лентитами и щелочными базальтами;

- 3) общим повсеместно распространенным метаморфизмом слоев 2 и 3 океанической коры и нижней части осадочных отложений, что является результатом высокого теплового потока [31].

Дж. Пирсом и Дж. Канном разработаны в 1973 г. геохимические критерии отличия базальтов окраинных морей от базальтов, образующихся в островных дугах, срединноокеанических хребтах и других геодинамических обстановках.

Отсутствие четко выраженных полосовидных симметричных магнитных аномалий и наличие мощного чехла осадочных отложений затрудняют изучение окраинных морей и интерпретацию полученных результатов. Взгляды на их генезис различны и еще много неясного в представлениях об условиях их образования.

Кроме указанного выше типа спрединговых окраинных морей, образующихся при отторжении микроконтинентов, существуют и другие их типы. Например, вероятно, они формируются при расколе океанической плиты и подъема мантийного диапира в тылу энсиматической островной дуги с образованием вначале междугорного бассейна (Парсе-Велла в Филиппинском море), или в тылу реверсируемых, сталкивающихся с континентом островных дуг (Новогвинейское море в тылу островной дуги Новой Британии). Полагают, что спрединговые окраинные моря могут возникать при субдукции под косым углом из «протекающего» (раскрывающе-

гося) трансформного разлома. Наконец, быстро расширяющиеся окраинные моря, по мнению А. И. Шеменды (1983 г.), могут образовываться в особых геодинамических обстановках, вызываемых выходом близко к поверхности Земли узких мантийных потоков (море Скоша, возможно, в недалеком прошлом — Карибское море).

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. Они имеют максимальную амплитуду отрицательного рельефа земной коры.

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, расположенные между Евразийской и Тихоокеанской мегаплитами; на западной окраине Североамериканского материка находятся Гватемальский (Центрально-Американский) и Перуанско-Чилийский (Атакамский) желоба. Весьма протяженный Яванский желоб обрамляет с юга литосферные плиты Юго-Восточной Азии. Вдоль восточного края Индо-Австралийской плиты расположены глубоководные желоба островов Новой Британии, Соломоновых и Новых Гебрид.

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 из них наблюдаются недеформированные осадки значительной мощности.

Глубоководные желоба являются обязательными структурами островодужных систем, хотя и сильно 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. 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 сильно 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. Эти осадки представлены или покровом на подвигаемой плите, или клином турбидитов в осевой части желоба. Таково строение внутренних склонов желобов в центральной части Алеутской и Лусонской островодужных систем, а также и на о-ве 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 выше два типа 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 же желоба является функцией продолжительности субдукции и степени снабжения зоны субдукции осадочным материалом.

Сейсмические, магнитометрические, 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 в 1970 г. Н. Л. Леонидовой на примере Идзу-Бонинского глубоководного желоба, являющегося южной частью Японского желоба. Ею сделан вывод о том, что количество ритмов формирующейся флишовой толщи, их мощность и минеральный состав отражают сейсмичность и комплекс геолого-геоморфологических условий площади сноса.

На основании изучения Чилийского желоба установлено, что пелагические отложения слоя 1 исчезают у излома верхней части приокеанской стенки желоба, а днище желоба выполнено полого залегающими турбидитными осадками. Наиболее глубокая часть желоба является узким эрозионным каналом, прорезающим турбидитные отложения. С приконтинентальной стороны желоба осадки днища обрезаны сбросом, а на крутом склоне, прилегающем к континенту, обнаружены наибольшие террасы с сохранившимися на них вздернутыми осадками. Подобное строение имеют многие другие глубоководные желоба, развитые вдоль континентов.

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

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

Модели 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, возникающей в срединноокеанических хребтах.

Для объяснения геодинамических процессов, происходящих в районах глубоководных океанических желобов, предложено несколько моделей.

Дж. Дьюи и Дж. Бердом в 1970 г. составлены разрезы через Манильский и Японский желоба и представлены модели иллюстрирующие взаимоотношения между структурами желоба, осадко-накоплением и метаморфизмом. Предполагается, что после образования желоба происходило 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, формируя меланж глубоководного желоба [14]. При изостатическом подъеме блоков ведущего края литосферной плиты островной дуги и выведении их на поверхность к меланжу добавляются деформированные океанические осадки и чешуя океанической коры и мантии, представлен-

ные пластами и линзами серпентинитов, блоками амфиболитов и эклогитов.

В 1974 г. Дж. Хелвигом и Г. Холлом была разработана стационарная (steady-state) модель желоба, в которой геометрия осадочной призмы не изменяется благодаря продвигающему 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. 4).

Первая модель (см. рис. 4, а), названная орогенической, показывает, 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 синтетических клиньев континентальной коры и краевой части надвигаемой плиты (или в формировании антитетического надвигового пояса в тылу магматической дуги на надвигаемой плите — А. К.). В это время деформация осадков в желобе происходить не должна.

Вторая модель — поддвиговая (см. рис. 4, б) — 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, мощность которых достигает сотен метров.

Дж. Хелвиг и Г. Холл ссылаются на выводы Г. Плавкера, указавшего на различие Алеутского и Андского орогенического поясов и объясняют кажущееся эпизодическое наращивание коры в Алеутском поясе его преобладающим развитием по поддвиговой модели, а быстрый подъем в Андах — развитием по орогенической модели. 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, сопровождаемыми магматической деятельностью.

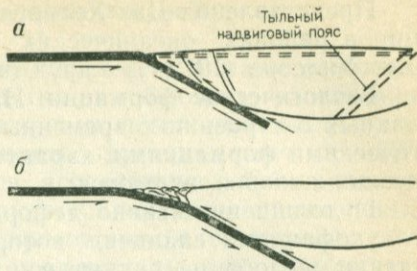


Рис. 4. Модели глубоководных желобов. По Дж. Хелвигу и Г. Холлу (1974 г.), с изменениями

а — орогеническая 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 орогенических деформаций в ранние стадии во фронтальной части и в поздние — в области тыльного надвигового пояса; б — поддвиговая модель: край континента не соединен с океанической литосферой и желоб содержит мало осадков; движение сходящихся плит выражается движением по зоне поддвигания (Беньофа)

Представления Дж. Хелвига и Г. Холла о двух моделях субдукции в районах океанических желобов очень близки взглядам Дж. Уилсона (1972 г.) о двух типах горообразования.

Геологические формации. На основании геолого-геофизических данных о строении современных и предложенных моделей, геологическими формациями, характерными для глубоководных 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) флишоидные 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 впадин, турбидитных осадков желоба и базитовых и ультрабазитовых пород океанической коры, деформированных и метаморфизованных в верхней части зон поддвигания в условиях метаморфизма высокого давления и низкой температуры (часто это серпентинитовый меланж).

В ряде научных работ уже описаны толщи и образования, сформированные в глубоководных желобах. На Японских островах к ним относят внешний метаморфический пояс голубых глаукофановых сланцев, детально изученный А. Миясиро. К осадкам желобов относят мощные, до 5000 м, толщи флиша и турбидитов эоцена и миоцена Ментавайских островов, находящихся в тыловой части Яванского желоба, а также отложения турбидитов, перекрывающих радиоляриты, ассоциированные с офиолитами на Андаманских островах [14]. Многими исследователями с образованиями желобов отождествляются францисканская формация и францисканский меланж Берегового хребта Калифорнии, детально изученные К. Хсю на западе США. Очевидно, эти образования представляют собой палеогеновую «вмороженную» зону субдукции. Дж. Дьюи и другие исследователи (1973 г.) к образованиям глубоководных желобов относят 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 образований желобов были сообщены на XXV сессии Международного геологического конгресса в г. Сиднее; на основе полевых исследований дана характеристика структурной геологии о-ва 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 (энсиматические)

Под энсиматическими островными дугами понимают заложённые на океанической коре 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 глубоководные желоба, расположенные, как правило, с океанической стороны, и окраинные моря, находящиеся на противоположной стороне.

Примерами островных дуг на современном лике Земли являются: Рюкю, Марианская, Соломоновых островов (Бугенвильская) — в западной части Тихого океана, Карибская и Скоша — в западной части Атлантического океана.

Под островными дугами располагается глубинная сейсмическая зона, или как ее называют зона Беньофа. Однако еще в 1946 г. А. Н. Заварицкий обратил особое внимание на важное тектоническое значение поверхностей размещения глубокофокусных землетрясений, поэтому эти глубинные зоны, по которым, как предполагают, происходит поддвижение плиты с океанической корой под другую плиту, теперь называют зонами Заварицкого—Беньофа, или Заварицкого—Вадати—Беньофа. В данной работе чаще применяется термин «зона поддвижения».

Вулканические дуги отстоят от глубоководных 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 мелководных известняков. Последние вместе с недеформированными вулканокластическими отложениями чаще выполняют протяженные седиментационные бассейны, располагающиеся в промежутке между вулканическим фронтом и желобом (arc trench gap). Мощность этих осадков увеличивается в сторону океана.

В одной из работ 1975 г., посвященных островным дугам, Д. Каригом дана следующая типовая схема их строения (рис. 5).

Полностью развитая островодужная система вкrest простирается и разделяется на следующие островные структурные элементы: глубоководный желоб, аккреционную призму, перерыв сплошности в верхней части склона, фронтальную дугу и вулканическую цепь, активный краевой бассейн, остаточную дугу и неактивный краевой бассейн. 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.

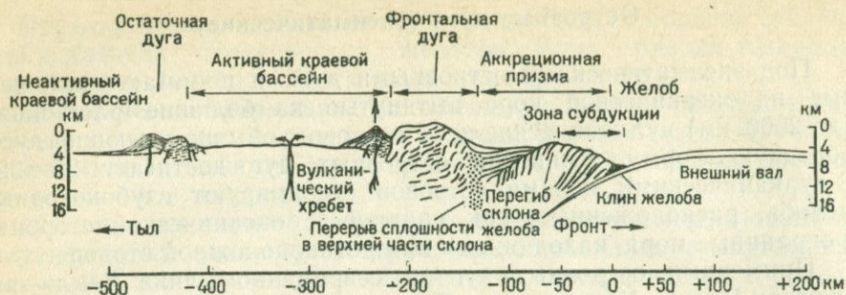


Рис. 5. Схема строения островной дуги. По Д. Каригу и Г. Шерману (1975 г.).
Вертикальный масштаб увеличен в пять раз

Свидетельством 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 исследовать. Однако полученные к настоящему времени данные геофизики и глубоководного бурения свидетельствуют о сдирании осадочного покрова с поддвигаемой плиты, смятии его в складки с образованием серий надвигов и приращения к стенке желоба. Наиболее доступной частью для изучения аккреционной призмы является перелом склона желоба, который в некоторых островных дугах выходит на поверхность (о-ва Барбадос в Карибской, о-ва Ментавай в Алеутской островных дугах и др.). При изучении этих островов было установлено поднятие четвертичных рифов или волнорезных террас [14]. Подстилающие породы под рифовыми или террасовыми отложениями состоят из сильно деформированных крутопадающих обломочных образований, которые могут содержать или тонкие пропластки базальтов и ультраосновных пород, или менее крутопадающие и менее нарушенные обломочные и карбонатные породы. Деформация пород около склона желоба, очевидно, маркирует верхнюю зону активных деформаций, которая простирается к основанию внутреннего 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. В желобах, где поглощается часть мощной толщи пелагических и хемипелагических осадков, накопившихся на поддвигаемой плите, может систематически наращаться аккреционная призма (в это время остальная часть осадочной толщи поддвигаемой плиты поглощается в зоне субдукции). Срезание осадков происходит в верхней части пелагической толщи в силу ее 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 поддвигании 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. Это ведет к увеличению ширины желобного пространства вулкана и появлению широкой выравненной его части.

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.

Граница между фронтальной дугой и верхней частью склона имеет некоторые характерные черты, которые позволили выделить ее в качестве самостоятельной тектонической единицы островодужной системы — перерыв сплошности в верхней части склона. В островодужных системах, имеющих глубокий прогиб и мощный осадочный чехол в верхней части склона (к ним относятся центральная часть Марианской системы островных дуг), перерыв сплошности 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. Морфологически рельеф между основанием фронтальной дуги и осадками верхнего склона в наиболее молодых зонах субдукции выражен ступенью, высотой иногда более чем 2 км, в целом уменьшающейся с увеличением возраста и ростом аккреционной призмы.

Фронтальной дугой называется область островной дуги, расположенная между аккреционной призмой и вулканической цепью (см. рис. 5). Она представляет собой относительно пассивный блок древней мощной коры, в котором проявлены в основном вертикальные движения. Предполагается, что в пределах этого блока происходят наиболее важные метаморфические и плутонические процессы, приводящие к формированию и наращиванию континентальной коры.

Вулканическая цепь или вулканический фронт — это ровная сейсмическая зона, прослеженная в большинстве островодужных систем и лежащая над отрезком зоны поддвигания глубиной от 125 до 175 км. В этой области наиболее интенсивно проявлена вулканическая деятельность, приводящая к увеличению размеров островодужной системы. Установлено, что ось максимальной вулканической активности либо остается неподвижной, либо перемещается по направлению к тыловой части дуги со средней скоростью около 2 км в 1 млн. лет. Вулканические цепи обнаруживают тенденцию к перемещению в течение периода в 30—50 млн. лет и более.

На основании исследований вещественного состава вулканитов в поперечном сечении дуг обнаружена закономерная смена относительно кислых толеитовых пород на выпуклой стороне дуг через высокоглиноземистые базальты и породы известково-щелочной серии щелочно-оливиновыми базальтами на вогнутой стороне. Одновременно от внешнего края дуги к внутреннему, т. е. по мере погружения зоны поддвижения, устанавливается возрастание содер-

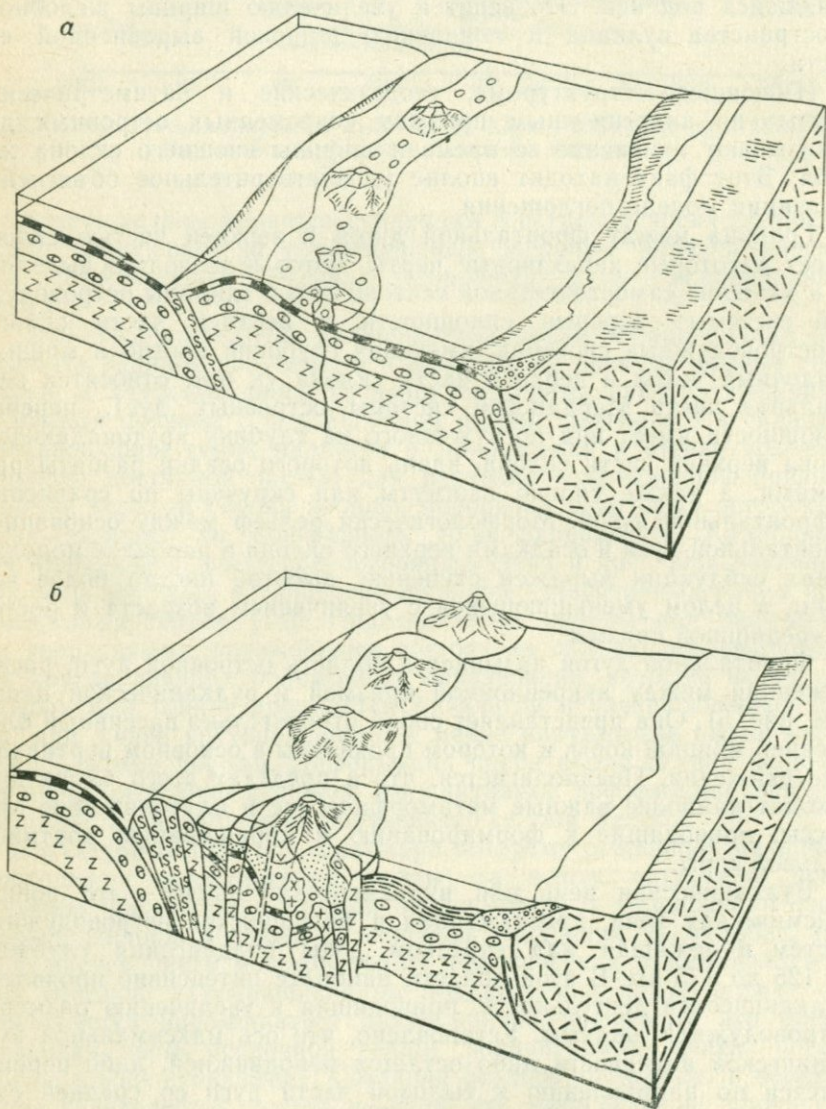
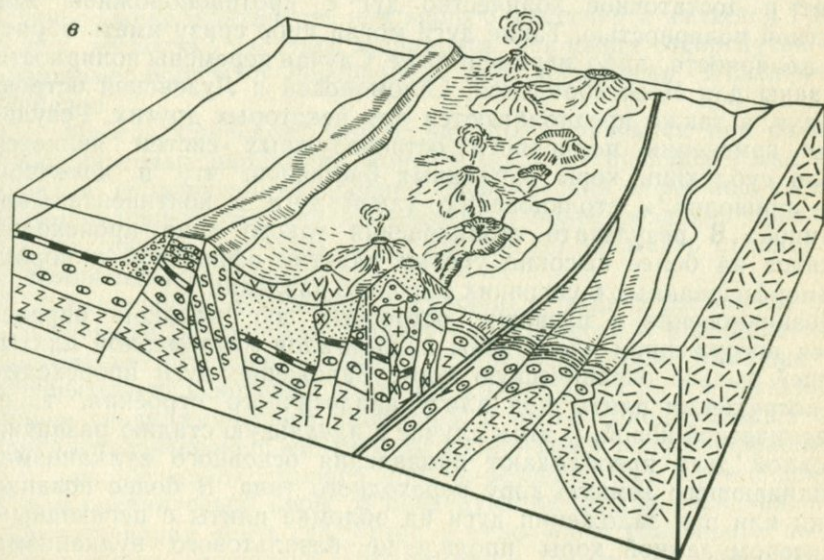


Рис. 6. Стадии развития островной дуги и формирования некоторых типов место-
Инверсионные стадии: а — ранняя, б — поздняя, в — начало реверсионной стадии. Условные

жания 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, перемежающихся с турбидитами и лахаровыми отложениями. Общая мощность комплекса составляет обычно несколько тысяч метров, а время накопления охватывает около 10 млн. лет.

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

Модели островных дуг. Интенсивно развивающаяся теория тектоники литосферных плит вызвала повышенный интерес к строению и эволюции современных островодужных систем как предполагаемых аналогов древних геосинклиналей. Однако существовали значительные трудности их детального исследования, из-за которых было нельзя составить четкое представление о строении и геологическом развитии структур этих весьма важных для актуали-



рождений полезных ископаемых. По Э. Митчеллу (1973 г.), с изменениями обозначения см. рис. 1

стического понимания геологических процессов. Пробел 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.

С позиции теории тектоники плит, учитывающей 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. Дьюи и Дж. Бердом [14] и Э. Митчеллом и Г. Ридингом.

На рис. 6 показана схема развития островной дуги с учетом представлений Э. Митчелла и Г. Ридинга, но в упрощенном виде. При анализе размещения месторождений полезных ископаемых автор данной книги пришел к выводу, что в юго-западной части Тихого океана проследить все семь стадий развития островных дуг невозможно. Видимо, как это и показано на рис. 6, можно различать только три стадии: 1) начальную и 2) позднюю инверсионные и 3) начальную реверсионную. Поздняя реверсионная стадия представляет собой конечную стадию развития островной дуги — ороген столкновения этой дуги с пассивной окраиной континента.

Реверсия полярности. Большинство островодужных систем северо-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, Соломоновой и Лузонской островных дуг, 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 с континентальной окраиной. В результате столкновения такого типа происходит поднятие на более высокие уровни пластин офиолитов и пород, метаморфизованных в условиях высокого давления.

Возникновение и развитие островных дуг целиком определяется погружением вдоль зоны поддвижения литосферной плиты, несущей только океаническую кору. Заложение дуги происходит при погружении плиты под плиту аналогичного строения, т. е. с океанической корой. В этом случае в начальную стадию развития островной дуги преобладают проявления основного вулканизма, наращивающего земную кору переходного типа. В более поздние стадии или при заложении дуги на обломке плиты с переходным характером земной коры проявление базальтового вулканизма сменяется андезитовым. Предполагается, что источником магматического вещества как в начальные стадии для извержений на по-

верхность, так и в последующие, когда происходит внедрение диорит-гранодиоритовых интрузий, является поглощенная вдоль зоны поддвигаания океанической коры, состоящая из серпентинизированных перидотитов верхней мантии, амфиболитизированных базальтов слоя 2 и определенной части океанических пелагических осадков и турбидитов глубоководного желоба. Выплавка магматического вещества осуществляется на глубине 100—200 км от поверхности. Отсюда возникает закономерная связь между углами падения зоны поддвигаания колеблющимися от 15 до 90° и расстоянием между осевой частью дуги (вулканическим фронтом) и желобом.

Микроконтиненты

К микроконтинентам относится довольно обширная группа структурных элементов земной коры. Под микроконтинентами следует понимать литосферные мезоплиты и микроплиты, расположенные по соседству с океаническими мегаплитами, т. е. в переходной зоне от океана к континенту. Многие так называемые срединные массивы складчатых поясов являлись, видимо, микроконтинентами. В дальнейшем, вероятно, потребуется различать микроконтиненты разных типов.

Крупные микроконтиненты или малые континенты могут образовываться при откалывании (отторжении) крупных сегментов от континентов в начальную стадию раскрытия океана, когда развивающийся продвигающийся океанический рифт (срединный хребет) достигает материка. Это происходит при разветвлении срединноокеанического хребта от тройного сочленения. Примером такого микроконтинента или малого континента является Гренландия, несколько десятков миллионов лет назад отторгнутая от Североамериканского континента при раскрытии Атлантического океана.

Многие микроконтиненты, видимо, образуются при раскрытии спрединговых окраинных морей в процессе субдукции под крутым углом (поддвигаания) древней океанической коры под пассивную или активную окраину континента в более позднюю стадию развития океана, которую автор предлагает называть стадией отторжения микроконтинентов.

В процессе отторжения и на ранних стадиях раскрытия окраинного моря под микроконтинент поддвигается и поглощается океаническая литосферная плита с древней корой. Микроконтинент испытывает некоторый подъем и отодвигается от континента. Главным геодинамическим процессом в этот период является подъем значительных масс мантийного материала в тылу микроконтинента с раскрытием окраинного моря и образованием на его дне молодой океанической коры. В последующие стадии развития, при выколаживании зоны субдукции в тело микроконтинента по крутопадающим разломам поднимается известково-щелочная или щелочная гранитоидная магла. Примерно в этой стадии на совре-

менном лике Земли находятся Японская островная дуга — микроконтинент и Новая Зеландия в западной части Тихого океана. Их древними палеоаналогами являются Мугуджарский и Рудноалтайский микроконтиненты в палео-Азиатском океане, Молданубские (Чешский, Центрально-Французский и др.) микроконтиненты в северной части палео-Тетиса в раннем палеозое, Омолонский, Коктуйский и другие микроконтиненты в палео-Тихом океане, отторгнутые в раннем палеозое от Сибирской плиты.

При активной субдукции под микроконтиненты такого типа на их активных окраинах развиваются магматические дуги и тогда микроконтиненты имеют характер энсиалических островных дуг. На противоположной окраине крупных микроконтинентов, являющейся пассивной, формируются соответствующие осадочные толщи — обычно терригенные или терригенно-карбонатные, в зависимости от того, в какой климатической зоне находится микроконтинент. Иногда окраина микроконтинента погружается на глубины более 4 км, т. е. ниже «уровня карбонатной компенсации», и тогда отлагаются малоомощные толщи черных углеродисто-кремнистых сланцев. Такая геодинамическая обстановка, видимо, существовала в северной части палео-Тетиса в силуре на северной окраине Молданубских микроконтинентов, отторгнутых от Восточно-Европейского континента (Балтийского щита).

Однако микроконтиненты, видимо, могут возникать и позднее, при закрытии спрединговых окраинных морей или столкновении островных дуг. В начальную стадию закрытия спредингового окраинного моря на его флангах происходит скупивание (надвигание одной на другую) частей литосферных плит, сложенных преимущественно океанической корой. При этом образуются невулканические энсиматические микроконтиненты типа современных островов Новой Каледонии.

Орогенные пояса кордильерского типа

К орогенным поясам кордильерского типа Дж. Дьюин и Дж. Берд относят складчатые системы, возникающие при преобразовании пассивной окраины континента атлантического типа в активную окраину. Это происходит в океанах, достигших зрелой стадии, при перемене направления движения мегаплит. В эту стадию вблизи пассивной окраины континента, несущей мощную призму терригенно-карбонатных невулканических («миогесинклинальных») отложений, закладывается 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 для Северо-Западных Аппалачей в ордовикское время и общей структуры системы мезозойских Кордильер на западной окраине Северной Америки [14].

При достижении поддвигаемой литосферной плиты глубины более 100 км должен возникнуть вулканический фронт и начаться

вулканические извержения. Увеличение объема поднимающейся магмы известково-щелочного состава должно приводить к образованию расширяющегося свода, который превращается в эмбриональный орогенический хребет. Подъем этого 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 в сторону континента перемещаются метаморфические покровы, в прогибах перед которыми начинают накапливаться мощные речные толщи (молассы). Еще позднее на более высокие уровни внедряются посткинematические граниты, располагающиеся в разбитых сбросами базальтовыми и известково-щелочных вулканитах.

Теоретически могут существовать все переходы между орогенами кордильерского типа и островными дугами и размер седиментационной ловушки (окраинного моря), расположенной между вулканической дугой и континентом, зависит от расстояния, на которое отстоит вновь образованная зона поглощения (желоб) от континента [14].

Молодой складчатой системой, формировавшейся по кордильерскому типу, является южная часть Аляски на сочленении с Алеутской островной дугой.

Результаты исследований, выполненные в районе о-ва Барбадос, показали, что островная дуга Малых Антильских островов (Карибская дуга) скорее всего представляет собой зарождающийся орогенический хребет кордильерского типа. На это указывают данные глубинных геофизических исследований и изучения структуры верхней части осадочного слоя о-ва Барбадос. Гравитационным и сейсмическим профилированием установлено наличие в районе о-ва Барбадос желобоподобной структуры, погребенной деформированными осадками исключительно большой видимой мощности — до 20 км. Она находится примерно в 150 км от Карибской дуги, а еще далее в океане в 350 км от дуги (470—480 км от 62° западной долготы) обнаружено место, где происходят соскрabание, интенсивные дислокации и голубосланцевый метаморфизм пелагических осадков, которые транспортируются на атлантической океанической части Североамериканской литосферной плиты и поддвигаются под Карибскую мезоплиту. Наличие поддвига на этом участке определено глубоководным бурением скважины № 541 (рейс 78а «Гломара Челленджера») в 1981 г.

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 относительно молодой 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 заключается в характере надвигаемой плиты и соответственно в возникающих структурах при ее преобразовании. В островных дугах окраина надвигаемой плиты в начале имеет океаническую или переходную кору, в орогенах кордильерского типа она является пассивной окраиной континента, несущей мощную призму осадочных (многоэосинклинального типа) пород. Активные окраины андийского типа обладают сравнительно мощной континентальной корой, которая образовалась в результате развития окраины как орогена кордильерского типа или была сформирована в результате столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента (см. рис. 7).

Отличительной особенностью активных окраин андийского типа является сравнительно высокая скорость субдукции земной коры, с которой связан пологий наклон зоны поддвижения.

На современной поверхности Земли ороген активной окраины андийского типа 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 [20], Э. Митчелла и М. Гарсона [43], в пределах данного типа основных структурных элементов земной коры можно выделить следующие структурно-формационные зоны (в направлении от осевой части желоба): 1) внутренняя стенка желоба; 2) склон активной окраины, 3) нагорье (внешняя магматическая дуга), 4) межгорный прогиб, 5) тыльный надвиговый пояс и магматическая дуга, 6) предгорный прогиб.

В области внутренней стенки глубоководного желоба из поддвигаемой плиты отделяются клинья океанической коры, которые надвигаются на деформируемые отложения флиша, источником которых является турбидиты, поставляемые с эродируемой континентальной окраины. Этот флиш более кислого состава, чем флиш окраин островных дуг.

Склон активной окраины довольно крутой и достигает $5-7^{\circ}$, ширина его 100—150 км. Затем идет нагорье шириной 100—300 км, сложенное в основном интрузивными и вулканическими породами, преимущественно известково-щелочного состава (гранодиориты, тоналиты, монзониты и соответствующие вулканы), которые были сформированы в предшествующую стадию развития активной окраины в стадию орогена кордильерского типа, при более медленной скорости субдукции и более крутом угле зоны поддвига.

Наиболее высокие участки Андийской горной цепи принадлежат тыльной магматической дуге и сложены позднекайнозойскими и современными конусами вулканов, извергавшими лавы и пиро-

класты 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.

Восточнее, совпадая с Восточной Кордильерой, располагается тыльный надвиговой пояс. Он обрамляет с запада Субандийский передовой прогиб, выполненный мезо-кайнозойскими осадками.

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

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

В соответствии с моделью глубоководного желоба, можно полагать, что периоды поддвигания океанической коры вместе с перекрывающими ее пелагическими океаническими отложениями слоя I и турбидитами глубоководного желоба сменяются скучиванием пластин континентальной коры, т. е. сдвижением одной пластины континентальной коры относительно другой на участке тыльного надвигового пояса и предгорного прогиба. Эпизодичность поступления в зону поддвигания 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, поставляя материал моласс в прилегающие межгорный и предгорный прогибы и на континентальный склон.

Учитывая пологое падение зоны поддвигания, к активной окраине литосферной плиты с континентальной корой андийского типа относят район о-ва Суматра, расположенного близ юго-восточной оконечности Евразийской плиты [43]. Об этом свидетельствует и кислый состав лав 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 структурно-формационная зональность данного типа может быть проявлена нечетко или осложнена. Окраинами андийского типа, по-видимому, являются участки современной юго-западной оконечности Евразийской плиты, представленные Апеннинским полуостровом и Адриатическим побережьем Югославии вместе с о-вом Крит и архипелагом островов Эгейского моря.

Древними окраинами континентов андийского типа часто считают (и это, по мнению автора, справедливо) значительные участки южной окраины Евразийской плиты позднего палеозоя.

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 [14], а также Э. Митчеллом и Дж. Беллом [43] (как заключительная стадия развития островной дуги). С учетом представлений указанных исследователей можно предложить объемную модель (рис. 7). Как следует из этой модели, в конечную стадию развития островной дуги при погружении под нее окраины литосферной плиты, несущей пассивную континентальную окраину атлантического типа и ее окраинную часть под малым океаническим бассейном с океанической корой, происходит закрытие окраинного моря. Флиш, заполняющий котловину окраинного моря, подвергается интенсивным деформациям. При достижении континентальной окраины желоба плавучесть континентальных пород начинает препятствовать поддвиганию плиты. Часть пород осадочной призмы, сформированной на континентальной окраине, шельфе и у континентального подножия, срезается надвигающейся островной дугой и превращается в надвиговые чешуи, движущиеся в глубь материка. На них надвигаются в свою очередь покровы флиша и голубосланцевых пород вместе с чешуями океанической коры. На приокеанической стороне дуги может возникнуть новый желоб.

Процесс развития орогена в результате столкновения континента с островной дугой [14] начался в миоцене и происходит

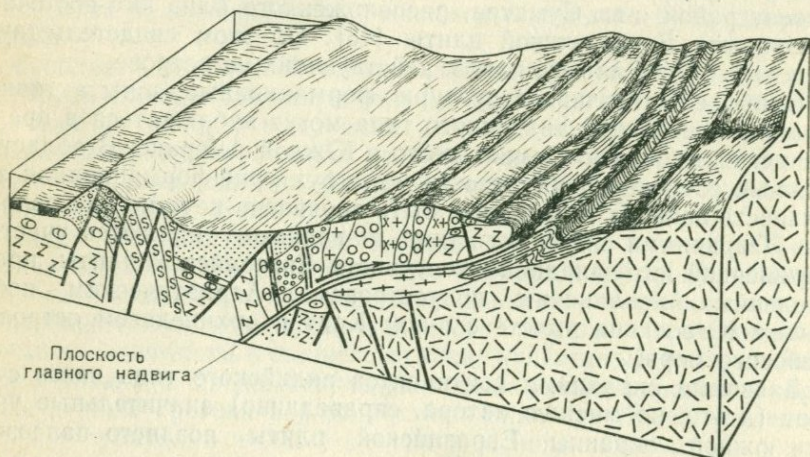


Рис. 7. Геодинамическая модель столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента. По Э. Митчеллу и Дж. Беллу (1973 г.), с изменениями

Условные обозначения см. рис. 1

до настоящего времени на севере Новой Гвинеи. Поэтому данный тип орогенов может быть назван новогвинейским.

По мнению Э. Митчелла [42], 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 этому мнению и считает, что только зрелые турбидиты, образованные из андезитового вулканокластического материала в процессе длительного геохимического преобразования (выщелачивания 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.).

Зоны столкновения микроконтинента с континентом

Области крупных офиолитовых пластин, надвинутых на континентальную кору, ранее выделялись в специальный структурный элемент — зоны обдукции.

К древним зонам обдукции с крупными хорошо изученными офиолитовыми покровами относились покровы Троодосского комплекса Кипра, Северных Апеннин, Папуа — Новая Гвинея, Новой Каледонии и Оманский офиолитовый комплекс. Для объяснения условий их образования были разработаны гипотезы. В 1981 г. С. Уедой и Х. Канамори модели эволюции спрединговых окраинных морей уточнены. Установлено, что зоны обдукции — это зоны столкновения микроконтинента с континентом, образующиеся при закрытии спрединговых окраинных морей.

После фазы быстрого раскрытия окраинного моря и формирования на его дне океанической коры, вероятно, следует фаза стабилизации. В это время в окраинном море накапливается толща карбонатных, кремнистых или терригенных пород. Затем, по-видимому, в результате выполаживания зоны субдукции на периферии океанической стороне микроконтинента начинается реверсионная стадия — стадия закрытия окраинного моря. Эта стадия начинается с раскола в срединном хребте окраинного моря, т. е. на месте формирования самой молодой океанической коры. При этом часть дна моря, сложенная офиолитами, раскалывается на пластины и надвигается на оставшуюся часть, которая, следовательно, поддвигается под первую. Образуются крупнейшие пластины и покровы офиолитов, в которых очень часто сохраняется полный разрез океанической коры: ультрабазиты и габброиды, комплекс параллельных даек, толща толентовых (в том числе подушечных) лав, а иногда и перекрывающие их кремнистые, терригенные и карбонатные осадки, накопившиеся в позднюю стадию. После образования пояса надвигов и покровов тектонические деформации в зоне столкновения микроконтинента с континентом возобновляются во время последующего столкновения континента с континентом. Покровы

и надвиговые пластины сминаются в складки. Формируются зоны сложного покровно-шарьяжного строения.

На современной поверхности Земли в начале столкновения находится, видимо, Японский микроконтинент с континентом Евразии и область Восточного Средиземноморья, где северная часть окраины Африканской плиты движется в направлении о-ва Крита, сокращая площадь Левантийского моря. Однако значительная часть структур окраинного моря здесь еще не выведена на поверхность и исследовать можно только древние зоны столкновения микроконтинентов и континентов.

Хорошо изученными поясами покровно-шарьяжного строения, т. е. палеоаналогами зон столкновения микроконтинент—континент, являются пояс Динарид, покровно-шарьяжные зоны Западного склона Урала, включающие Сакмарский покров с Кемпирсайским и другими массивами ультрабазитов, пояс покровов Полярного Урала, а также сложно построенный пояс шарьяжей Средней Азии, прослеживающийся через Кызылкумы и предгорья Алая и систему хребтов Кокшаала.

Таким образом, крупные офиолитовые покровы характерны для орогенов незавершенного развития, а в завершенных орогенах после столкновения континент—континент офиолитовые покровы подвергаются дальнейшим деформациям и превращаются в шарьяжи.

Орогены столкновения континентов

Наиболее сложные орогены, очевидно, возникают при столкновении крупных литосферных плит, несущих континенты. Перед столкновением этих плит между ними образуется одна или несколько зон поддвигания (субдукции), в которых поглощается и скучивается земная кора и часть подстилающей ее верхней мантии.

Наиболее типичный случай столкновения плит с континентальной корой — 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. 8); последняя обрамлена континентальным подножием и частью абиссальной океанической впадины (гималайский тип орогенов столкновения) [14]. К иной геодинамической обстановке 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 закрывающемуся океану. После ее полного поглощения перекрытия конвергирующими плитами остается и некоторое время действует только одна зона скучивания и поглощения под наиболее «плавающей» или более крупной надвигаемой плитой (рис. 9). Так, по-видимому, развивались тектонические процессы

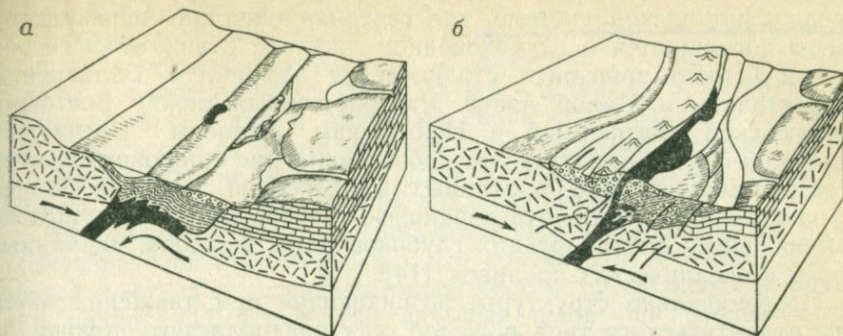


Рис. 8. Геодинамическая модель орогена столкновения гималайского типа (активная окраина одного континента надвигается на пассивную окраину другого).

По Дж. Дьюи (1974 г.), с изменениями

Стадии столкновения: а — начальная, б — поздняя. Условные обозначения см. рис. 1

в мезозое и кайнозое на Кавказе и поэтому такой тип орогенов столкновения можно назвать кавказским [10].

В других более сложных условиях 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 глубоководными желобами. На современном лике Земли такая геодинамическая обстановка существует в области Индонезийского архипелага, где система мезо- и микроплит находится между окраиной Евразийской мегаплиты и перемещающейся к северу Индо-Австралийской плиты. Такая же ситуация наблюдается и в Альпийско-

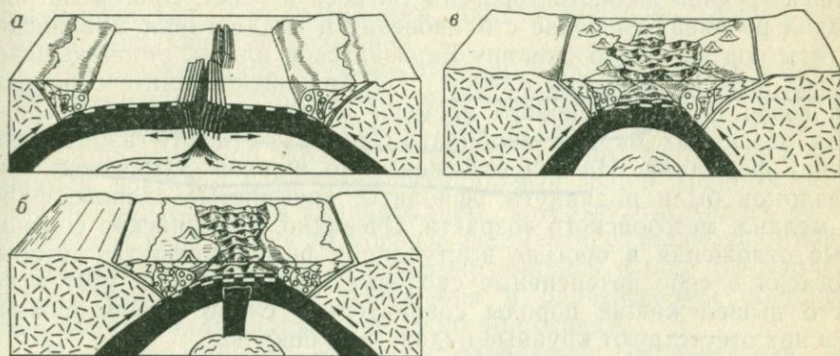


Рис. 9. Геодинамическая модель орогена столкновения континентов кавказского типа

Стадии: а — завершения магматических процессов на плите с океанической корой, б — надвигания активных окраин континентов на поглощаемую плиту с океанической корой, в — столкновения выступов активных окраин континентов и полного перекрытия плиты с океанической корой (на удалении от участка столкновения сохраняются области плиты с океанической корой, в пределах которых продолжается седиментация). Условные обозначения см. рис. 1

Средиземноморской системе, где северная окраина Африканской плиты поглощается в глубоководном желобе к югу от Эгейской дуги и должно произойти столкновение Африки с Балканским полуостровом и Малой Азией. 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 офиолитово-флишево-голубосланцевыми швами, изменяющими места древних глубоководных желобов, окраинных морей и океанических проливов [14].

Первоначально структуры, возникающие при движении окраины атлантического типа в желоб, как предполагают, похожи на описанные структуры столкновения в орогене новогвинейского типа. Происходит расщепление и надвигание континентального основания с образованием шарьяжных покровов. Позже выжимаются и включаются в надвиги участки 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 скучивание земной коры и увеличение ее мощности. Затем у противоположной окраины пододвигаемой мегаплиты, у пассивной окраины континента 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 поддвигания Аравийской плиты под активную окраину Евразийской плиты, столкнувшейся перед этим с Иранской плитой. На Аравийской плите с раннего палеозоя до палеогенового времени накапливались характерные для пассивных окраин карбонато-глинистые (нефте-газоматеринские) формации. На эти отложения по шовной Загросской зоне разломов были надвинуты офиолиты, кремнистые сланцы, флиш и меланж мезозойского возраста. Очевидно, кембрийские соленосные отложения в орогене выступали в роли горизонта, который погасил в себе интенсивные сколовые деформации, в результате чего вышележащие породы сравнительно слабо деформированы и в них отсутствуют крупные надвиговые покровы.

Еще в 1965 г. Дж. Уилсон установил, что от формы сталкивающихся окраин континентов должны зависеть степень спайкивания 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 [33], в ранний этап новой тектонической фазы, наступившей после изменения на-

правления движения литосферных плит [10]. При этом протяженность периода между двумя тектоническими фазами, очевидно, находится в прямой зависимости от размеров литосферных плит. Плиты первого порядка (мегаплиты) кардинально изменяют направление движения и начинают снова сближаться через 200—400 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, становящимися местом интенсивных напряжений, надвигов и развития скрытых швов, по которым соединяются две континентальные массы [32]. 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 на пассивную окраину континента. Происходит скупивание 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 (олигостромовые) 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 [33]. По этой модели образующиеся в процессе континентального рифтогенеза окраины двух расколовшихся и расходящихся плит с континентальной корой имеют неправильные очертания.

При столкновении континентов и по мере сближения континентов удлиняется сутурный шов и увеличиваются площади покровов, флишевых клиньев, олигостром и активизированных площадей на надвигаемой окраине. Покровы из пород фундамента включаются частично в экзогеосинклинальный флиш (олигостромы) 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 и олигостромы 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, в глубь одного из континентов продвигаются покровы, часто за-

трагивающие и породы фундамента. Перед покровами образуются диахронные флишевые серии, перекрывающиеся затем этими же покровами. Период надвигания заканчивается заполнением прогибов (экзогеосинклиналей) молассовыми сериями; иногда этому сопутствует соскальзывание гравитационных покровов, движущихся в направлении от шовной зоны. Возникающие при таких столкновениях шовные зоны могут намечаться полосами офиолитово-зелено-сланцевого меланжа (Загросская зона смятия, Вардарская зона в Элленидах). Однако надвинутые покровы офиолитов, равно как и покровы, появляющиеся при столкновениях островная дуга—континент, микроконтинент—континент и континент—континент, могут в результате сложного сочетания надвигания и гравитационного оползания продвигаться на значительные расстояния от их корневых зон. При последующих движениях надвинутые покровы и шарьяжные пластины подвергаются дислокациям. При складкообразовании образуются так называемые син- и антиформные структуры (синклиналоиды и антиклиналоиды, по Г. С. Поршнякову, 1983 г.), 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, а также в Кызыл-кумах.

По мнению Дж. Дьюн, К. Берке [33], субдукция земной коры при столкновении двух литосферных плит с континентальной корой (сокращение ее площади и увеличение мощности) происходит, как указывалось, посредством формирования надвигов с телескопированием многоэклинали подножия континентальной окраины, как, например, в Гималаях или увеличения мощности континентальной коры в результате развития вулканической дуги на активной окраине. Свидетельством другого механизма увеличения мощности коры является Тибет, где в межгорных бассейнах проявлены неогеновые дацитовые и липаритовые игнимбриты и современные горячие источники. Сравнивая особенности геологического строения кайнозойского плоскогорья Тибета, палеозойских варисцид Европы и протерозойской провинции Гренвилл, авторы пришли к выводу, что сутурная зона сталкивающихся континентов, пояса метаморфических до голубосланцевой фации офиолитов и флиша может наблюдаться только в молодых орогенах. В более древних, при более глубоких уровнях эрозии, сутура должна маркироваться магнетитно-рибекитовыми и ультраосновными породами, как в Лабрадорском трое; еще глубже она может быть скрытой и представленной узким поясом ультрамилонитов [32].

При утолщении активной окраины континента, имеющей, как правило, повышенный тепловой поток, и скучивании литосферных клиньев, нижняя часть континентальной коры, если она включает породы кварцево-диоритового и диоритового состава, должна ча-

стично 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.

При рассмотрении объемной модели неправильного столкновения плит, несущих континенты, можно сделать следующие выводы:

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

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

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

Примером разных соотношений структур и деформаций является хорошо изученный Аппалачский (каледонский) орогенический пояс, который может быть разделен на множество провинций, характеризующихся отчетливо выделяющимися тектоно-стратиграфическими комплексами, сформированными в разное время [32]. Наиболее интенсивные деформации в пределах указанного происходили в различные периоды: в позднем силуре — раннем девоне (эрийская фаза) от Ирландии до Скандинавии, в среднем девоне (акадская фаза) от Нью-Йорка до Ньюфаундленда и позднекаменноугольная — раннепермская — к югу от Нью-Йорка. Интенсивные деформации приписываются столкновениям континентов в различные периоды. Установлено, что эрийская орогеническая фаза связана со столкновением Северной Америки и Гренландии с Балтийским щитом, после закрытия океана, который У. Харланд и Р. Гейер (1972 г.) назвали Ялетусским. Акадская фаза связана с ударом Авалонского зубца Балтийского щита с Северной Америкой, столкновением Северной Америки с Южной Америкой от Перу до Венесуэлы. После этого столкновения Южная Америка оттолкнулась от Северной Америки и вращалась против часовой стрелки до тех пор, пока в позднем карбоне Африка на участке севернее Южно-Атласского 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.

Зоны трансформных разломов

Зоны трансформных разломов относятся к четвертому классу основных типов структурных элементов земной коры — к зонам скольжения литосферных плит.

Под трансформными разломами, впервые выделенными Дж. Уилсоном, понимают разломы, являющиеся границами литосферных плит, вдоль которых наблюдаются сдвиговые смещения, т. е. разломы, ограничивающие литосферные плиты или части плит, имеющих разные скорости горизонтального смещения. 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, если бы этот класс тектонических структур, являющихся одним из характерных элементов тектоники литосферных плит, не рассматривать и не выделять в особый класс основных структурных элементов земной коры, хотя площади земной коры, на которые оказывали и оказывают влияние эти структуры, являются сравнительно небольшими: их ширина, видимо, не превышает первых десятков километров.

Как следует из названия разломов (transform — трансформироваться, изменяться), тектонические подвижные зоны или структуры, подходя к трансформным границам литосферных плит, по простирацию, как правило, не исчезают, а трансформируются в структуры других типов. Например, разлом может трансформироваться в срединноокеанический хребет, островную дугу, складчатый пояс, и наоборот [14].

В месте трансформации горизонтальные сдвиговые движения прекращаются и сменяются растяжением или сжатием. Подобные трансформации названы полусдвигами. Пары полусдвигов, соединяющиеся своими концами, представляют трансформные разломы, которые являются особым классом горизонтальных сдвигов, резко обрывающихся с обоих концов. Комбинации трех видов полусдвигов образуют три группы трансформных разломов, включающих шесть их разновидностей. В соответствии с этим геолого-структурные обстановки, связанные с трансформными разломами, по типам этих разломов, по Дж. Уилсону [14], можно разделить на следующие зоны: 1) прилегающие к разломам типа рифт—рифт, хребет—хребет, которые разделяют две раздвигающиеся литосферные плиты или части плит, 2) соединяющие зону раздвижения плит (рифт) с зоной субдукции — поглощения земной коры (разломы типа хребет—дуга), 3) соединяющие две зоны субдукции (разломы типа дуга—дуга).

Классификация геолого-структурных обстановок, связанных с трансформными разломами, может быть еще более усложнена, если за основу принять разделение по разновидностям этих разломов, т. е. учитывать направление зон субдукции. Тогда обстановки трансформных разломов рифт—зона субдукции следует подразделить на два типа в зависимости от направления падения зоны

субдукции в сторону рифта и от него, а обстановки разломов типа зона субдукции—зона субдукции — на три подтипа: 1) обстановки, в которых зоны субдукции падают в одну и ту же сторону, 2) в разные стороны и 3) навстречу друг другу.

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

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

2) разломы резко выклиниваются с обоих концов, заканчиваясь структурами растяжения, сжатия или кручения, компенсирующими смещение литосферной плиты или составляющих ее пластин; они могут иметь неактивные продолжения в виде зоны трещиноватости без смещения; на участках их выклинивания исчезает эффект сдвига;

3) сейсмическая активность вдоль разломов ограничивается участками, заключенными между границами плит;

4) направление движения по разломам противоположно тому, какое происходит по обычным сдвигам.

Зоны трансформных разломов типа рифт—рифт. Разломы типа рифт—рифт, осложняющие структуры срединноокеанических хребтов и в значительной меньшей степени рифтовых зон, являются наиболее распространенными трансформными разломами. Видимо, структуры данного типа — неперенные составляющие срединноокеанических хребтов, сопряженные с зонами осевых рифтовых долин. Примером таких структур является экваториальная Атлантическая зона нарушений. Анализ геолого-геофизических материалов показал, что эта зона 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, Пионер, Меррей, Кларион, Клиппертон и др., а также разломы Де-Гира и Вегенер в Северной Атлантике. Разлом Сан-Андреас, относящийся к этому же типу, является, очевидно, 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. Съемка, проведенная в 1968—1969 гг., показала, что на разных участках разлома ампли-

туда горизонтального сдвига изменяется от нуля до 3,5 см в 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. К этому типу относятся разломы, которые ограничивают Аравийскую литосферную плиту с северо-запада и юго-востока и соединяют срединные хребты Красного моря и Индийского океана с зонами субдукции — скучивания 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 хр. Макран и Сулеймановыми горами [14]. Амплитуда смещения по этому разлому определена в 450 км. К этому же типу относятся трансформные разломы Королевы Шарлотты и системы Денали, соединяющие срединноокеанический хребет Хуан-де-Фука с зоной субдукции Алеутской дуги [14].

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 [33] и моделей субдукции под косым углом при анализе возможного развития орогенов столкновения между мегаплитами (плитами первого порядка) привело автора к пониманию механизма и характера процессов, происходящих в зонах действия трансформных разломов второго и третьего рода, т. е. разломов типа рифт—зона субдукции и зона субдукции—зона субдукции, и позволило разработать их новые геодинамические модели (рис. 10).

На рис. 10 показан механизм формирования трансформного разлома описываемого типа, который растет по мере движения литосферных плит А и Б. Если поддвижение плиты 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 процессы, сопровождающие процесс субдукции — поддвижение и скучивание пластин, а также развитие магматизма (на рис. 7 показаны вулканы над плитой А). Края плиты В могут являться активной окраиной континента или островной дугой. Особенности окраины надвигаемой плиты В, несущей земную кору переходного или континентального типа, будут определяться и геодинамические процессы на ней, сопряженные

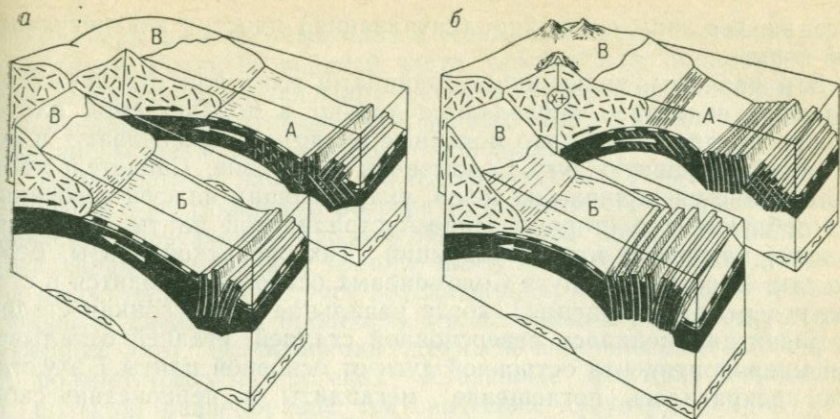


Рис. 10. Геодинамическая модель трансформного разлома типа рифт—зона субдукции

б — более поздняя по сравнению с а стадия развития трансформного разлома, разделяющего плиты А и Б; плита А поддвигается под плиту В с большей скоростью, чем плита Б; это вызывает более активные процессы (надвигообразование, вулканизм и др.) над плитой А по сравнению с процессами, происходящими в зоне сочленения плит Б и В. Условные обозначения см. рис. 1

с процессом субдукции плит А и Б. Эти процессы приведут к нарушению сплошности плиты В над трансформным разломом, являющимся границей между плитами А и В. Над продолжением плоскости трансформного разлома в плите В будут закладываться впадины озер или долины рек. Эти же участки надвигаемой плиты, расположенные над плоскостью трансформного разлома, могут оказаться серией сопряженных субпараллельных разломов, благоприятных для проникновения флюидов, т. е. стать рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Таким образом, трансформные разломы второго рода типа рифт — зона субдукции — это разломы, разделяющие плиты, над которыми в надвигаемой плите должна отмечаться различная интенсивность, а, возможно, и характер происходящих геодинамических процессов.

Зона трансформных разломов — зона субдукции — зона субдукции. Разломы данного типа изучены менее детально, 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 Южноамериканского континента с зоной субдукции Южных Сандвичевых островов, или разлом Кайман, ограничивающий 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 участков, отчетливо проявляются только в поддвигаемой плите. Можно предположить, что подобные разломы ограничивают и осложняют островную дугу Соломоновых островов. Свидетельством 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 островная дуга Соломоновых островов находится в стадии реверсии (обращения), когда начальная инверсионная стадия их развития сменилась реверсионной стадией, стадией откалывания микроконтинента островной дуги от основной плиты. В эту стадию прекратилось поглощение мегаплиты в периокеаническом глубоководном желобе, заложились новые желоб и зона поглощения в тыльной части островной дуги и началось закрытие окраинного моря, т. е. стадия приближения этой дуги к континенту перед ее столкновением и спаиванием с последним. В этом случае плоскости трансформных разломов будут также развиваться в поддвигаемой плите, а в надвигаемой плите островной дуги будут образовываться сопряженные расколы, разделяющие островную дугу на отдельные сегменты и блоки.

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 изученный разлом такого рода — Аракапский разлом в Троодосском массиве (о-в Кипр).

Легче распознавать трансформные разломы второго и третьего рода. Как полагают, к таким трансформным разломам могут относиться любые крупные разломы, явно не связанные со структурами зон субдукции краев плит, т. е. многие поперечные и косые разломы глубокого заложения в орогенных поясах. Для определения положения древних трансформных разломов данных типов существует два критерия: 1) резкое окончание офиолитовых комплексов и 2) резкое изменение полярности фаций, связанных с зонами субдукции. Примерами подобных трансформных разломов в Альпийской системе могут быть разломы Северных Пиренеев, разлом Южного Атласа, Загребская линия и линия Пецинага — Камена.

Некоторые общие закономерности взаимодействия литосферных плит

Данные о составе пород осадочных и изверженных геологических формаций, а также о тектонических дислокациях могут быть использованы для установления соответствующих современных и древних геодинамических обстановок (типов структурных элементов земной коры) — см. табл. 3.

Размеры литосферных плит и геодинамические обстановки разных типов. Развитие верхней части литосферной оболочки — земной коры определяется взаиморасположением и направлением движения наиболее крупных литосферных плит — мегаплит, которым подчинены движения 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 разный 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 срединноокеанических хребтов, относительно стабильные области пассивных окраин континентов и микроконтинентов и стабильные области абиссальных впадин (океанических платформ), древних кристаллических щитов и платформ различного возраста. Меньше развиты рифтовые зоны на континентах и окраинные моря, островные дуги, находящиеся на разных стадиях развития, зоны столкновений островная дуга—континент и еще меньше—зоны столкновений континент—континент. Теоретически площадь новообразуемой литосферы с океанической корой у дивергентных окраин плит (в срединноокеанических хребтах) 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 столкновений островных дуг и микроконтинентов 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 срединноокеанического хребта на поверхность над уровнем океана (в виде о-ва 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.

О 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 срединноокеанические хребты. По-

Геологические особенности основных типов структурных элементов земной коры

Тип	Осадконакопление и вулканизм	Тектонические дислокации	Интрузивный магматизм
Континенты			
Платформы и щиты	Эрозия, в тропической и гумидной зонах мощная кора выветривания, терригенные отложения	Только расколы в зонах внутриплитной активизации	Отсутствует
Зона тектоно-магматической активизации	Кислый, щелочной, основной магматизм в связи с интрузиями, иногда кольцевыми	Глубоко проникающие расколы в литосферных плитах, «несущих» континенты	Кольцевые интрузии ультрабазитов, габброидов, щелочных сиенитов (с карбонатитами), интрузии щелочных сиенитов и гранитов, кимберлитовые трубки и дайки
Рифтовые зоны континентов	Грубые кластики, щелочные базальты (траппы)	Сводовые поднятия, центры спрединга, грабен-горстовые системы	Силлы и расслоенные интрузии основных и щелочно-основных магм
Авлакогены	Терригенные, часто дельтовые отложения, силлы базальтов в раннюю стадию	Разломы и складчатость в раннюю стадию, интенсивные деформации при столкновении с континентом	
Активные окраины континентов (андийского типа)	Турбидиты, туфы (склон к океану), дацит-андезит-базальтовые вулканы (магматическая дуга), липарит-дацитовые вулканы (тыльная магматическая дуга), молассы, ингимбриты — в предгорном прогибе	Глыбовые дизъюнктивные дислокации, антитетический тыльный надвиговый пояс и приразломная складчатость в верхнем структурном ярусе	Интрузии известково-щелочных магм, связанных с субдукцией, анатектические граниты и гранитоиды в тыльной магматической дуге

Трансформные разломы третьего рода (зона субдукции — зона субдукции)	Щебнистые брекчии, терригенные отложения	Милонитизация, брекчирование	Предпочтительная локализация анатектических гранитоидов
Переходные зоны от континентов к океанам			
Дно окраинных отгорженных морей	Пирокласты, перемежающиеся с турбидитами, глубоководные пелагические отложения	Инверсионная складчатость надвиги в стадию закрытия	Отсутствуют
Пассивные окраины континентов и микроконтинентов	Лишенные вулканического материала терригенные и угленосные толщи на континенте, угленосные и нефтегазоматеринские терригенные и карбонатные толщи на шельфе, континентальном склоне и подножии	Глыбовые дислокации по крутопадающим разломам, локальная приразломная складчатость, диапиризм и солянокупольная тектоника	Отсутствуют
Дно спрединговых окраинных морей	Потоковые и подушечные толеитовые и андезито-базальтовые вулканы, терригенные и карбонатные толщи в позднюю стадию	Приразломные деформации в краевых частях, расколы, надвиги и инверсионная складчатость при закрытии	Интрузии основной магмы и пластовые тела ультрабазитов («истощенная верхняя мантия»)
Глубоководные желоба	Турбидиты, вулканокласты, пелагические отложения	Инверсионная складчатость и голубосланцевый метаморфизм пород прилегающих к внутренней стенке желоба, клинья офиолитов и меланжи	Отсутствует
Островные дуги (энсиматические)	Андезитовые и базальтовые лавы и вулканокласты, вулканогенно-осадочные толщи на склоне дуги	Надвиги и изоклинальная складчатость в невулканической дуге; раскол дуги на пластины при столкновении ее с континентом	Интрузии, малые интрузии известково-щелочной магмы

Тип	Осадконакопление и вулканизм	Тектонические дислокации	Интрузивный магматизм
Переходные зоны от континентов к океанам			
Микроконтиненты (энсиалические островные дуги)	Эрозия и временами андезитовые вулканы на активной окраине; на пассивной окраине терригенно-карбонатные толщи, черные углеродисто-кремнистые сланцы	Крутопадающие разломы, надвиги в краевых частях при закрытии спрединговых окраинных морей	Интрузии известково-щелочных, иногда щелочных гранитоидов
Активные окраины континентов (кордильерский тип)	Грубообломочные осадки и известково-щелочные вулканы, флиш (турбидиты), молассы	Разрастание орогенического поднятия, надвиговые чешуи на поддвигаемую плиту, метаморфические покровы в тыльные области	Интрузии известково-щелочных магм
Зоны столкновения островной дуги с континентом	В начальную стадию флиш и олистостромы, в конечную — молассы	Деформации пород континентального подножия и шельфа, надвиги покровов флиша, голубосланцевых пород и чешуи океанической коры	Экструзии и малые интрузии среднего и субщелочного состава, палингенные граниты и гранодиориты
Зоны столкновения микроконтинента с континентом	Флиш и олистостромы, в конечную стадию — молассы	Раскол молодой океанической коры окраинного моря, выдвигание офиолитовых покровов	Выведение на поверхность крупных офиолитовых пластин с полным разрезом океанической коры
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	Мощные терригенные толщи на поддвигаемой плите, кислый вулканизм и игнимбриты в межгорных депрессиях и на их склонах	Расщепление и надвигание континентального основания (метаморфические покровы), выжимание и надвигание клиньев океанической коры (офиолитов)	Кислые и субщелочные интрузии (анатектические), часто в поддвигаемой плите

Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	Мощные терригенные и терригенно-карбонатные угленосные и нефтегазоносные толщи на поддвигаемой плите, покровы базальтов на активных окраинах	Надвиговые зоны на границах сталкивающихся плит	Экструзии липарито-дацитов и интрузии молодых гранитов в надвигаемых активных окраинах континентов
Трансформные разломы второго рода (типа рифт — зона субдукции)	Щебнистые брекчии, терригенные отложения	Брекчирование, милонитизация	Отсутствуют

Океаны

Абиссальные впадины (ложе океанов)	Глубоководные пелагические отложения: карбонатные (до 4000 м), глубже — кремнистые илы, красные глины, железомарганцевые конкреции	Расколы в стадию тектономагматической активизации	Отсутствуют
Цепи вулканических островов, подводных гор и плато	Толеитовые и щелочные базальты, рифогенные известняки	Отсутствуют	Отсутствуют
Срединноокеанические хребты (поднятия)	Толеитовые потоковые и подушечные базальты, кремнистые и известковистые илы	Рифтообразование на дне океана, центральная рифтовая трещина и параллельные ей горсты и грабены	Интрузии габбро, параллельные дайки основного состава, пластовые тела ультрабазитов («истощенная» верхняя мантия)
Разломы первого рода (типа рифт—рифт)	Щебнистые брекчии	Брекчирование, милонитизация	Иногда ультрабазитовые инъекции, серпентинизация
Разломы третьего рода (типа зона субдукции — зона субдукции)	Щебнистые брекчии, турбидиты	Брекчирование, милонитизация	Иногда ультрабазитовые инъекции, серпентинизация

ловина 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 зону 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 срединноокеаническими хребтами, в современную эпоху со всех сторон наращивается Антарктическая плита, с юга, запада и востока расширяется Африканская плита, с востока Североамериканская и Южноамериканская мегаплиты, с юга — Индо-Австралийская. В результате этого расширения и соответствующего раздвижения плит продолжается раскрытие Атлантического и Индийского океанов. Большая 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 практически только океаническую кору. Продолжается раскрытие Тихого океана в этом районе, хотя в краевых частях океана на Тихоокеанскую плиту (и на плиты Наска и Кокос и Горда на востоке) надвигаются Евразийская, Индо-Австралийская с запада и Североамериканская и Южноамериканская мегаплиты с востока и, таким образом, преобладает процесс закрытия Тихого океана.

Океаническая кора, сформированная в срединноокеанических 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 — талассо-кратонов) и служит фундаментом для океанических пелагических осадков. Большие площади этих плит (80—90 %) в областях конвергенции подвергаются полному поглощению и переработке (переплавке) вместе с некоторым объемом перекрывающих их океанических пелагических осадков слоя 1 и отложений глубоководных желобов — турбидитов. Остальная часть площади плит с океанической корой, значительно меньшая по сравнению с субдуцированной площадью, включается в континентальную кору, увеличивая объем последней. Это происходит при образовании клиньев из океанической коры, поступающих в меланж глубоководных желобов и аккреционных призм на островных дугах. Крупные офиолитовые пластины и покровы включаются в состав континентальной коры при закрытии спрединговых окраинных морей, при столкновении плит с континентальной корой. Значительная часть континентальной коры формируется в орогенах незавершенного цикла развития — в островных дугах при интрузии и извержениях больших масс выплавленных магм основного и среднего состава, а также при столкновении

островных дуг и микроконтинентов, при спаивании их окраинами континентов.

Увеличение площади некоторых окраин мегаплит и соответствующее их перемещение при примерно постоянном или замедленном по сравнению с площадной эволюцией литосферной оболочки изменении объема Земли компенсируется сокращением размеров плит вблизи конвергентных границ. Наименее мощные части плит — окраины с океанической корой поддвигаются под плиты, несущие более мощную переходную и континентальную кору. Поддвигающийся край плиты с океанической корой периодически обламывается, вызывая появление новых микроконтинентов, островных дуг, отгороженных этими дугами, и раскрывающихся окраинных морей. Последние при продолжающемся движении мегаплит сравнительно быстро закрываются при наплзании островных дуг и столкновении их с окраиной континента. После этого может отколоться 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 поддвигания плиты с океанической корой надвигаемая плита может превратиться в активную окраину с мощной континентальной корой, вблизи которой заложится глубоководный желоб и будет продолжено поглощение плиты с океанической корой.

Наиболее катастрофические события возникают в областях столкновения континентов, где сходятся литосферные плиты с обеих сторон утолщенными краями. В этом случае одна из плит с более мощной континентальной корой (обычно это активная окраина континента) наплзает 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 причленяются 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 срединноокеанических 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, сла-

гая 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 простираения 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 приращения островных дуг и закрытия окраинных морей. Примером таких областей является современный ороген восточной окраины Австралии и некоторые районы окраины восточной части Евразийской плиты, а также древний ороген на юго-западной окраине Сибирской плиты, состоящий из последовательно сменяющихся поясов байкальской, каледонской и герцинской складчатости.

Только те центральные части кристаллических щитов, которые имеют возраст более 2,5 млрд. лет, могли быть образованы в условиях, отличных от механизма взаимодействия мобильных литосферных плит.

Из сказанного следует, что в настоящее время значительно лучше изучены геодинамические обстановки, существующие на дивергентных и конвергентных границах литосферных плит, и слабо исследованы трансформные границы, выраженные трансформными разломами или системами разломов.

Необходимо отметить, что трансформные разломы первого рода — разломы, соединяющие две рифтовые трещины, широко проявленные на дне океанов и, как исключение, на континенте Северной Америки (Сан-Андреас), детально исследуются для определения сейсмоактивности. В то же время недостаточно изучены трансформные границы, представленные трансформными разломами второго и третьего рода, хотя, как показывает анализ глобальной мозаики литосферных плит, они также относятся к сейсмоактивным зонам. Больше того, попытки создания моделей для геодинамических обстановок зон трансформных разломов, анализ металлогении отдельных провинций, а также познание сущности механизма и эволюции геодинамических процессов, происходящих в этих обстановках, приводят к мысли о важной роли этих разломов для рудообразования, а также в размещении интрузий кислого и субщелочного состава, иногда предшествующих формированию некоторых типов рудных месторождений. Определенная часть трансформных разломов второго рода, закладывающаяся в стадию реверсии островной дуги, является консидиментационными при накоплении вулканогенно-осадочных образований и контролирует размещение крупных медных и полиметаллических колчеданных месторождений типа Кууроко. После создания моделей трансформных разломов второго и третьего рода

появилась возможность уточнить наши представления о трансформных боковых границах литосферных пластин и плит, а следовательно, завершить работу по их выделению и оконтуриванию.

Следовательно, с позиций мобилизма развитие континентальной коры происходит в такой последовательности: 1) образование океанической коры в срединноокеанических хребтах при раскрытии океанов, 2) формирование переходной и континентальной коры в островных дугах, 3) формирование континентальной коры в оротенах незавершенного цикла развития на окраинах литосферных плит (активные окраины континентов, зоны столкновения континентов с микроконтинентами и островными дугами) и 4) образование континентальной коры при столкновении континентов и закрытии океанов.

Такая последовательность событий обусловлена конвекционными потоками в астеносфере и закономерной перестройкой двухъячейной конвекционной системы в одноячейную. Очевидно, столкновения континентов, приведшие к созданию мегаконтинента Пангеи (в конце палеозоя) и единого океана Панталасса вместо закрывшихся других океанов, могли в докембрийское время повторяться с интервалами через 600—800 млн. лет.

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, скучивании 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 (скучивания) плит и пластин континентальной коры, которая из-за

плавуности коры происходит в значительно меньшем масштабе по сравнению с литосферной субдукцией.

С развитием концепции тектоники литосферных плит появилась необходимость выделять орогены, прошедшие незавершенный и заверченный циклы развития. К орогенам незавершенного цикла развития относятся сравнительно просто построенные островные дуги, активные окраины континентов андийского типа, а также имеющие более сложное строение активные окраины континентов кордильерского типа, зоны столкновения микроконтинента и островной дуги с континентом.

Для орогенов заверченного цикла развития (гималайского типа) Дж. Дьюн 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 заверченного цикла развития — кавказского, 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 [10], в значительной степени зависит от размера этих плит. Мегаплиты меняют направление движения через первые сотни 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.

Строение структурно-фациальных зон орогенов определяется величиной угла наклона зон поддвига (субдукции), его изменением направления субдукции. Это вызывает специфические деформации земной коры типа синтетических и антитетических поясов надвига, зон вращения, ретрошарьяжей, надвинутых и перемещенных (бескорневых) зон вращения. На основании изучения строения и эволюции орогенов установлено, что угол наклона зоны поддвига (зоны Бенъофа) зависит от возраста поглощаемой океанической литосферы, скорости субдукции и определяет интенсивность процессов магматизма в верхних плитах. Наиболее мощные про-

цессы вулканизма и интрузивного магматизма происходят над крутопадающими зонами поддвига. Быстрое поддвижение или на-
двигание по пологим зонам может приводить к интенсивному ре-
гиональному 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 про-
цессов, определяющих механизм развития орогенов. В результате
длительного протекания процессов субдукции и развития земной
коры по моделям тектоники литосферных плит, по крайней мере,
уже более 2,5 млрд. лет земная кора состоит из наклонно ску-
ченных плит и не имеет слоистоблокового строения, как это при-
нято интерпретировать при построении геолого-геофизических про-
филей. От познания деталей механизма субдукции, а также кол-
лизии (столкновения), определяющих развитие процесса магма-
тизма, метаморфизма и миграции флюидов, в значительной мере
зависит решение проблемы условий формирования и закономер-
ностей размещения месторождений полезных ископаемых в оро-
генах.

Представление о механизме субдукции и поглощения лито-
сферных плит с серпентинизированной океанической корой и пере-
крывающими ее хемипелагическими осадками срединноокеаниче-
ских хребтов и абиссальных океанических впадин, а также турби-
дитами глубоководных желобов позволило по-новому, правильное
понять закономерности вулканизма, магматизма и эндогенных
рудообразующих процессов в верхних литосферных плитах, распо-
лагающихся над зонами поддвига. Изменяющимся количеством
осадков, поступающих по наклонной зоне поддвига в мантию, мо-
гут быть объяснены эпизодичность и различный состав магмати-
ческих выплавов и флюидов, восходящих с разных глубин зоны
поддвига в верхнюю плиту, и, следовательно, латеральную магма-
тическую и металлогеническую зональность, которая признается
уже многими исследователями.

Анализируя геодинамические модели орогенов можно сделать
следующие выводы:

- 1) земная кора не имеет слоисто-блокового строения, как это
принимают при интерпретации многих геолого-геофизических про-
филей, 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 ископае-

мых и латеральную металлогеническую зональность, а иногда и определяет их;

3) процесс субдукции литосферных плит с серпентинизированной океанической корой и перекрывающими ее хемипелагическими осадками срединноокеанических хребтов и абиссальных океанических впадин, а также турбидитами глубоководных желобов обуславливает 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 (1973 г.), классификацию фациально-петрографических типов формаций (включающую более 400 типов) В. И. Попова (1966 г.), классификации формаций Н. П. Хераскова (1967 г.), Н. М. Страхова (1962 г.), В. В. Белоусова (1962 г.).

Мобилистские исследования 70-х годов показали, что для интерпретации палеореконструкций, основанных на признании значительных горизонтальных перемещений земной коры и использовании новых геодинамических моделей, потребуются новые систематики геологических формаций.

Приведенная выше систематика основных структурных элементов земной коры (см. табл. 1) и детальные их геодинамические модели предусматривают стадийность развития и взаимопереходы от одного типа структурного элемента к другому. На основании

подразделения этих элементов на структурно-фациальные зоны разработана новая классификация геологических формаций (табл. 4); последняя одновременно является геотектонической формационной классификацией скоплений нефти, газа и углей.

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.

О совершенствовании классификации основных типов структурных элементов земной коры. Хотя приведенная в табл. 1 классификация основных типов структурных элементов земной коры является значительно более сложной по сравнению с классификацией с позиции фиксизма, ее нельзя считать совершенной. Для того чтобы достигнуть максимальной аналогии при сравнении сходных геотектонических обстановок и локального прогнозирования месторождений полезных ископаемых, классификацию основных типов структурных элементов земной коры следует не упрощать, а еще более усложнять, усовершенствовать, с доведением общего числа типов и подтипов структурных элементов до 40—50, т. е. увеличить их более чем вдвое.

Возможны два основных направления совершенствования. Первое состоит в детализации и подразделении на подтипы большинства структурных элементов первого порядка, т. е. имеющих большое распространение на современной поверхности Земли. К ним относятся: срединноокеанические хребты и их производные — абиссальные впадины (ложе океанов), пассивные окраины континентов, глубоководные желоба и активные окраины континентов андийского типа.

Уже сейчас при оценке потенциальной колчеданосности срединные хребты подразделяются на быстро и медленно расширяющиеся. Пассивные окраины континентов атлантического типа геологами-нефтяниками делятся на подтипы по наличию в аккреционной призме рифогенных, вулканических и других построек; они также могут различаться по характеру прилегающего к ним океанического бассейна (океан, отгороженное или спрединговое окраинное море). Абиссальные впадины, по-видимому, могут классифицироваться по мощности океанической коры. Глубоководные желоба различаются прежде всего по положению относительно надвигаемой плиты: они могут находиться во фронтальной или тыловой частях островной дуги или микроконтинента, или перед континентом. Активные окраины континентов андийского типа, как показывает более детальный анализ тектонотипа (западной части Южной Америки), могут подразделяться по особенностям строения надвигаемой плиты: она может быть унаследованной от пассивной окраины, прошедшей стадию кордильерского орогена или являться орогеном незавершенного развития с косым распо-

Классификация геологических формаций основных типов структурных элементов земной коры

Тип	Стадия развития структурных элементов	Структурно-формационная зона	Формация
Континенты			
Платформы и щиты		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)
Зоны тектоно-магматической активизации		Зоны расколов и интрузий	Субщелочных гранитов
			Щелочных сиенитов
			Ультрабазитовых и щелочных кольцевых интрузий
			Кимберлитовых трубок и даек
Рифтовые зоны континентов	Ранняя — куполовидного поднятия и вулканического рифта	Горстовые поднятия	—
		Грабеновые зоны	Крупнообломочная терригенная
	Средняя — озерная	Вулканические массивы	Основных, кислых и субщелочных вулканов, интрузий пестрого состава

Поздняя — межматерикового рифта	Грабеновые зоны	Вулканогенно-терригенная, в аридной климатической зоне — соленосная
	Глубоководные озера Осевая часть межматерикового рифта	Терригенная
		Базальтовая
	Дно глубоководного внутриматерикового моря Окраина континента	Эвапоритов, металлоносных осадков
		Рифогенных известняков
Авлакогены	Аллювиальная равнина, дельта	Терригенная
		Угленосная лимническая (в аридных зонах — терригенно-карбонатная красноватая и соленосная)
	Зона рифтовой трещины	Диабазовая
	Лагуна и прилегающий шельф	Угленосная параллическая
		Терригенно-карбонатная нефтегазосная
Ороген активной окраины континента андийского типа	Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
	Осадочная терраса	Вулканогенно-терригенная
	Магматическая дуга	Андезито-базальтовая и дацито-липаритовая
		Гранодиорито-диорито-габбровая

Тип	Стадия развития структурных элементов	Структурно-формационная зона	Формация
Ороген активной окраины континента андийского типа		Тыльный надвиговый пояс	Олистостромовая
		Тыльная магматическая дуга	Дацито-липаритовая
			Анатектических гранитов
		Предгорный прогиб	Угленосная лимническая, в аридной климатической зоне — терригенно-карбонатная красноцветная
Абиссальные впадины		Океаны Ложе океанов, подводные плато	Глубоководная глинисто-известняково-кремнистая
			Железо-марганцевые конкреции
Цепи вулканических островов и подводных гор		Вулканические сооружения	Щелочных базальтов
		Гайоты и атоллы	Рифогенных известняков (иногда с фосфоритами)
Срединноокеанические хребты (поднятия)		Центральная рифтовая долина	Подушечных и потоковых базальтов
		Горстовые поднятия	Габбровая
		Грабеновые зоны на склонах хребта	Вулканических брекчий

			Кремнистых и известковых илов
			Колчеданная медно-цинковая
Трансформные разломы первого рода (типа рифт—рифт)		На склоне желоба	Габбровая и пластовых тел ультрабазитов
Трансформные разломы третьего рода (типа зона субдукции — зона субдукции)		Глубоководные трюги в окраинных морях	Габбровая
			Инъекций ультрабазитов (?), серпентинитов

Переходные зоны от океана к континентам

Глубоководные желоба	Заложения и развития	Внешняя стенка	Глубоководная пелагическая
		Осевая часть желоба	Флишевая (турбидиты)
		Внутренняя стенка желоба	Глаукофано-сланцевая по пелагическим отложениям и флишу
	Отмирания	Желоб	Флишевая (турбидиты), иногда офиолитовый («серпентинитовый») меланж

Тип	Стадия развития структурных элементов	Структурно-формационная зона	Формация
Дно отгороженных окраинных морей	Межматерикового рифта и раскрытия океана	Центральная часть бассейна	Глубоководная пелагическая
		Склон островной дуги	Граувакковая и флишевая
		Прибрежная низменность на континенте и лагуна	Переотложенных латеритов
			Терригенная
			Угленосная лимническая (терригенно-карбонатная красноцветная и соленосная)
Пассивные окраины континентов и микроконтинентов		Шельф, континентальный склон и подножье	Угленосная параллическая Терригенно-карбонатная нефтегазоносная Черных углеродисто-кремнистых сланцев
		См. орогены кордильерского типа и зоны столкновений	
		Заложения желоба вблизи пассивной окраины	Флишевая
			Терригенная
			Терригенная нефтегазоносная
Активные окраины континентов (орогены кордильерского типа)	Поздняя — закрытия океана	Глубоководный желоб вблизи подножия континентального склона	
		Широкая зона шельфа и континентального склона	

		Прогиб — низменность на окраине континента	Терригенно-карбонатная
			Угленосная лимническая
Надвигообразования и формирования вулканоплутонической дуги		Глубоководный желоб	Флишевая
		Шельф	Терригенная
		Вулкано-плутоническая дуга на шельфе	Андезитовая и дацит-липаритовая
		Зона надвигообразования	Олистостромовая и терригенная крупнообломочная
		Предгорный прогиб	Терригенная с вулканическим материалом (карбонатная красноцветная)
Островные дуги (энсиматические)	Заложения и развития дуги, подводного и субаэрального вулканизма	Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая по офиолитам и пелагическим осадкам
		Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
		Подводная, затем надводная вулканическая дуга	Толеитовых базальтов и порфириров
			Порфирировая и андезитовая

Тип	Стадия развития структурных элементов	Структурно-формационная зона	Формация
Островные дуги (энсиматические)	Подъема дуги и интрузивного магматизма	Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
		Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
		Вулканическая дуга	Андезитовая
		Внутридуговой бассейн	Вулканогенно-осадочная
		Остаточная дуга	Латеритная
	Реверсия и развитие новой вулканической дуги	Отмирающий глубоководный желоб	Флишевая (турбидиты)
			Офиолитового меланжа
		Аккреционная призма	Глаукофано-сланцевая
		Осадочная терраса	Вулканогенно-осадочная
		Новая вулканическая дуга	Контрастная базальтово-диабазитовая
		Новый глубоководный желоб (со стороны окраинного моря)	Глаукофано-сланцевая (по флишу)
Зоны столкновения островной дуги с континентом	Закрывания окраинного моря и становления палингенного гранитоидного магматизма	Деформируемая островная дуга	Палингенная гранитная (под надвигаемой островной дугой)
		Офиолитовый шов, аккреционная призма	Глаукофан-сланцевая

		Надвиговый пояс передового прогиба	Флиш, затем интрузии известково-щелочного состава
		Недеформируемая часть передового прогиба	Терригенная
Дно спрединговых окраинных морей	Заложения и раскрытия	Центральная часть бассейна	Базальтовая и андезито-базальтовая
			Терригенно-кремнистая
			Пластовые тела ультрабазитов («истощенная» верхняя мантия)
	Стабилизация (перед закрытием)	Центральная часть бассейна	Терригенно-карбонатная Карбонатная
Микроконтиненты	Стадия раскрытия спредингового окраинного моря	Склон окраинного моря	Контрастная базальтово-андезито-липаритовая
			Граувакковая
	Стадия закрытия окраинного моря	Активная окраина	Гранодиоритовая и гранитная
		Склон океана	Глаукофан-сланцевая (по перидотитам)
Зоны столкновения микроконтинента с континентом	Раскол дна спредингового окраинного моря и надвигание пластин океанической коры на окраину континента	Низменность и шельф на пассивной окраине континента	Терригенная и лимническая угленосная (в аридной климатической зоне — терригенно-карбонатная красноцветная и эвапоритовая)

Тип	Стадия развития структурных элементов	Структурно-формационная зона	Формация
Зоны столкновения микроконтинента с континентом		Передовой прогиб	Олистостромовая
		Офиолитовый покров	Офиолитовый комплекс: ультрабазитовая, спилито-кератофировая
			Интенсивно деформированная терригенно-кремнистая
		Глубоководный прогиб	Флишевая
Зоны столкновения континентов (гималайский тип)	Ранняя — поддвижения океанической коры	Активная окраина континента	Базальтовая, андезито-базальтовая, андезитовая
		Желоб	Флишевая
		Реликт абиссальной равнины	Терригенная, угленосная параллическая
		Пассивная окраина континента	Терригенная и терригенно-карбонатная нефтегазоносная
			Угленосная лимническая (терригенно-карбонатная красноцветная и соленосная)
	Средняя — формирования покровов	Область перехода от зоны столкновения к ненарушенной области	Олистостромовая Терригенная

		Район шовной зоны — область формирования покровов	Терригенная, олистостромовая
		Дельта реки и шельф	Терригенная (аллювиальная, дельтовая)
	Поздняя	Горная цепь	Крупнообломочная, карбонатных брекчий
		Предгорный прогиб	Крупнообломочная терригенная
			Щелочный гранитов
		Межгорные впадины	Аллювиальная
	Зоны столкновения континентов (кавказский тип)	Активные окраины надвигающихся континентов	Базальтовая, андезито-дацитовая
			Гранодиорито-диоритовая
		Реликт плиты с океанической корой	Олистостромовая и терригенная крупнообломочная
		Поздняя — образования орогена	Субщелочных гранитоидов
			Андезитовая и базальтовая
			Платобазальтовая
		Латеритная в тропической и субтропической зонах	
Трансформные разломы второго рода (типа рифт — зона субдукции)		Троги и грабены вдоль разломов	Брекчий и милонитов

ложением (неунаследованным) к современному желобу шовных зон столкновения, по которым произошло причленение островной дуги или микроконтинента.

Могут подвергаться дальнейшей классификации и структурные элементы второго порядка, т. е. имеющие меньшие размеры и распространенность на современной поверхности Земли: авлакогены, окраинные моря, островные дуги, микроконтиненты, а также зоны столкновения мезоплит с мегаплитами и мегаплит с мегаплитами. В частности, окраинные моря уже подразделены на отгороженные и спрединговые. Последние, в свою очередь, могут различаться по своему положению — в тылу отторгаемого микроконтинента, в тылу вновь образуемых островных дуг и в тылу островных дуг, находящихся в реверсивной стадии.

Второе направление усовершенствования классификации основных типов структурных элементов земной коры предусматривает выделение новых обстановок, чаще имеющих ограниченное распространение и поэтому еще не выделяющихся. Несколько таких типов можно выделить, если вместо субдукции нормальной океанической литосферной плиты рассматривать: 1) поддвиг под активную окраину континента или микроконтинента срединноокеанического хребта с образованием в надвигаемой плите специфической рифтоподобной провинции типа Бассейнов и Хребтов в США, 2) поддвиг под активную окраину, микроконтинент или островную дугу тройного сочленения типа рифт—рифт—рифт или 3) поддвиг тройных сочленений других типов, 4) поддвиг океанических островов, подводных гор и гайотов, 5) поддвиг океанической литосферы с осадками аномальной мощности и т. д.

ГЛАВА 5

ТЕОРИЯ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ГИПОТЕЗА

Нетрудно заметить, что предложенные и описанные выше мобилистские 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 лишённые проявлений вулканизма области. 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 только лишь волнообразных колебательных движений земной коры.

Поэтому после рассмотрения предложенных мобилистской теорией геотектоники геодинамических моделей основных типов

структурных элементов земной коры необходимо еще раз проанализировать и оценить геосинклинальную гипотезу и представления о процессах тектоно-магматической активизации с новых позиций, высказать суждение о возможности дальнейшего использования огромного фактического и теоретического материала.

В адрес фиксистой геосинклинальной гипотезы уже делались критические замечания, когда предлагалось выделять несколько типов геосинклиналей и орогенов с позиций тектоники плит [8, 10], которые лучше, чем прежние модели, объясняли многообразие и сущность геодинамических процессов развития земной коры.

Было отмечено, что учению о геосинклиналях свойственны следующие существенные недостатки и неправильные представления:

1) оно 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 учитывая ее связи с развитием прилежащих, несравненно более обширных территорий. В результате укоренилось, так сказать, «вертикальное» мышление, когда усилия и все внимание концентрировалось сугубо на выяснении последовательности смены ассоциаций горных пород по вертикали, во времени, а «горизонтальное» мышление, направленное на корреляцию одновременных событий в пространстве, на выявление латеральных связей между различными геологическими комплексами отсутствовало или было сильно редуцировано;

3) оно представляет собой некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда наблюдаемых геологических явлений; геосинклинали 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;

4) геосинклинальная гипотеза явно недостаточно учитывает роль горизонтальных тектонических движений в истории развития земной коры, так как 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 мас-

штабы 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 не объяснена причина отсутствия на окраине мегаплиты Южноамериканского континента 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 мезозоя и кайнозоя, т. е. за почти 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 первого 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, располагавшимися между Африканской и Евразийской мегаплитами;

6) кроме надвигов и шарьяжей и других тектонических структур, образующихся в результате явных горизонтальных движений, остались непонятными ряд специфических геологических формаций и образований, таких, как: «офиолитовая формация», «офиолитовый меланж», «олистостромы», «дикий флиш». Последние стали важными критериями для расшифровки эволюции и глубинного строения отдельных структурно-формационных зон складчатых областей, характерными породами, позволяющими успешно применять мобилистские геодинамические модели;

7) 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. Однако на основании изучения геологии дна океанов установлено, что базальты спилит-кератофировой формации и офиолиты формируются не в прогибах, а в срединноокеанических хребтах (в меньшей мере в окраинных морях) имеющих грабен-горстовое строение. Механизм образования срединноокеанических хребтов и слагающих их офиолитовых формаций и созданные их геодинамические модели подтверждаются данными палеомагнетизма, абсолютной геохронологии, палеонтологии, стратиграфии и петрологии;

8) не уделялось внимания 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 иско-

паемых. В. В. Белоусов в последних своих работах [2] 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 дуге в северо-восточной части Индийского океана.

Основным недостатком геосинклинальной гипотезы является то, 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 лишь усложнили и запутали геосинклинальную концепцию. Например, в «Справочнике по тектонической терминологии» (М., Недра, 1970 г.) приведен перечень 68 разновидностей геосинклиналей, в числе которых: альпинотипные, «базальтические», без автотонной складчатости внутренние, внутриконтинентальные, внутриокеанические, возрожденные, вулканические и др.

Следует признать, что для расшифровки геологических особенностей складчатых поясов по сравнению с единой моделью геосинклинали более прогрессивными были фиксистские представления М. Кея (1955 г.), который выделял восемь типов геосинклиналей и описал соответствующие модели и геодинамические обстановки. Однако, как было доказано [14], 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 сложно дислоцированные «геосинклинальные» комплексы. Дж. Дьюи и Дж. Берд [14] с позиций мобилизма в дополнение к восьми типам геосинклиналей М. Кея (автогеосинклиналь, эпизвеосинклиналь, миогеосинклиналь, ортогеосинклиналь, паралигеосинклиналь, лептогеосинклиналь, экзогеосинклиналь, зевгеосинклиналь) добавили еще семь: миогеоклиналь, лептогеосинклиналь, кайнегеосинклиналь, идиогеосинклиналь, островная дуга, 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 увеличено.

Анализируя современное состояние информации, касающейся термина «геосинклиналь», исходя из предложенных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры и учитывая большое число разновидностей геосинклиналей и соответствующих им типов структурно-формационных зон, являющихся прогибами, автор пришел к выводу, что для упрощения

терминологии было бы целесообразно 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.

Циклы и стадии эволюции литосферы. В конце 70-х годов было установлено, что один из важнейших геодинамических процессов — процесс субдукции (поддвигания и поглощения) океанической коры зависит от возраста литосферной плиты: чем она древнее, тем плотнее; древняя плотная плита (имеющая возраст 50 млн. лет и более) поддвигается под крутым углом. Наоборот, молодая океаническая литосферная плита поддвигается под активную окраину андийского типа под пологим углом. Признано вероятным, что при углах поддвигания, превышающих $60-70^\circ$, от окраин континентов откалываются и отторгаются сегменты континентальной коры — микроконтиненты, а в их тылу раскрываются спрединговые окраинные моря. Легкая океаническая кора, сформированная в таких морях, не может поглощаться. Она раскалывается, скучивается и частично надвигается на пассивную окраину континента. Именно таким образом возникают крупные покровы пород офиолитового комплекса (Оманский и др.).

Усовершенствование отдельных геодинамических моделей и комплекса моделей в целом позволили, наконец, подойти к лучшему пониманию орогенического цикла, т. е. цикла образования континентальной коры. Еще на начальном этапе создания теории тектоники плит была высказана идея о том, что цикл образования континентальной коры в общем связан с раскрытием и закрытием океана (цикл Уилсона). Представления о цикле и стадиях раскрытия и закрытия океана с позиций теории тектоники плит могут быть лучше сопоставлены с представлениями о геосинклинальном цикле развития земной коры с позиций фиксизма.

На рис. 11 и в табл. 5 и 6 показаны стадии орогенического цикла, дана характеристика основных тектонических событий и геодинамических процессов, а также приведены основные промышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых, образующихся в определенные стадии орогенического цикла.

В процессе раскрытия и закрытия океана мантийное вещество превращается в континентальную кору. В этом большом цикле можно различать стадии: предрифтовую, рифтогенеза на континенте (актуалистический пример — Африкано-Аравийская система), межматерикового рифта (Красное море), молодого океана (Атлантический океан), отторжения микроконтинентов и зрелого океана (Тихий океан); конечные стадии — закрытия океана (Тетис, обстановка Средиземного моря) и столкновения континентов (по гималайскому или кавказскому образцу). Продолжительность раскрытия океана (на примере Атлантического океана) — 150—200 млн. лет. Основным хранителем геологической летописи в эту стадию, а также иногда и на некоторое время в последующую, —

являются терригенно-карбонатные толщи («миогеосинклинальные» серии) пассивных окраин континентов.

В стадию зрелого океана относительно простая картина раскрытия значительно усложняется. По мере старения и охлаждения океаническая кора, сформированная в срединноокеанических хребтах, начинает раскалываться и обламываться, в первую очередь на западных окраинах океанов, погружаться (в начале круто) в астеносферу с отторжением микроконтинентов и образованием спрединговых окраинных морей, а также энсиматических островных дуг.

В спрединговых окраинных морях, развивающихся в течение нескольких десятков миллионов лет, мантийное вещество проходит более короткий цикл превращения в континентальную кору (образование офиолитовых комплексов и надвигание их в виде покровов на континент). Островные дуги, пройдя свой цикл развития, сталкиваются с континентом и причленяются к нему. За счет приращивания к континентам незавершенных орогенов столкновения островная дуга—континент или микроконтинент—континент формируется континентальная кора, увеличиваются по площади континенты. После причленения островной дуги под краевой ороген закладывается зона поддвига и окраина континента становится активной. На восточных окраинах закрывающегося океана, к которым смещаются срединноокеанические хребты, происходит поглощение относительно молодой более нагретой океанической коры и здесь развиваются орогены кордильерского и андийского типа. Конечная стадия развития океана—его закрытие, образования орогена столкновения континент—континент. В эту стадию сходящиеся своими выступами мегаплиты достигают друг друга, сталкиваются и иногда наблюдаются даже поддвигание и сдвигание континентальной коры (например, поддвигание Индо-Австралийской плиты под Гималаи и Тибет). И в эту стадию можно видеть развитие разных типов орогена столкновения: гималайский—пассивная окраина поддвигается под активную (в «нахлестку») и кавказский—две мегаплиты активными окраинами наползают («задавливают») на третью плиту с океанической корой.

Судя по времени закрытия палео-Азиатского океана и образованию Урало-Монгольского складчатого пояса, конечные стадии орогенического цикла имеют продолжительность того же порядка 150—300 млн. лет, т. е. орогенический цикл в целом может продолжаться 300—400 млн. лет. Однако главный океан—Тихий, учитывая возраст процессов рифтогенеза на окраине Канадского щита, существует уже по крайней мере 800 млн. лет.

Новая интерпретация материалов с позиций мобилистских моделей. При пересмотре строения орогенов с применением региональных геодинамических моделей значительная часть работ может быть выполнена камеральным путем.

Применение более достоверных по сравнению с фиксистскими мобилистских моделей развития основных типов структурных эле-

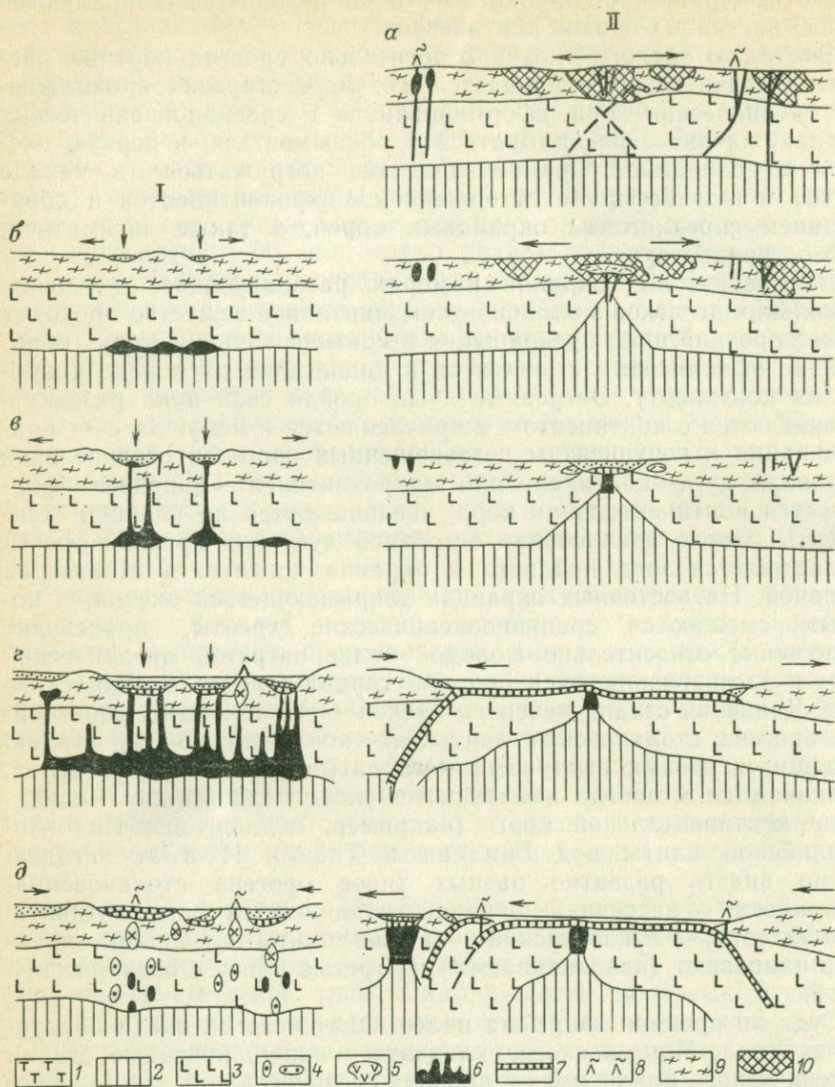
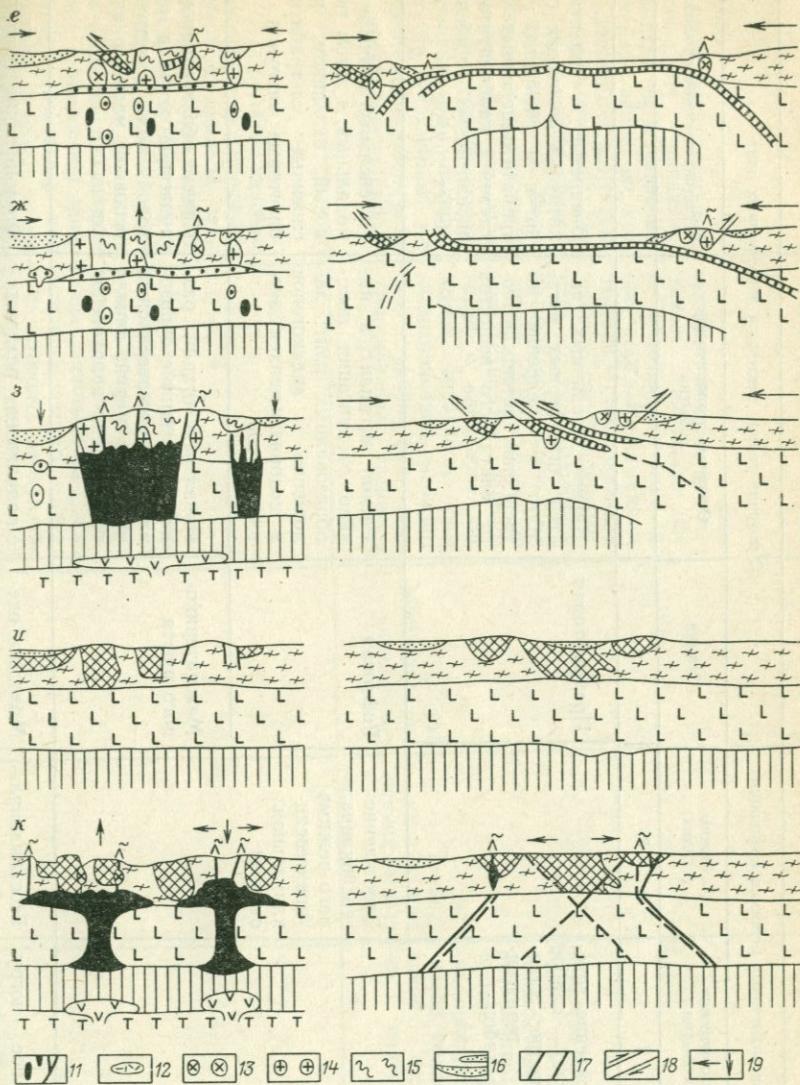


Рис. 11. Цикл и стадии эволюции литосферы с позиций фиксизма и мобилизма

Стадии: I — с позиций фиксизма, II — с позиций мобилизма. а — предрифтовая, б — океана, в — зрелая геосинклинального режима — стадия отторжения микроконтинентов, г — жима — стадия закрытия океана, з — поздняя и конечная орогенного режима — столкновение орогенного рифтового режима — предрифтовая стадия нового цикла. 1 — слой Голицына; 2 — мантийный астенолит; 3 — базальтоиды (расплав); 4 — океаническая кора и офиолитовая континентальная кора (продукт предшествующего тектонического цикла); 5 — кимберлитовые интрузии; 6 — базальтово-долеритовые траппы и расслоенных ультрабазито-базитовых интрузий морфические породы; 7 — осадочные бассейны и призмы осадочных толщ на окраинах тектонических



лизм. По А. А. Ковалеву, Г. А. Пелымскому, С. А. Ушакову (1984 г.)

рифтовая и в — межматерикового рифта, г — геосинклинального режима — стадия молодого ранняя инверсионного режима — стадия зрелого океана, ж — средняя инверсионного реконтинентов, и — платформенного режима — молодой платформы, к — эпиплатформенного и астеносфера; 3 — субстрат (верхний твердый слой мантии); 4 — эклогиты; 5 — глубинный ассоциация; 8 — действующие вулканы; 9 — древняя континентальная кора; 10 — молодая вулканы, ультрабазито-щелочные интрузии с карбонатитами, щелочные сиениты и графогенная; 13 — известково-щелочная магма; 14 — гранитная магма (батолиты); 15 — метаконтинентов и микроконтинентов; 17 — разломы; 18 — надвиги; 19 — главные направления движений

Представления о цикле и стадиях эволюции литосферы (с позиций фиксизма и мобилизма)

С позиций геосинклинальной и эндогенных режимов концепций			С позиций теории тектоники литосферных плит		
Геодинамические процессы	Тектонические события	Режим (стадия)	Стадия	Основные тектонические события	Геодинамические процессы
1	2	3	4	5	6
Субмаринный вулканизм и связанное с ним колчеданное рудообразование	Возбуждение астеносферы, слабое растяжение; заложение терригенных прогибов		Предрифтовая	Надкол срединных частей литосферных мегаплит и внедрение по трещинам астеносферного мантийного вещества	Внедрение кольцевых интрузий щелочных гранитов и сиенитов, ультрабазито-щелочных интрузий с карбонатами, взрывных кимберлитовых трубок
		Зарождение геосинклинального режима (предгеосинклинальная стадия)	Рифтовая	Раскол мегаплит и начало отодвигания новообразованных плит; заложение авлакогенов в недоразвившихся ветвях рифтов	Интенсивный вначале бимодальный, а затем трапповый вулканизм, расчлененные ультрабазитобазитовые интрузии
			Межматерикового рифта	Начальная стадия раздвижения плит с образованием межматериковых рифтовых морей; начало образования авлакогенов	Начало образования океанической коры в рифтовой зоне; экструзии основной магмы в авлакогенах
Накопление терригенных формаций и внедрение боль-	Усиленное погружение блоков по глубинным разло-	Геосинклинальный (ранняя стадия)	Молодого океана	Продолжение раздвижения литосферных плит и начало раскрытия оке-	Формирование океанической коры в срединно-океанических хребтах,

ших масс базальтовой и ультрабазальтовой магмы в прогибах, карбонатных толщ на срединных массивах. Интрузии плагиогранитов

мам, частная инверсия

ана, образования срединноокеанических хребтов; прогибание тыльных частей отодвигающихся плит, образование пассивных окраин континентов; формирование авлакогенов; преобладание вертикальных тектонических движений

формаций офиолитового комплекса: ультрабазитовой и габбро, толентовых базальтов; образование колчеданных залежей на склонах хребтов; накопление терригенно-карбонатных толщ на пассивных окраинах континентов и в авлакогенах; угленосных (паралических) и нефтематеринских толщ

Накопление флишевой, известняковой и порфириновой формаций. Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций и гранитондный батолитовый магматизм. Континентальный андезитовый вулканизм

Расчленение подвижного пояса на частные прогибы; ослабление погружения; расширение трансгрессий на сопредельные платформы. Начало общей инверсии

Геосинклинальный (зрелая стадия)

Отторжения микроконтинентов

Развитие спрединговых окраинных морей и отторжение микроконтинентов; заложение новых зон субдукции и образование энциматических островных дуг и активных, окраин континентов кордильерского типа (глубоководные желоба, аккреционные призмы, магматические дуги, задуговые надвиговые и магматические пояса, тыльно-дуговые бассейны)

Формирование океанической коры (офиолитового комплекса) на дне спрединговых окраинных морей; продолжение накопления терригенно-карбонатных и терригенных толщ на пассивных окраинах континентов; известково-щелочной магматизм в островных дугах, на склоне микроконтинентов и на активных окраинах континентов кордильерского типа

С позиций геосинклинальной и эндогенных режимов концепций			С позиций теории тектоники литосферных плит		
Геодинамические процессы	Тектонические события	Режим (стадия)	Стадия	Основные тектонические события	Геодинамические процессы
1	2	3	4	5	6
Образование экологитов, прекращение островодужного порфирового вулканизма; проявление кислого вулканизма на срединных массивах	Горизонтальное сжатие, образование шарьяжей; расширение трансгрессий на платформы; усиление инверсий	Инверсионный (ранняя стадия)	Зрелого океана	Закрытие спрединговых окраинных морей с обдукцией крупных офиолитовых пластин на континент; реверсия энсиматических островных дуг и закрытие отгороженных окраинных морей; развитие активных окраин континентов андийского типа; надвиги и покровы в шовных зонах	Тектоническое становление офиолитовых комплексов; субдукционный известково-щелочной магматизм и становление гранитоидных батолитов в континентальной коре; формирование терригенно-карбонатных толщ в тыльно-дуговых бассейнах
Накопление нижней молассы; увеличение мощности экологитового слоя; наземный кислый и щелочной вулканизм; метаморфизм амфиболитовой фации	Общая инверсия; формирование складчатости, пенепплен, развитие кор выветривания	Инверсионный (средняя стадия)	Закрывтия океана	Продолжение столкновения (коллизии) мезоплит и микролит с мегаплитами, образование шовных зон островная дуга — континент; коллизионные надвиги и шарьяжи	Тектоническое становление островодужных и офиолитовых комплексов; метаморфизм терригенно-черносланцевых формаций; образование коллизионных гранитоидных батолитов под островными дугами и липарито-дацитовых вулканитов на активных окраинах континентов андийского типа

Накопление верхней молассы; проявление наземного среднего и кислого вулканизма; трещинные интрузии кислого и щелочного состава •	Воздымание и формирование горного сооружения; раскол сводовых частей поднятий	Орогенный (поздняя и конечная стадии)	Столкновения континентов	Столкновение континентов по гималайскому и кавказскому сценариям; завершающиеся деформации складчатого пояса; надвиги и складки в шовной зоне, деформации ранних покровов; надвиги и асимметричная принадвигающая складчатость в тыловых предгорных прогибах; сдвиговые движения по трансформным разломам второго и третьего рода	Формирование эвапоритовых толщ в замыкающих морских бассейнах; коллизионный магматизм на поддвигаемой пассивной окраине, дифференцированные гранитные интрузии и гидротермальные источники в надвигаемой плите; эрозия формирующихся горных сооружений и образование терригенных толщ (верхняя моласса)
Накопление карбонатных, терригенных и угленосных формаций	Чередование слабых поднятий и опусканий с образованием обширных синеклиз и антеклиз	Платформенный	Молодой платформы	Завершение тектонических деформаций, стабилизация, интенсивная эрозия и заполнение осадками остаточных прогибов	Аллювиальные и озерные отложения, иногда лимнические угленосные толщ; формирование и перетолжение кор выветривания
Излияние и внедрение щелочных магматических комплексов	Сильное возбуждение астеносферы, крупные вертикальные перемещения блоков земной коры; сводообразование на платформах, развитие протяженных разломов (рифтов)	Эпиплатформенный орогенный и рифтовый режимы	Начало нового цикла (см. предрифтовую и рифтовую стадии)		

**Геотектоническая классификация месторождений полезных ископаемых
(по стадиям орогенического цикла)**

С позиций геосинклинальной и эндогенных режимов концепций		С позиций теории тектоники литосферных плит	
Важнейшие рудные формации и типы месторождений	Режим (стадия)	Стадия	Важнейшие рудные формации и типы месторождений
1	2	3	4
Колчеданная (Cu, Zn) формация	Зарождения геосинклинального режима	Предрифтовая	Грейзеновые и гидротермальные Sn (с Ta, Nb, W), магматические апатитовые с нефелином (Al сырье) и TR. Карбонатитовые Ta, Nb, TR, Fe, Cu, флогопита и вермикулита, алмазов кимберлитовых
		Рифтовая	Магматические сульфидные Cu-Ni (с Pt), гидротермальные исландского шпата, рубинов и сапфиров в траппах
		Межматерикового рифта	Металлоносные осадки и рассолы с высокими концентрациями Cu, Zn, Ag, Au, Fe, Mn, толщи эвапоритов
Преобладание магматических (Cr, Ti) и колчеданных (Cu, Zn), менее скарновых (Cu, Fe, Co) и осадочных (P, V, Mo, U, TR) рудных формаций	Геосинклинальный (ранняя стадия)	Молодого океана	Магматические Cr, колчеданные Cu, Zn с Au и Ag, Mn в кремнистых толщах; диагенетические Cu с Co в песчаниках и сланцах и Pb-Zn в карбонатных толщах; Au-U, и полиметаллические в авлакогенах; прибрежные россыпи Ti, TR (монацита), Sn, алмазов на пассивных окраинах континентов
Преобладание гидротермальных (Cu, Mo, W)	Геосинклинальный (зрелая стадия)	Отторжения микроконтинентов	Cr, колчеданные Cu-Zn (с Au и Ag) в офиолитах окраинных морей; накопление нефтематеринских толщ; Pb,

рудных и осадочных формаций (горючие сланцы, соли)			Zn, Cu (Ag, Au) типа Куроко и Au-Ag (с Te) на тыльных склонах микроконтинентов; порфировые Cu (с Au), Au-кварцевые, самородной серы, латеритные бокситовые на островных дугах, железорудные магнетитовые вулканогенные и скарновые (с Cu), жильные Cu (с Au), порфировые Cu (с Mo и Au), Au-кварцевые, Hg на активных окраинах кордильерского типа
Гидротермальные (Cu, Mo, Co, Au)	Инверсионный (начало)	Зрелого океана	Интенсивные деформации и завершение формирования Cr (с Pt) Cu-Zn (с Au и Ag) и кремнистых Mn, связанных с офиолитами. Формирование на окраинах андийского типа вулканогенных Cu (типа «манто»), порфировых Cu (с Mo и Au), гидротермально-метасоматических Pb, Zn, Cu (с Ag и Au) в карбонатных толщах, Fe-скарновые, Mo-кварцевые (с W) и W-Sn грейзеновых
Пегматитовые (Be, Li, W, Sn), скарновые (Fe, Mo, W), альбитит-грейзеновые (Sn, W) и гидротермальные (Au, Cu, Mo, U) рудные формации	Инверсионный (средняя стадия)	Закрытия океана	Выведение на поверхность Cr, Cu-Zn, порфировых Cu (с Au) и Fe скарновых. Формирование латеритных Ni-Co; образование метасоматических секреционных Au-кварцевых (с As), грейзеновых Sn-W (с Bi) и пегматитовых Li, Rb, Cs в коллизионных гранитоидах шовных зон; формирование Sn-Ag вулканогенно-гидротермальных в магматических дугах, Au (с Hg и Sb) типа Карлин в тыловых надвиговых поясах и U, Cu, V (с Mo, Re) в тыльных бассейнах
Преобладание гидротермальных (Au, Ag, Pb, Zn, Mg, Fe), гидрогенных (U, Li, Rb, Cs) рудных и осадочных (Cu, Fe, уголь, нефть, газ) формаций	Орогенный (поздняя и конечная стадии)	Столкновение континентов	Каменные и калийные соли; выведение на поверхность в шовной зоне месторождений, связанных с офиолитами (Cr, Cu-Zn), гидротермально-метасоматические магнетитовые, асбестовые, талька. Формирование грейзеновых Sn-W (с Bi) и пегматитовых Li, Rb, Cs, связанных с коллизионными гранитами; Hg и Sb-Hg в надвиговых зонах, Sb (с Au) эксгальационные над трансформными разломами

С позиций геосинклинальной и эндогенных режимов концепций		С позиций теории тектоники литосферных плит	
Важнейшие рудные формации и типы месторождений	Режим (стадия)	Стадия	Важнейшие рудные формации и типы месторождений
1	2	3	4
Преобладание осадочных месторождений Р, Fe, угля — в гумидной зоне, и солей, Pb, Zn руд и горючих сланцев — в аридной; в переходной зоне бокситовые коры выветривания	Платформенные	Молодой платформенной	Аллювиальные россыпи алмазов, Au, Sn, W и др.
Магматические (Cu, Ni, Nb, Ti, TR, P) и гидротермальные (Ni, Co, Bi, Ag, U, Au, Te, Mo, Sb, Hg) рудные формации; карбонатитовая (Ta, Nb, TR) рудная формация и алмазосносные кимберлиты	Эпплатформенный орогенный и рифтовый режимы		Начало нового цикла (см. предрифтовую и рифтовую стадии)

ментов земной коры поможет по-новому и правильное 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, которые могут быть выявлены.

Многие геологические карты в процессе составления не подвергаются существенным изменениям и являются основой для ряда построений. В то же время значительные коррективы могут внести 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; 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 складчатых поясов и платформ и их эволюции могут быть приняты без особых изменений только в тех случаях, когда они не связаны с проявлением горизонтальных тектонических движений.

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

Для проверки мобилистских построений полевые работы могут проводиться по отдельным профилям и по простиранию прослеживаемых важнейших структурных элементов, что будет способствовать выяснению условий формирования отдельных геологических формаций.

При разработке предварительной модели эволюции орогена и схемы тектонического районирования, помимо геологических данных, в установлении прошлых геодинамических условий и процессов формирования континентальной земной коры большое значение имеют сведения о металлогении.

Что касается геофизических материалов, то следует сказать, что предстоит еще большая работа по выработке методики их использования для объяснения строения и эволюции орогенов, так как методы интерпретации геофизических полей до сих пор базировались на фиксистских моделях слоисто-блокового строения литосферы, а не на представлениях о ее наклонно-скупенном характере.

ПРИМЕНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

После создания мобилистских геодинамических моделей они стали использоваться для новой интерпретации эволюции и глубинного строения важнейших складчатых поясов. В 1969 г. первая такая работа была выполнена Дж. Дьюи для Аппалачского орогена, а Э. Митчелл и Г. Ридинг, создавая модели, дали соответствующее актуалистическое объяснение строению и развитию таких важнейших структур земной коры, как Японская островная дуга и окраинное море.

Позднее было опубликовано много работ, в которых новые геодинамические модели теории тектоники плит были применены для анализа геологической истории и строения большинства структурных элементов земной коры на всех континентах и в переходных зонах от континентов к океанам. Интересно отметить, что ряд иностранных авторов сделали попытку описать отдельные регионы нашей страны. Например У. Гамильтон (1970 г.) — складчатый пояс Урала, М. Чуркин (1972 г.) — район Колымского массива, как западную границу Североамериканской плиты, К. Фудзита (1978, 1982 гг.) — эволюцию Северо-Востока СССР. На русском языке в 1974 г. была опубликована работа Дж. Монгера и др. об эволюции Канадских Кордильер. В 1973 г. вышла в свет работа Дж. Дьюи с соавторами, в которой дан обстоятельный анализ эволюции одного из сложнейших орогенических поясов планеты — альпийской складчатой системы.

В СССР первые палеотектонические реконструкции с позиций теории тектоники плит были выполнены Л. П. Зоненшайном для Центрально-Азиатского складчатого пояса, а затем им с соавторами для Тихоокеанского пояса [8]. Затем были опубликованы мобилистские работы В. С. Буртмана по Кызылкумам, Р. М. Деменицкой и др. по арктическим и северо-восточным шельфовым морям СССР, С. Н. Иванова и других и М. А. Камалетдинова по Уралу, П. Н. Кропоткина по Евразии как составному континенту, Д. И. Мусатова по Енисейско-Туруханскому подвижному поясу и Южной Сибири, В. Е. Хаина по Кавказу, автора совместно с Ю. В. Карякиным — по Зайсанской складчатой системе.

Однако, несмотря на многочисленные работы, следует признать, что пересмотр эволюции и глубинного строения территорий нашей страны еще только начинается; предстоит выполнить очень большой объем аналитических исследований.

В качестве примера применения геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры приведем анализ эволюции Урало-Монгольского складчатого пояса с более подробным описанием Уральской и Зайсанской складчатых систем, а также Кавказа и Северо-Востока СССР.

Заметим, что при создании палеореконструкций наряду со стратиграфическими, палеонтологическими, петрографическими,

геохимическими и другими критериями был использован металло-генетический (по принципу «обратной связи») для определения генезиса отдельных геологических формаций и геодинамических обстановок, в которых они формировались. Поэтому в анализе эволюции и описание геологической истории включены объяснения тектонических обстановок формирования важнейших видов полезных ископаемых, возникавших в ходе геологического развития указанных регионов.

Урало-Монгольский складчатый пояс. В средней части территории нашей страны можно видеть структуры полного орогенетического цикла, каковыми являются структуры Урало-Монгольского складчатого пояса. Этот пояс был сформирован между Восточно-Европейским, Китайско-Корейским и Сибирским континентами в результате раскрытия в позднем докембрии—раннем палеозое палео-Азиатского океана и при последующем его закрытии в среднем и позднем палеозое. Данные о возрасте офиолитовых комплексов свидетельствуют о том, что раскрытие палео-Азиатского океана и формирование океанической литосферы наиболее длительно вплоть до среднего девона происходило вдоль Тургайской и Зайсанской его ветвей, после чего началось его закрытие.

В стадию зрелого океана в раннем палеозое одновременно с продолжающимся образованием океанической коры в срединно-океанических хребтах при крутой субдукции древней океанической литосферы под Восточно-Европейский и Сибирский континенты от них были отторгнуты сегменты континентальной коры—микроконтиненты, развивались окраинные моря и энсиматические островные дуги. К концу силура в средней части палео-Азиатского океана в процессе закрытия окраинных морей, столкновения и спаивания микроконтинентов и энсиматических островных дуг по Джалаир-Найманской, Чингиз-Абралинской и другим шовным зонам образовался Казахстанский континент (мегаплита). В этот же период в результате столкновения к юго-западной части Сибирского континента причленился ряд микроконтинентов (ранние и поздние каледониды Саяна и Алтая).

После среднего девона Восточно-Европейский, Казахстанский и Сибирский континенты начинают сближаться и палео-Азиатский океан закрывается. Следует заметить, что это происходит сразу после закрытия прото-Атлантического океана, и образования складчатого пояса в другой части северного полушария—пояса Аппалачей, Британских и Скандинавских каледонид.

Закрытие Тургайской и Зайсанской ветвей произошло почти одновременно в конце раннего карбона. Затем, в среднем карбоне в результате столкновения и причленения с юга к Казахстанскому континенту Кызылкумо-Южноферганского, Гиссарского и Таримского микроконтинентов началось закрытие южной части палео-Азиатского океана, сообщавшегося в этой части с Тетисом. Еще позднее, в перми и триасе при столкновении Сибирской плиты с Китайско-Корейской произошло закрытие восточной ветви палео-Азиатского океана.

Такова общая картина эволюции Урало-Монгольского складчатого пояса. Однако многие ее важные моменты с позиций теории тектоники плит остаются еще не расшифрованными. Не определены все существующие микроконтиненты, островные дуги и шовные зоны, особенно под мезозойско-кайнозойским чехлом Западной Сибири, направление и время действия зон поддвига (субдукции), периоды развития пассивных и активных окраин микроконтинентов и континентов, точное время образования надвиговых зон и покровов и периоды их шарьирования. Причиной этого является несовершенство литолого-стратиграфических схем, разрабатываемых без учета роли значительных горизонтальных тектонических движений, недостаточность палеомагнитных сведений, данных о возрасте офиолитовых комплексов, олистостромовых формаций и др.

Тем не менее знание общих закономерностей эволюции Урало-Монгольского складчатого пояса позволяет лучше понять геодинамические процессы, происходившие в отдельных его частях.

Южный Урал принадлежит к краевой западной части Урало-Монгольского складчатого пояса и сформировался в результате трех главных фаз диастрофизма: 1) раскрытия в ордовике—силуре Тагило-Магнитогорского спредингового окраинного моря и отторжения Урало-Тобольского (Мугоджарского) микроконтинента, 2) закрытия в позднем девоне спредингового окраинного моря с образованием покровов и надвигов на окраину Восточно-Европейского континента, 3) столкновения Восточно-Европейского континента с припаянным к нему Урало-Тобольским микроконтинентом и Казахстанского континента с образованием шовной надвиговой зоны Восточного склона Урала и шарьированием покровов Западного склона.

В пределах Южного Урала выделяются следующие структурно-формационные зоны (с запада на восток); Бельская впадина, Башкирское поднятие, Зилаирский синклиний, зона краевых аллохтонов, поднятие Урал-тау, Магнитогорский зеленокаменный синклиний, Урало-Тобольский (Мугоджарский) антиклинорий, Восточно-Уральский (Аятский или Иргизский) синклиний, При-тобольская (Денисовская) зона и Валерьяновская (Западно-Тургайская) зона.

Бельская впадина относится к Предуральскому передовому прогибу, возникшему в начале перми на пассивной окраине Восточно-Европейского континента. Верхние горизонты впадины сложены мощной соленосной и терригенной молассой верхов ранней перми—раннего триаса. Моласса подстилается шельфовыми карбонатными толщами девона—верхнего карбона (иногда до нижней перми) и терригенными отложениями силура и ордовика, накопившимися в условиях пассивной окраины. Осадки шельфа к востоку уже в Зилаирском синклинории сменяются глубоководными кремнисто-глинистыми отложениями. На рубеже раннего и среднего триаса они были деформированы с образованием чешуйчатых надвигов и асимметричных принадвиговых антиклиналей и услож-

нены явлениями солевого диапиризма. Интенсивность деформаций и амплитуда надвигов (от сотен метров до нескольких километров) увеличиваются с запада на восток.

Башкирское поднятие (мегаантиклинорий) сложено мощным (до 10—12 км) комплексом средне-верхнепротерозойских слабо метаморфизованных осадков. Блок этих древних толщ разбит надвигами на аллохтонные пластины.

Зилаирский синклиний, расположенный к югу от Башкирского поднятия, ограничивает с запада поднятие Урал-тау и сложен мощной флишеподобной толщей позднего девона—раннего карбона — зилаирской свитой. На западном борту эта толща перекрывает шельфовые осадки Бельской впадины. В восточном борту и в глубокой скважине Сосновка-3 в центре синклинория она залегает на сравнительно маломощной бетринской свите (ордовик—девон) — батиальном комплексе континентального подножия. Зилаирская свита вместе с породами фундамента участвует в строении покровов. Время деформаций — поздний палеозой—ранний триас.

Сакмарский и Кракинский краевые аллохтоны сложены породами офиолитового комплекса силура и девона, которые в виде крупного тектонического покрова аллохтонно залегают на континентальной окраине. На значительных площадях покрова развиты породы нижней части офиолитового комплекса, включающие Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский и другие массивы гипербазитов. По представлениям С. В. Руженцева, Сакмарский шарьяж представляет собой останцы крупного тектонического покрова, происходящего из Тагило-Магнитогорской зоны и переброшенного через антиклинорий Урал-тау. Надвигание произошло в конце раннего девона. В последующем покров вместе с зилаирской свитой был повторно деформирован в послераннепермское время.

Поднятие Урал-тау сложено метаморфизованными в зеленосланцевой, а местами амфиболитовой, фации породами среднего и позднего рифея. По М. А. Камалетдинову, почти на всем протяжении в пределах Южного Урала зона Урал-тау состоит из двух тектонических пластин, надвинутых одна на другую с востока; западная сложена породами суваянского, а восточная — макушевского комплекса.

Магнитогорский зеленокаменный синклиний занимает центральную наиболее широкую (до 110—120 км) часть Уральского складчатого пояса. В южной части он носит название Западно-Мугоджарского. Западной границей синклинория является Главный Уральский разлом, представляющий собой на значительном протяжении полосу серпентинитового меланжа различной ширины.

Синклиний представлен в основном офиолитовым (эвгеосинклиналиным) комплексом, включающим гипербазиты, расслоенную серию пироксенитов и габбро, дайковую серию, подушечные лавы базальтов, и перекрывающими их маломощными глубоководными кремнистыми осадками. Экспедицией Института океанологии

АН СССР в 1981 и 1982 гг. были детально изучены океанические толеиты в бассейне р. Шулдак, что позволило определить глубину их формирования (3000 м, по степени «пузыристости») и скорость спрединга океанического дна в момент их образования (порядка 5 см/год). В 1982 г. В. Г. Корневским обнаружены в кремнях, перекрывающих подушечные лавы, конодонты, которые датируют возраст осадков как эйфель—ранний живет, что позволило установить среднедевонский возраст офиолитового комплекса Магнитогорского синклинория. На кремнистых осадках согласно залегают андезито-базальты и туфогенно-граувакковые накопления (ирендыкская и милашинская свиты) девона. В центральной части синклинория известны известняки турне и андезиты, андезито-базальты и туфы березовской свиты, которые перекрываются органогенными известняками, местами угленосными отложениями (визе), известняками среднего карбона и грубообломочными породами (уртазымская свита). Широко развитые толщи базальтов подверглись зеленокаменному изменению (альбитизации) и местами, вблизи разломов, превращены в сланцы. Серией крупных разломов, по-видимому, представляющих собой надвиги (с востока на запад), структура синклинория разбита на серию пластин. Вдоль этих разломов часто развит серпентинитовый меланж, а между разломами породы смяты в относительно пологие складки.

Синклинорий является остатком восточной части земной коры спредингового окраинного моря типа современного Японского, причем восточная его часть на границе Урало-Тобольского микроконтинента подвергалась воздействию субдукционного гранитоидного магматизма.

Урало-Тобольский антиклинорий не имеет четких границ с Магнитогорским синклинорием с запада. Офиолитовый комплекс силуро-девона и подстилающие метаморфизованные толщи фундамента (доуралиды, более широко развитые в Южных Мугоджарах) прорваны известково-щелочными гранитоидами с образованием одинарной или двойной цепочки гранито-гнейсовых куполов («Гранитный пояс» Урала).

Восточно-Уральский синклинорий простирается параллельно Урало-Тобольскому антиклинорию. Основную роль в строении синклинория играют осадочно-вулканогенные образования девона и нижнего карбона. Из-под них кое-где обнажаются вулканиты силура, а в синклиналях местами сохранились терригенно-карбонатные отложения верхов карбона, включая угленосную толщу визе. Обнаружены несогласия в основании среднего девона, в середине турне и в основании среднего карбона. Вдоль границ синклинория выделяются пояса серпентинизированных гипербазитов.

Притобольская зона включает Бурыктальско-Джетыгаринский грабен-синклинорий, Троицкий горст-антиклинорий и Денисовский антиклинорий. В их строении принимают участие вулканиты силуро-девона и сопряженные с ними гипербазиты и габброиды

(офиолитовый комплекс) и морские карбонатные и терригенно-карбонатные толщи верхнего девона—нижнего карбона, прорванные местами милютинско-михайловским габбро-гранитным комплексом. В Денисовском антиклинории широко развиты андезитовые порфиры и морские карбонатные и терригенные толщи, относимые к визе—серпуховскому ярусу. Гипербазиты и другие члены офиолитового комплекса обычно выходят на поверхность вдоль зон разломов.

Валерьяновская зона сложена морскими терригенно-карбонатными толщами верхнего девона—турне, андезито-базальтовой и морской терригенно-карбонатной толщей визе и серпуховского яруса, прорванными габбро-диоритовым сарбайско-соколовским интрузивным комплексом. Разрез венчается андезито-базальтами и красноцветной континентальной молассой верхнего палеозоя.

В последние годы появилось несколько моделей эволюции Урала, построенных с позиций мобилизма. Сопоставляя эти модели и анализируя размещение геологических формаций и особенности их состава и строения, с учетом комплекса геодинамических моделей, разработанных с позиций теории тектоники плит, можно представить следующую модель эволюции Южного Урала (рис. 12).

Структуры Южного Урала рассматриваются как результат раскрытия палео-Азиатского океана и расположенного в его западной части Тагило-Магнитогорского окраинного моря в рифее и раннем палеозое и последующего их закрытия, начиная с раннего девона и кончая средним карбоном. Закрытие большого и малого океанических бассейнов произошло в результате столкновения Урало-Тобольского (Мугоджарского) микроконтинента с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента с образованием Сакмарского, Кракинского и других покровов и Магнитогорской надвиговой зоны, а затем столкновения и спаивания образовавшегося Уральского орогена с Казахстанским континентом в позднем палеозое. Последнее сопровождалось образованием сутурной шовной зоны в районе Тургайского прогиба. При продолжающемся сдвигении сталкивающихся континентальных литосферных плит произошло усложнение складчато-надвиговой структуры Урала и формирование Предуральского передового прогиба.

Палео-Азиатский океан, разделявший Восточно-Европейский, Сибирский, Китайско-Корейский континенты, раскрывался на протяжении венда и раннего кембрия. Он находился в тропической зоне и был ориентирован в субмеридиональном направлении.

В ордовике в результате функционирования крутопадающей зоны субдукции со стороны палео-Азиатского океана от Восточно-Европейского континента был отторгнут сегмент континентальной коры—Урало-Тобольский (Мугоджарский) микроконтинент и началось раскрытие Тагило-Магнитогорского спредингового окраинного моря, которое продолжалось до среднего девона. При раскрытии на дне моря происходило внедрение экструзий дацитилипаритового состава, а в краевой части моря, на склоне Урало-

Тобольского микроконтинента — кварц-диоритово-плагиогранитных интрузий. В это же время к востоку от микроконтинента происходило постепенное закрытие палео-Азиатского океана с поддвиганием океанической плиты под восточную окраину микроконтинента. Еще далее к востоку Кокчетавский, Улутауский, Муонкум-

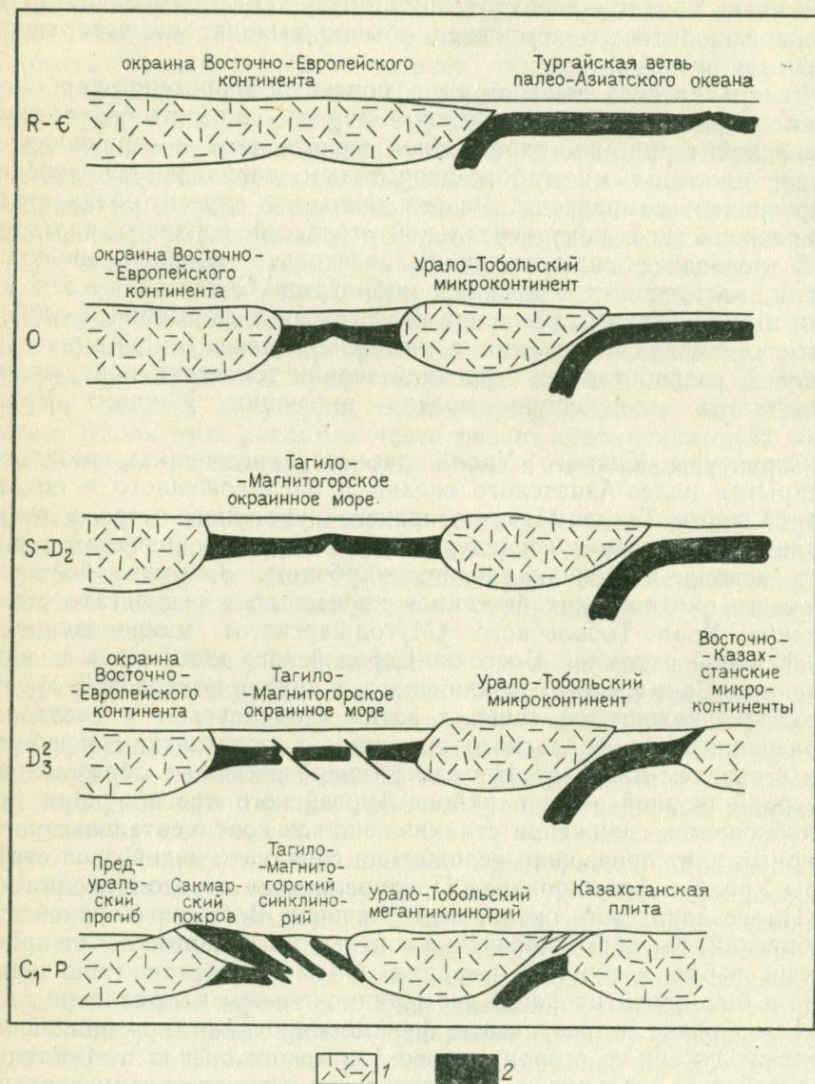


Рис. 12. Схема тектонической эволюции земной коры Южного Урала

R-€ и O — раскрытие спредингового окраинного моря при крутой субдукции под пассивную окраину континента, S-D₂ — максимальное раскрытие окраинного моря, D₃² — начало раскола и сучивания коры дна окраинного моря, C₁-P — закрытие окраинного моря, столкновение микроконтинента с пассивной окраиной континента, формирование покровов и шарьяжей, закрытие ветви океана при столкновении с Казахской плитой. 1 — континентальная кора, 2 — океаническая кора

ский и другие микроконтиненты в результате столкновения между собой и закрытия соответствующих морей спаялись в единую Казахстанскую мегаплиту.

Офиолитовый комплекс, сформированный на дне Тагило-Магнитогорского окраинного моря, имеет черты сходства с океанической корой современных срединноокеанических хребтов. Однако он имеет и черты различия, подмеченные Дж. Дьюи и Дж. Бердом еще в 1971 г. Они отличаются присутствием вулканитов андезитового состава. С базальтовыми и андезито-базальтовыми вулканитами, развитыми на большом протяжении на морском дне, было связано возникновение и функционирование гидротермальных систем, обусловивших образование стратиформных медных и медно-цинковых колчеданных месторождений Медного пояса Урала.

В течение девона, видимо, при выполаживании зоны поддвига и субдукции со стороны палео-Азиатского океана, начинается сжатие и закрытие окраинного моря, утоненная океаническая кора вместе с перекрывающимися осадками раскалывается на несколько литосферных пластин и начинает надвигаться к западу на кору западной половины окраинного моря и пассивную окраину Восточно-Европейского континента. Формируются Сакмарский, Кракинский и другие покровы, а перед их фронтом — олистостромы шандинской свиты. В этот период происходит тектоническое становление офиолитового комплекса и заключенных в нем месторождений. Степень метаморфизма продуктивных вулканогенных толщ и заключенных в них колчеданных месторождений зависит от расстояния их от надвиговых разломов.

В позднем девоне и раннем карбоне в результате поддвига океанической плиты под Урало-Тобольский микроконтинент с востока на нем эпизодически проявляется интрузивный магматизм, формируются гранито-гнейсовые купола — «гранитная линия» Урала. Процесс сдвижения и формирования покровов происходил, видимо, в условиях неглубокого моря и в последующем на склонах островодужного микроконтинента накапливались карбонатные, терригенно-карбонатные, а с восточными местами — угленосные отложения.

В среднем карбоне к Восточно-Европейскому континенту вместе с приключенным к нему Уральским орогеном приблизилась Казахстанская мегаплита и произошло столкновение этих континентов. Перед столкновением на активной окраине Казахстанской мегаплиты (или на островной энсиматической дуге, приключившейся к ее окраине) в связи с субдукцией и известково-щелочным магматизмом в Валерьяновской структурно-формационной зоне формировались богатые скарновые железорудные, а также медно-порфировые месторождения. Сутурная зона между Восточно-Европейским континентом и Казахстанской мегаплитой, видимо, проходит в пределах Притобольской зоны, где развиты многочисленные разломы, а вдоль них клинья гипербазитов. Перед столкновением западная окраина Казахстанского континента стала активной и в пределах Валерьяновской зоны произошло накопле-

ние мощных вулканогенных и терригенно-карбонатных толщ и внедрение интрузий сарбайско-соколовского комплекса.

Рудные формации офиолитового комплекса формировались при спрединге океанического дна, который проявляется или в срединноокеанических хребтах, или в спрединговых окраинных морях. Базальтовые и андезито-базальтовые формации образовались при излиянии на океаническое или морское дно через рифтовую трещину. Гипербазитовые формации образовались на глубине вблизи рифтовых трещин при преобразовании остаточного астеносферного перидотитового вещества. В это время возникли скопления хромитов. Офиолитовый комплекс перекрывался кремнисто-глинистыми отложениями, местами обогащенными марганцем. Однако процесс образования — это только первый этап в жизни офиолитовых формаций. Через определенный период в десятки или первые сотни миллионов лет происходит их тектоническое становление: они включаются в состав аккреционно-субдукционных призм островных дуг, микроконтинентов или активных окраин континентов и вместе с ними или при закрытии окраинных морей надвигаются на пассивные окраины континентов. Таким образом все эти отложения в конечном виде являются аллохтонными, подвергавшимися в той или иной степени деформациям, метаморфизму, расчленению и перемещению на значительные расстояния в процессе тектонического становления.

По нашему мнению, отказ от представления о связи офиолитов с глубинными разломами и признание кумулятивной природы сегрегации рудных компонентов могут способствовать лучшему пониманию характера размещения рудных тел, содержащих хромиты, титаномагнетиты и другие компоненты, на глубоких горизонтах Урала и других рудных районов.

В последние годы, в связи с открытием современных колчеданных месторождений на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Галапагосском рифте и хр. Хуан-де-Фука, выяснен генезис колчеданных медно-цинковых месторождений, связанных с базальтовыми лавами быстро расширяющихся центров океанического или морского дна, и теперь уральские колчеданные месторождения можно сравнивать не только с кипрскими, но и с указанными месторождениями.

Рудные формации, связанные с интрузивными формациями известково-щелочного ряда (кварцево-диорит-плагиогранитная вплоть до габбро-диабазовой), имеют возраст от позднего силура до позднего девона, видимо, связаны с развитием основных вулканогенных формаций и проявлялись в краевых, реже средних, частях окраинного спредингового моря. Внедрение этих интрузий в карбонатные и вулканогенные толщи приводило к возникновению скарново-магнетитовых (с медью, кобальтом и иногда молибденом) месторождений, а также гидротермальных систем, способствующих образованию гидротермальных кварцево-жильных (иногда с заметными концентрациями шеедита) месторождений.

Осадочные бокситоносные формации более характерны для северных районов Урала. Латеритное накопление бокситов на карбонатных осадках и при перемыве в прибрежно-терригенных отложениях происходило, очевидно, на склонах Урало-Тобольского микроконтинента, когда последний находился в тропическом поясе. Интенсивные деформации бокситоносных формаций и их крутой угол наклона были вызваны тектоническим становлением при столкновении микроконтинента с пассивной окраиной Русской плиты.

Рудные формации, связанные с позднеорогенными гранитоидными формациями, имеющие возраст от среднего карбона до перми, и сопровождающие их вольфрамовая, медная и полиметаллическая минерализация были, вероятно, сформированы при субдукции океанической коры с восточной стороны под Урало-Тобольский микроконтинент при столкновении его с Казахской мегаплитой и продолжающемся сжатии континентальной коры.

Зайсанская складчатая система. 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 и под покровом Кулундинской впадины, где меняет простирание на северо-восточное, далее выходит на поверхность, образуя Колывань-Томскую герцинскую зону.

В пределах описываемой 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 системы по сути дела не учитывает горизонтальные движения и основана на фиксизмском 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 складчатой системы с общепринятой моделью геосинклинального процесса уже отмечалось некоторыми исследователями. В частности, Н. А. Севрюгиным установлено, что Калба-Чингизский глубинный разлом круто падает к юго-западу; он связывает это с надвиганием каледонид Чингиза на герциниды Калбы. По В. П. Нехорошеву, Алтай надвигался на Калбу, и одной из основных причин глыбовых смещений, создавших палеозойские структуры Алтая, можно считать надвигание Сибирской платформы на прилегающие к ней складчатые зоны.

В раннем палеозое в области, где происходило формирование казахстанских складчатых структур (по палеомагнитным данным это было в низких широтах), существовали три основных литосферных палеоплиты — Сибирская, объединяющая Сибирскую платформу и причлененные к ней каледонские образования, Восточно-Европейская и Казахстанская, включающая каледониды Казахстана и байкалиды Уват-Ханты-Мансийского срединного массива, перекрытые мезо-кайнозойским покровом Западно-Сибирской низменности. С позиций теории тектоники плит описываемая складчатая система располагалась в сложной геотектонической обстановке сочленения двух литосферных плит — Сибирской и Казахстанской.

Относительное перемещение Восточно-Европейской и Сибирской платформ в течение палеозоя доказано П. Н. Кропоткиным на основе палеомагнитных данных. Д. И. Мусатов (1973 г.), 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 одновозрастных магнитных полюсов, вычисленных по коррелируемым толщам разных регионов представляются крупные горизонтальные перемещения литосферных плит. Он оценивает амплитуду горизонтальных перемещений Западно-Сибирской и Сибирской литосферных плит в 600—900 км.

Для геологического строения Зайсанской складчатой системы характерна неодинаковая мобильность отдельных частей в период ее развития. Выделяется два ореола 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. 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.

В пределах Зайсанской складчатой системы можно выделить следующие основные формации: кремнисто-спилит-диабазовые, терригенно-известняковая, граувакковая, кварцевых кератофиров, флишоидная и флишоидная с туффитами, флишевая, андезитотерригенная («островная»), андезито-базальтовая терригенная, известняково-кремнисто-базальтовая, наземная морская угленосная, трахибазальтовая и трахиандезитовая, молассовая.

Из рассмотрения указанных формаций и геотектонических обстановок их формирования, 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 располагаются формации, характерные для современных активных окраин континентов, островных дуг, глубоководных желобов

и окраинных морей (кварцевых кератофиров, андезитовая терригенная, андезито-базальтовая терригенная и т. п.), а в центральной части системы выходят формации срединноокеанического хребта и абиссальных 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. Гипербазиты современных океанических хребтов сходны с гипербазитами древних эвгеосинклинальных зон. Данные об условиях залегания и вещественном составе пород позволяют предполагать, что гипербазиты Чарского антиклинория представляют океаническую кору древнего океанического хребта.

В пределах Зайсанской складчатой системы, видимо, находятся не одна, а несколько надвинутых пластин океанической коры, к которым кроме чарских гипербазитов следует относить Маркакульский габбро-диабазовый и Прииртышский офиолитоподобный пояса. Первый из них протягивается параллельно Северо-Восточной, а вторая — 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, а с другой — породы островной дуги или активной окраины континента. Кроме того, породы, слагающие оба пояса, имеют основной состав с подчиненным количеством ультраосновных пород. Подобные пояса распространения основных и ультраосновных пород представляют собой индикаторы положения шовных зон, реликты океанических бассейнов.

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

Каледонский орогенез завершился образованием Казахстанского континента, а Сибирская платформа в то же время значительно увеличилась в своих размерах за счет приращения 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 срединноокеанический хребет. Окраины обоих континентов в это время представляли собой пассивные окраины 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 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 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 андезитово-терригенную «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 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, является результатом размытия вулканокластических толщ, а островная дуга (микроконтинент) находилась на территории Рудного Алтая, так как именно в Рудном Алтае отмечено проявление вулканизма «островного» типа. Продуктами проявления вулканизма в Рудно-Алтайской зоне являются в основном лавы андезито-дацитового состава, объединенные в андезитово-терригенную островную формацию.

Вулканическая деятельность протекала как в подводных, так и в субаэральных условиях. В окраинном море формировались породы флишеидной 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 гранита (калбинские граниты) свидетельствуют о вероятном расположении древней зоны поглощения литосферы на границе Рудного Алтая и Калбы.

Центральная часть океанического бассейна — срединноокеанический хребет (Западно-Калбинская зона) — в течение всего раннего и среднего девона оставалась местом образования океанической литосферы. Ее магматизм выразился в подводном излиянии лав основного состава (кремнисто-спилит-диабазовая формация). Под хребтом источникная мантия дала начало образованию пластовых тел гипербазитов.

Стадия сжатия Зайсанской ветви палео-Азиатского океана (активное сокращение океанического бассейна) началась с позднего девона. Относительно быстрое сокращение площади океанического бассейна ведет к поглощению литосферы в Жарма-Саурской зоне. В процессе сближения Казахской и Сибирской литосферных плит островные дуги Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской зон приключаются 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 субдукции) в виде поясов метаморфизованных основных и ультраосновных пород (Чарский, Прииртышский и Маркакульский пояса).

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 вулканы и осадочные отложения. Руды характеризуются присутствием халькофильных металлов (медь, свинец, цинк), железа и некоторых других, наблюдаются ореолы гидротермальных изменений (серицитизация, окварцевание), а также пиритизация вулканогенных и субвулканических пород. Характерно 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 стадию столкновения Казахской и Сибирской плит. Тектонические напряжения, вызванные этим процессом, привели в мобильное состояние поровые воды осадочных горных пород, которые являлись, очевидно, источниками гидротермальных металлосодержащих растворов. Они обусловили также региональный метаморфизм пестрых по

составу осадочных и вулканогенных толщ, приведших 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.

Восточный Казахстан — располагающаяся к юго-западу от Зайсанской складчатой системы территория Казахстанского мелкосопочника — представляет собой позднепалеозойский каркасный ороген — Казахстанскую мегаплиту. Последняя образовалась из серии мезоплит — микроконтинентов и островных дуг, развивавшихся в венде — кембрии и столкнувшихся в ордовике и силуре. В числе мезоплит составляющих мегаплиту можно выделить Кокчетав-Улутау-Муонкумы-Северо-Тяньшанский континент или ряд микроконтинентов, Балхашскую, Чингизскую, Баяноульскую, Рудно-Алтайскую мезоплиты и др. Эволюция остальных мезоплит и шовных зон Восточного Казахстана с позиций теории тектоники плит еще до конца не расшифрована.

Можно предполагать, что девонский Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс образовался в конечный этап столкновения мезоплит, а Северо-Балхашский позднекаменноугольно-пермский вулканогенный пояс и сопряженные с ним структурно-формационные зоны («наложенная» Джунгаро-Балхашская геосинклиналь) принадлежит активной окраине андийского типа Евразийской плиты, т. е. огромной мегаплиты, возникшей в конце раннего карбона после закрытия палео-Азиатского океана. Активная окраина этой мегаплиты на участке Южного Казахстана развивалась, видимо, в результате субдукции под нее силуро-девонской океанической коры Тургайской ветви океана, прослеживавшейся через Кызылкумы и южную часть Ферганской впадины в систему хребтов Кокшаала. При такой трактовке находит объяснение широтная зональность в размещении средне-позднепалеозойских эндогенных месторождений полезных ископаемых (с юга на север в глубь окраины континента): жильные медные месторождения Кандыктасских гор, медно-порфировые и гидротермальные медистые песчаники Северного Прибалхашья и Джезказгана.

Среднеазиатский сектор Урало-Монгольского пояса расположен на стыке со структурами Тетиса. Его эволюция определялась наращиванием в силуро-девоне океанической коры, т. е. формированием океанической литосферной плиты Тургая — Северных Кызылкумов — Ферганской депрессии и последующим ее раскалыванием и надвиганием в среднем карбоне на север в районе Каратау на Улутау-Чу-Муонкумский микроконтинент и на юг на Таримскую плиту. Почти одновременно в среднем карбоне произошло закрытие окраинного (вернее останцового моря — реликта океана) моря, располагавшегося к югу от Кызылкумо-Алайского микроконтинента с образованием надвиговых зон и покровов северной вергенции. После приращения Гиссарского микроконтин-

нента в позднем карбоне южная окраина Евразийской плиты оставалась активной, под нее поглощалась океаническая кора северной ветви Тетиса. В Кызылкумо-Алайско-Кокшаальской зоне покровы подверглись дополнительным деформациям и превратились в шарьяжи. Складчатость и крутопадающие разломы проявились в образовании сложных син- и антиформных структур с нарушенными стратиграфическими взаимоотношениями — син-клиналоидов и антиклиналоидов (по Г. С. Поршнякову).

Расшифровка глубинного строения Кызылкумо-Алайско-Кокшаальского пояса шарьяжей будет иметь большое значение для повышения эффективности геологоразведочных работ на ртуть, сурьму, олово и других полезных ископаемых.

Кавказ. Эволюция Кавказа рассматривается как результат взаимодействия Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской континентальных плит и океанической плиты Тетиса, а также серии мезоплит и микроплит — микроконтинентов (Украинский, Большого Кавказа, Дзирульский, Иранский). В раннем палеозое к югу от южной пассивной окраины Восточно-Европейского континента находились микроконтиненты — Украинский и Большого Кавказа, между которыми раскрывалось предкавказское окраинное море. Закрытие этого моря в результате столкновения указанных микроконтинентов произошло в среднем девоне и сопровождалось образованием надвиговой зоны Передового хребта и тектоническим становлением офиолитового комплекса и связанных с этим комплексом Худесского колчеданного и других месторождений. В пермское время Большой Кавказ являлся активной окраиной Евразийского континента, на которой формировались терригенные толщи и внедрялись интрузии гранит-порфиров.

В позднем триасе в районе Предкавказья в результате спрединга снова на короткий период возникает окраинное море — Таврическое. Оно закрывается в начале юры (таврический комплекс). В это же время в нео-Тетисе между материком и Дзирульским микроконтинентом раскрывается окраинное море южного склона Большого Кавказа. Его закрытие при столкновении Дзирульского микроконтинента с окраиной материка произошло в поздней юре — раннем мелу. В юре в нео-Тетисе перед Иранским микроконтинентом образовалась островная дуга Малого Кавказа. Ее приращение к Иранскому микроконтиненту в раннем мелу сопровождалось закрытием соответствующего окраинного моря и тектоническим становлением севано-акеринских офиолитов.

Кайнозойская эволюция Кавказского орогена происходила в обстановке сближения и столкновения двух плит с континентальной корой и поглощения третьей океанической плиты — плиты Тетиса (кавказский тип столкновения континентов). С началом столкновения активные окраины Восточно-Европейского и Африкано-Аравийского континента становятся аренами наземного вулканизма и связанных с ним субвулканических процессов.

Северо-Восток СССР. К числу крупных структурных элементов региона относятся Верхояно-Колымская и Южно-Ануйская склад-

чатая системы, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, надвиговые пояса Сетте-Дабана, Тайгоносской зоны и Корякского нагорья, неоген-антропогенный вулканический пояс Камчатки, Курильская островная дуга и глубоководный желоб.

Л. М. Парфеновым, К. Фудзитой и Ю. В. Архиповым к востоку от Сибирской платформы (мегаплиты) выделяются: Колымская, Чукотско-Северо-Аляскинская, Охотская и Камчатская мезоплиты. Иногда выделяют Ново-Сибирскую (Гиперборейскую), Хрома и Коктуйскую мезоплиты, а Колымскую разделяют на Приколымский блок и Омолонскую плиту. Мезоплиты от Сибирской плиты и между собой разделены сутурными складчатыми зонами, для которых характерно развитие глубоководных осадков, интенсивной складчатости, надвиговых поясов, метаморфизма и интрузий.

Эволюция региона до среднего палеозоя изучена недостаточно. К пермскому времени относят столкновение Коктуйской плиты с Сибирской плитой с образованием надвигового пояса Сетте-Дабана. В это же время закладывается зона субдукции под Чукотско-Северо-Аляскинскую плиту с юга. На пассивной окраине Сибирской мегаплиты в течение карбона—юры накапливалась мощная песчано-глинистая толща верхоянского комплекса. В течение юры Чукотско-Северо-Аляскинская плита была отторгнута от Североамериканской мегаплиты и дрейфовала вместе с Приколымским блоком и Омолонской плитой к Сибирской мегаплите. В юрское время моря, разделявшие Сибирскую, Приколымскую, Омолонскую и Чукотско-Северо-Аляскинскую плиты, стали закрываться, на месте современного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса развивалась Удско-Мургальская островная дуга. Завершение закрытия окраинных морей и столкновений плит с образованием Верхояно-Колымской и Южно-Ануйской складчатых систем произошло в меловое время. В Верхояно-Колымской складчатой системе внедрялись коллизионные оловоносные граниты. В начале мела произошло приращение Удско-Мургальской дуги к матерiku и заложение на значительном протяжении падающей на запад зоны поглощения океанической плиты Кула под активную окраину Евразийской мегаплиты с образованием в позднем мелу — палеогене Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса. В палеогене изменилось направление движения плиты Кула и при продолжающейся субдукции (со стороны Тихого океана) в неогене формировались линейные надвиговые офиолитовые пояса Корякского нагорья, осложнились структуры Охотской плиты и началось раскрытие Японского моря с отторжением от окраины материка Японского микроконтинента. В конце неогена произошла еще одна перестройка падающей на запад зоны субдукции под Камчатку, она сместилась к востоку (современное положение). Глубоководный желоб, прослеживающийся вдоль Камчатки, Алеутской, Курильской и Японской островных дуг является местом погружения Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. Проявления сейсмичности и вулканизма свидетельствуют о продолжающемся поглощении Тихоокеанской мегаплиты.

ЧАСТЬ II

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мобилистская теория тектоники литосферных плит и созданные на основе ее принципов геодинамические модели основных типов структурных элементов земной коры позволяют по-новому, с учетом роли значительных горизонтальных тектонических движений, рассмотреть строение и эволюцию важнейших рудных и нефтегазоносных провинций и районов, лучше понять условия формирования и закономерности размещения полезных ископаемых. Охарактеризованные в первой части геодинамические модели существенно уточняют слабо разработанные с фиксистских позиций региональные поисковые критерии, представления о геотектонических обстановках, в которых происходят формирование скоплений полезных ископаемых, их последующие ремобилизация и переотложение, а также условия, при которых месторождения, образовавшиеся в коре океанического и переходного типа, подвергаются при включении их в континентальную кору последующим тектоническим деформациям выводятся на дневную поверхность.

Знание условий формирования месторождений во многом зависит от анализа закономерностей размещения различных промышленно-генетических типов в зависимости от геологического строения и развития определенных структур земной коры, от правильного объяснения этих закономерностей.

Для некоторых видов полезных ископаемых и их промышленно-генетических типов месторождений условия формирования можно считать в достаточной степени выясненными и прогнозирование, поиски и разведка их становятся сравнительно простым делом. К ним можно отнести месторождения углей, каолиновых глин, строительных материалов и некоторых других. Проблема генезиса таких месторождений решена.

Однако для подавляющего большинства полезных ископаемых генезис их месторождений выяснен недостаточно. Одна из главных причин этого — застой в развитии геотектонической теории. И до сих пор тектонические поисковые критерии остаются наиболее слабо разработанными. Это, естественно, не позволяло полностью изучить условия 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 тектоники литосферных плит и созданием геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры такие возможности появились. Установлено, что месторождения одного и того же промышленно-генетического типа могли фор-

мироваться в различных тектонических обстановках. Например, медно-порфировые месторождения, образующиеся на островных дугах, обогащены золотом, а на активных окраинах континентов — молибденом. По-новому расшифровывается генезис многих тел термальных и метаморфогенных месторождений, залегающих в областях покровно-шарьяжного строения, которые, как показывают исследования последних лет, широко развиты в складчатых поясах.

Однако кроме определения геотектонических критериев, модели теории тектоники плит позволяют уточнить магматические и другие поисковые критерии. Так, для интрузивных комплексов стало возможным установление субдукционного или коллизионного их происхождения, места и причин выплавки магм.

В первой части книги, при анализе геотектонических обстановок широко использовался актуалистический метод исследований. Не меньшее значение этот метод имеет и 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, давно уже привлекают пристальное внимание. Теперь, когда для этих обстановок представляется возможность дать более достоверные, чем прежде, геотектонические интерпретации, интерес к ним должен еще более повыситься. К таким геодинамическим обстановкам и процессам относятся в первую очередь проявление вулканизма 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 смещения по трансформным разломам типа рифт—зона субдукции (геотермальные системы Алжира, Италии, о-ва Челекен и др.).

В последние годы с большим интересом исследуются геодинамические обстановки, соответствующие с позиций геосинклинальной концепции ранним стадиям развития земной коры. Это условия, в которых происходят формирование океанической коры и начальные стадии развития континентальной коры. Большое значение для 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 срединноокеанических хребтов в Атлантическом и Тихом океанах.

В 1977 г. автор, присоединяясь к прогнозам других исследователей, предполагал, что 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. Это предсказание оправдилось скорее, чем можно было бы ожидать. В феврале 1978 г. в журнале «Nature» было опубликовано сообщение об открытии медно-цинкового колчеданного оруденения на Восточно-Тихоокеанском поднятии. В 1979—1981 гг. гидротермальные поля с колчеданными залежами были открыты на Галапагосском рифте и в непосредственной близости от побережья США в хр. Хуан-де-Фука. К концу 1982 г. число выявленных гидротермальных полей в срединноокеанических хребтах достигло 80. Эти открытия подтвердили правильность положений теории тектоники литосферных плит и доказали необходимость ее применения при прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых.

При анализе условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых большое внимание должно уделяться кайнозойским, а иногда и мезозойским структурам и месторождениям. Только после разработки моделей и опробирования их при анализе сравнительно молодых образований можно уверенно переинтерпретировать условия 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 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. Поэтому необходимо учитывать специфику вещественного состава и условий формирования месторождений полезных ископаемых архейского и протерозойского возраста.

ГЛАВА 7

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Анализ карты месторождений полезных ископаемых мира, сводных работ, содержащих описание строения наиболее изученных месторождений, работ с минерагеническими моделями (с учетом геодинамических моделей), а также новых мобилистских интерпретаций эволюции основных рудных провинций, позволил установить определенные закономерности размещения месторождений важнейших промышленно-генетических типов в основных структурных элементах земной коры и в определенных типах их структурно-формационных зон (табл. 7).

**Геотектоническая классификация месторождений полезных ископаемых
(по основным типам структурных элементов земной коры)**

Основные типы структурных элемен- тов земной коры	Структурно-формационные и структурно-металлогени- ческие зоны	Рудные формации и про- мышленно-генетические типы месторождений полезных ископаемых	Эталонные месторождения кайнозойского и мезозой- ского возраста	Примеры месторождений полезных ископаемых в древних орогенах
Зоны тектоно-маг- матической акти- визации предриф- товой стадии	Зоны кимберлитовых тру- бок. Ультрабазито-щелоч- ные интрузии с карбо- натитами	Алмазоносные кимбер- литы	ЮАР	Сибирская платформа
		Апатито-магнетитовые с флогопитом, вермику- литом, флюоритом		Ковдорское (Кольский полуостров)
		Карбонатитовые ниобие- вые с редкими землями, торием, ураном, иногда молибденом и медью	Чилва (Малави), Ока (Канада)	Пилбара (ЮАР)
	Лополитовые интрузии нефелиновых сиенитов	Апатитоносные залежи с нефелином, редкими землями		Хибины (Кольский полу- остров)
	Зоны интрузий щелоч- ных гранитов	Оловоносные грейзены и гидротермальные жилы с ниобием, танталом и вольфрамом	Плато Джос (Нигерия)	Рондония (Бразилия)
Рифтовые зоны континентов	Покровы траппов	Гидротермальные жилы и гнезда исландского шпата		Восточная Сибирь

	Базито-ультрабазитовые интрузии расслоенные	Хромито-никелевые с платиноидами и медью		Бушвельдский комплекс (ЮАР), Великая дайка (Зимбабве)
		Медно-никелевые магматические	Норильский район	Печенгский и Аларечинский районы (Кольский полуостров)
Межматериковые рифты	Осевая зона рифта	Рассолы и металлоносные осадки с медью, цинком, серебром и др.	Глубоководные впадины Красного моря	
Пассивные окраины континентов и авлакогены	Шельф, континентальный склон и подножие	Нефти и газа	Мексиканский залив, Бразилия, Ангола	Волго-Уральская провинция
		Паралические бассейны углей		Донбас
	Шельф и континентальный склон	Свинцово-цинковые в карбонатных отложениях	Южные Альпы	Миргалимсай, Ачисай, Сардана (СССР), месторождения долины Миссисипи (США)
Авлакогены	Прибрежная часть шельфа	Баритовые и флюоритовые в карбонатных толщах	Пакистан	Бирма
		Прибрежно-морские россыпи алмазов	Богенфельс, Людерик (Замбия)	
		Прибрежно-морские россыпи титана	Страдборк, Байрон-бей (Австралия)	
		Прибрежно-морские россыпи монацита	Траванкур-Кочин (Индия)	

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	Шельф и континентальный склон	Пластовых фосфоритов в кремнисто-карбонатных толщах	Марокко	Каратау (СССР), Хубсугул (МНР)
	Шельф	Медистых сланцев	Минерализация в аптских отложениях (Ангола)	Медные пояса Африки
	Шельф и континентальный склон	Железистых кварцитов		Кривой Рог, КМА (СССР)
		Золотоносных конгломератов		Витватерсранд (ЮАР), Жакобина (Бразилия)
		Ураноносных конгломератов		Блайнд Ривер (Канада)
		Свинца, цинка и меди в терригенных отложениях		Сулливан (Канада), Маунт-Айза, Хилтон (Австралия)
		Жилообразные урановые залежи, иногда с золотом, вблизи поверхностей несогласия		Джибилука, Набарлек (Австралия), Релейнс, Сноудрифт (Канада)
Абиссальные впадины		Железо-марганцевые конкреции с медью, никелем и кобальтом	Обширные площади в Тихом океане	

Срединноокеанические хребты и спрединговые окраинные моря	«Истошенная» верхняя мантия	Хромитов (металлургические и огнеупорные)	Образование первичных скоплений. Завершение формирования месторождений в зонах тектонического становления — в зонах обдукции	
	Вблизи центральной рифтовой зоны	Медно-цинковые колчеданные в связи с базальтовыми лавами		
		Марганцевые пластовые залежи в кремнисто-эффузивных толщах слоя I		
Островные дуги энсиматические	Средняя и поздняя стадии развития	Медно-порфировые с золотом	Пангуна (о-в Бугенвиль)	
		Золото-теллуrowые и золото-кварцевые в андезитах и диоритах	О-ва Фиджи	
		Латеритные бокситовые	О-в Реннел	
Микроконтиненты (энсиалическая островная дуга)	На склоне к окраинному морю	Полиметаллические колчеданные типа Куроко	Усинотай, Мотоями, Ханаока (Япония)	Рудный Алтай, Северное Прибайкалье, Анакон-Ледридж (Батерст-Ньюкасл, Канада)
	Центральная часть дуги	Золото-серебряные с теллуридами	Кономаи, Титосе, Кусикино, Такатама (Япония)	
		Самородной и пиритной серы	Мацуо, Хоробецу, Кусацусиране-Майн (Япония)	
		Ксенотермальные полиметаллические с оловом и вольфрамом	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
Активные окраины континентов кордильерского и андийского типа	Фронтальная магматическая дуга и прилегающая к ней аккреционная призма	Скарновые и вулканогенные магнетитовые	Эльгарробо, Эль-Тофо, Ромерал (Чили)	Конурад (Казахстан), Алмалык (Узбекистан), Эрентуин Обо (МНР) Кавказ, Забайкалье, Киргизия, Узбекистан
		Телетермальные ртутные	Нью-Альмаден, Нью-Идрия (США), Хуановелика (Перу)	
		Медно-золоторудные и серебряно-жилые	Тамая, Карризал Альто (Чили), Ченарсилло, Аркверос	
		Меднорудные типа «манто»	Буэна Эсперанца, Эль-Сальвадор (Чили)	
		Меднорудные турмалинизированные трубки брекчий	Турмалина, Диспутата (Чили)	
		Порфировые медные и медно-молибденовые	Чукикамата, Эль-Тениенте, Рио-Бланко (Чили), Минчикилли, Куахоне (Перу), Южная Аризона, Юта-Коппер, Бингем (США)	
		Медно-свинцово-цинково-жилые и контактово-метасоматические	Квирувилка, Касапалка (Перу), Матильда, Лаурани (Боливия), Ла-Конкордия, Фамантина (Аргентина), Тинтик, Парк-	

			Сити, Ледвилл, Гилмен (США)	
Тыльный надвиговой пояс	Тонкодисперсного золота с мышьяком, сурьмой и ртутью	Карлин, Кортес и др. (США)		
Межгорные и предгорные бассейны	Эпитермальных медистых песчаников	Коро-Коро (Боливия)	Джезказган (Казахстан), Удокан (Забайкалье)	
	Эпитермальные и гидрогенные урановые песчанникового типа с ванадием, медью и рением	Плато Колорадо: Амброзия-Лейк, Джепайл, Пагуати, Лисбон-Велли, Ураванский пояс, Шерли-Бейсин		
	Рассолы с бором, литием и вольфрамом			
Морской бассейн	Диagenетичные медистые сланцы			Мансфельд (ГДР), Силезия (ПНР)
Тыльная магматическая дуга	Кварцево-молибденовые с вольфрамом	Кляймакс, Юрад, Квеста (США)		
	Вольфрамо-оловянные	Чохла, Чикоте-Гранде, Вилоко (Боливия)		Восточный Казахстан
	Олово-серебряные грейзеновые и жилные	Потоси, Оруро, Ллаллагуа, Морококала (Боливия)		
Зоны столкновения островной дуги с континентом	На надвинутой островной дуге	Золото-серебряные с марганцем, медью и свинцом	Мороруб (Папуа — Новая Гвинея)	

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
	Шовная зона	Тектоническое становление месторождений, сформированных в океанической коре: хромитовых, медно-цинковых колчеданных и марганцевых		
	На активизированной пассивной окраине континента	Медно-порфировые с золотом	Маунт Фьюбилайн (Ок Теди) (Новая Гвинея)	
		Нефти и газа	Папуа — Новая Гвинея	
Зоны столкновения микроконтинента с континентом — надвиговые и шарьяжные зоны на месте закрывшихся спрединговых окраинных морей	На ранней стадии закрытия окраинного моря	Латеритные никель-кобальтовые	Новая Каледония	Южный Урал
	Верхние покровы и шарьяжи	Тектоническое становление крупных обдуктированных пластин молодой океанической коры с залежами хромитовых, медно-цинковых колчеданных руд	Новая Каледония	Хромитовые месторождения Южного Урала, колчеданные месторождения Урала
	Средние и нижние покровы и шарьяжные пластины, сложенные метаморфизованными породами континентального	Метаморфические секреционные кварцевые с мышьяком в терригенно-черносланцевых толщах		Узбекистан

подножия, склона и шельфа		Ртутные, сурьмяно-ртутные и сурьмяные поднадвиговые залежи и штокверки в карбонатных породах и листовниках		Южно-Ферганский пояс месторождений
		Оловорудные с вольфрамом грейзеновые и пегматитовые в надвиговых зонах коллизионных гранитов	Якутия (связанные с меловыми гранитами в породах верхоянского комплекса)	Уч-Кошкон (Киргизия), Малайзия (Главный оловоносный пояс)
		Кварцево-жильные «регенерированные» в вулканитах		Узбекистан
Зоны столкновения континент — континент (гималайский тип)	На активной окраине	Оловоносные граниты	Бедринатские граниты (Гималаи)	
	В шовной зоне	Тектоническое становление океанической коры с хромитовыми и медноцинковыми колчеданными залежами		
		Магнетитовые, тальковые, сидеритовые месторождения, образованные при метаморфизме пород офиолитового комплекса		

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
	На поддвигаемой пассивной окраине континента	Ураноносных гидрогенных песчаников	Сивалик (Индия)	
Зоны столкновения континент — континент (кавказский тип)	На активных окраинах	Скарновые молибдено-вольфрамовые	Тырныауз (Северный Кавказ)	
		Порфировые медно-молибденовые	Каджаран (Армения)	
	На поглощаемой плите с океанической корой	Вулканогенно-осадочные марганцевые	Чиатеры (Грузия)	
		Нефти и газа	Азербайджан	
		Угли		Кузнецкий угольный бассейн
Зоны трансформных разломов	В сквозьлитосферных разломах (сдвигах)	Сурьмы (сарылахский тип)	Якутия	

Ниже приводится описание тектонических обстановок формирования размещения месторождений полезных ископаемых: 1) предрифтовых и рифтовых, 2) пассивно-окраинных, 3) океанических, 4) субдукционных, 5) коллизионных и 6) зоны трансформных разломов.

Предрифтовые и рифтовые зоны

Предрифтовые и рифтовые тектонические обстановки характерны для срединных частей континентов, имеющих континентальную кору значительной мощности. Эти обстановки связаны с внутриплитными процессами тектоно-магматической активизации, затрагивающими орогены заверщенного развития и континентальную кору, сформированные в предшествующий орогенический цикл. Предрифтовые и рифтовые тектонические обстановки создаются в соответствующие (предрифтовую и рифтовую) стадии орогенического цикла. Для них характерно то, что они вызываются расколом (в предрифтовую стадию) и раздвижением частей континентальной мегаплиты в рифтовую стадию и подъемом мантийного астеносферного вещества по разломам, целиком раскалывающим литосферную мегаплиту.

К предрифтовым зонам относят интрузивные, реже эксплозивные и вулканические проявления, развитые вдоль отдельных, чаще скрытых внутрикоровых, но, видимо, сквозьлитосферных разломов. Такие разломы скорее всего могут быть унаследованными по трансформным разломам и шовным зонам, т. е. тоже по сквозьлитосферным структурам. Причины появления таких расколов литосферных мегаплит еще в достаточной степени не выяснены. Возможно, расколы вызываются напряжениями, возникающими при изломе мегаплит при значительных перемещениях по поверхности земного геоида. Магматическое астеносферное вещество, поднимаясь в континентальную земную кору по расколам, подвергается в той или иной степени контаминации, в основном ощелачиванию. В результате образуется ряд от эксплозивных трубок кимберлитов через кольцевые щелочно-ультрабазитовые интрузии и карбонатитовые лавы до крупных лополитообразных нефелиновых сиенитов и, возможно, до кольцеобразных интрузий щелочных гранитов.

С позиций фиксистских концепций проявления тектоно-магматической активизации на платформах, т. е. перечисленные выше разнообразные по составу интрузии и связанные с ними комплексы полезных ископаемых, довольно хорошо изучены. Теория тектоники литосферных плит вносит некоторые уточнения глубины заложения магнеподводящих разломов и источника магматических расплавов.

Как следует из табл. 7, к предрифтовым обстановкам, по мнению автора, относятся зоны кимберлитовых трубок и даек, часть из которых алмазоносны, зоны щелочно-ультрабазитовых интрузий с карбонатитами, содержащими специфические карбонатитовые

месторождения (апатитово-магнетитовые с вермикулитом и др.), ниобиевые и тантало-ниобиевые с редкими землями, ураном, торием и иногда молибденом и медью, крупные лополитообразные интрузии нефелиновых сиенитов с магматическими месторождениями апатита, нефелина и сопровождающих их компонентов (редкие земли, стронций и др.), и, наконец, зоны интрузий часто кольцевых кислых эффузивов и щелочных гранитов с оловом и редкими металлами.

Алмазоносные и кимберлитовые трубки, реже дайки известны на многих платформах и кристаллических щитах. Наиболее молодые алмазоносные кимберлитовые трубки мелового и юрского возраста широко распространены в Южной Африке, хотя там есть и трубки протерозойского возраста. К позднепалеозойским относятся алмазоносные кимберлиты Сибири.

О. Г. Сорохтин (1981 г.) предложил модель формирования алмазоносных кимберлитов, согласно которой расколы земной коры и внедряющееся астеносферное вещество должны пересекать древние шовные зоны в фундаменте — следы столкновения древних плит и пластин.

Кольцевые щелочно-ультрабазитовые интрузии с карбонатитами имеют широкое распространение на континентах. Интрузии характеризуются несколькими фазами внедрения с эволюцией состава от гипербазитов в центральной части через щелочно-гипербазитовые породы до щелочных сиенитов. С центральными и периферическими частями связаны тела карбонатитов, т. е. существенно карбонатных (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и сидеритовые) пород эндогенного происхождения.

Среди карбонатитовых месторождений выделяются два важных промышленно-генетических типа месторождений: 1) месторождения ниобия, содержащие в виде попутных компонентов тантал, редкие земли, радиоактивные элементы, иногда медь и молибден; к этой группе относятся ниобиевые и тантало-ниобиевые месторождения кайнозойского и позднемезозойского возраста Кайзерштуль (Рейнский грабен), Мрима (Кения), Нкумба Хилл (Замбия), Чилва и Канганпунде (Малава), Ока (Восточная Канада); их более древними аналогами являются Байррейра (Бразилия), Палабора (ЮАР), 2) месторождения апатита, магнетита, флюорита, флогопита, содержащие примеси редких металлов и редких земель.

Месторождения второй группы похожи на месторождения первой группы, но в них в меньших количествах присутствуют ценные редкие металлы. В этом случае практический интерес представляют скопления апатита, магнетита. Иногда среди карбонатитовых встречаются ценные месторождения плавленого шпата (флюорита) и флогопита с вермикулитом. К этой группе относятся кайнозойские и позднемезозойские месторождения Сукулу (Уганда), Дорова (Родезия) и Амба-Донгар (Индия); одним из палеоаналогов является месторождение Кольского полуострова.

Интрузии нефелиновых сиенитов, вероятно, родственны щелочно-ультрабазитовым кольцевым интрузиям с карбонатами. Они отличаются более крупными размерами внедрений щелочной магмы и более ограниченным набором скоплений полезных ископаемых. Хотя с этими интрузиями также связаны отдельные скопления, чаще непромышленные, редких земель и редких металлов, основными полезными ископаемыми являются магматические апатиты и в качестве попутного компонента нефелин. К месторождениям этого типа принадлежит Хибинское палеозойского возраста, потенциальными объектами являются интрузии Маймеча-Котуйской провинции.

Оловоносные щелочные граниты относятся, видимо, также к проявлениям внутриплитной активизации. Интересно, что молодые оловоносные граниты прорывают более древние гранитные интрузии. Возможно такие условия определили и состав корового внутриплитного магматизма и комплекс полезных ископаемых, связанных с этими гранитами (олово и сопутствующие тантал, ниобий, вольфрам). Эталоном месторождений данного типа являются месторождения плато Джос в Нигерии, а палеоаналогом — месторождение Рондония в Бразилии.

К рифтовым зонам относятся обычно крупные рифтовые системы, развитые на континентах в процессе начинающегося раздвижения частей крупной расколовшейся мегаплиты. Рифтовые системы состоят из ряда тройных сочленений типа рифт—рифт—рифт, соединенных между собой трансформными разломами (перемычками). В рифтовых зонах формируются крупные излияния базальтоидов (траппов) на поверхность, расслоенные (дифференцированные) базитовые интрузии, внедряющиеся в континентальную кору, в том числе в осадочные толщи покрова платформ. С грабен-горстовыми системами центральных частей рифтов связано накопление грубого кластического материала, а также осадков глубоководных озер.

Месторождения исландского шпата формировались в гидротермальных системах среди траппов. Лучшим актуалистическим примером являются месторождения Исландии, хотя тектоническая обстановка этого острова не вполне типична. Палеоаналогом шпатоносных трапповых районов является Сибирская провинция (Восточная Сибирь).

Месторождения драгоценных камней (рубинов и сапфиров), описанные Э. Митчеллом и М. Гарсоном [43], залегают в базальтоидных базальтах четвертичного возраста в Кампучии и Таиланде.

К рифтовым зонам приурочены крупнейшие по своим размерам расслоенные интрузии базит-ультрабазитового состава, которые вмещают месторождения платиноидов, хромитов и медно-никелевых руд. Среди них наиболее известными являются месторождения платиноидов и хромитов в Южной Африке, залегающие в Бушвельдском комплексе и в Великой дайке. Они относятся к позднепротерозойским образованиям. Еще более

древними по возрасту (порядка 2,7 млрд. лет) являются крупнейшие месторождения платиноидов в расслоенной базит-ультрабазитовой интрузии Стиллиутера (США), выявленные в 70-х годах. Во всех этих месторождениях высокие концентрации платиноидов связаны с прослоями медно-никелевой минерализации.

Однако иногда в расслоенных интрузиях медно-никелевые руды слагают крупные донные залежи и ассоциированные с ними зоны орудененных брекчий и жил. Такие месторождения относятся к медно-никелевым, платиноиды в них являются попутными компонентами [Сёдбери (Канада)] .

Межматериковые рифтовые зоны. На современной поверхности 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, представляющие большой интерес для объяснения генезиса ряда промышленно-генетических типов стратиформных месторождений.

В 1948 г. на дне Красного моря были установлены аномальные соленость и температура. Это привело к открытию трех впадин: Атлантик II, Дискавери и Чейн, металлоносные осадки и рассолы которых подверглись детальным исследованиям. Во впадине Атлантик II ярко окрашенные илы и осадки, обогащенные в своей верхней части железом и марганцем, под металлоносными горячими (с температурой до 56°) рассолами залегают на широких площадях (около 60 км²). 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, Суакин. В некоторых из этих впадин также установлены металлоносные отложения.

Эвапориты. В осадках Красного моря выделяются миоценовые эвапориты, представленные главным образом галитом и ангидритом. Видимо, для межматериковых рифтовых обстановок характерно накопление эвапоритовых толщ. 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, Абу-Аиз, Джебель-эль-Лусаз в Египте и месторождение Джибаль-Дайлан в Саудовской Аравии).

Пассивные окраины и авлакогены

Пассивные окраины континентов существуют в течение длительного периода в стадии раскрытия и зрелого океана в срединных частях гетерогенных литосферных мегаплит и мезоплит, т. е. в пере-

ходной зоне от океана к континенту или на стыке континентальной и океанической литосферы. Они возникают после рифтогенеза и раскола континентальной коры мегаплиты, и отодвигания частей этой мегаплиты вдоль двух ветвей рифтовых тройных сочленений. На одной из пассивных окраин, имеющей крупный залив, вдоль третьей недоразвившейся ветви рифта располагается авлакоген с долиной и дельтой крупной реки.

Главный геодинамический процесс на пассивной окраине континента — медленное прогибание, сопровождаемое накоплением терригенных и карбонатных толщ, расколом окраины по крутопадающим разломам, и пологим деформациям осадков вблизи этих разломов. Строение осадочных призм, накапливающихся на пассивных окраинах, на участках авлакогенов осложняется внедрениями базитовой магмы. Это происходит в ранние стадии развития, когда еще сохраняется тектоно-магматическая активность вдоль недоразвитой рифтовой трещины.

С пассивными окраинами континентов связаны крупнейшие скопления топливно-энергетических ресурсов. Еще на стадии межматерикового рифта, а затем в более длительную стадию раскрытия океана в шельфовых зонах, на континентальном склоне и у его подножия одновременно с терригенным и карбонатным материалом накапливаются значительные массы биогенного органического вещества. Особенно высокие концентрации этого вещества характерны для участков с затрудненным водообменом и в низких широтах. Наличие богатых нефтегазоматеринских толщ и гигантских месторождений нефти и газа — одна из важнейших особенностей пассивных окраин континентов.

Месторождения нефти и газа на пассивных окраинах вскрыты глубокими скважинами. Их примеры многочисленны. Это месторождения на атлантических окраинах США и Бразилии на Южноамериканской и Североамериканской плитах, Индии и Австралии в южной части Индо-Австралийской плиты.

В 1974 г. на основании геодинамического анализа строения и эволюции нефтегазоносных бассейнов Ближнего и Среднего Востока, а также Ливийской нефтеносной провинции автор пришел к выводу, что богатство этих провинций обязано геотектоническому (пассивно-окраинному) и палеоклиматическому факторам. Дополнительному обогащению углеводородами и образованию высокодебитных месторождений способствовал геодинамический фактор — горизонтальная и наклонная миграция углеводорода при процессах скупивания пластин континентальной коры [10].

Другим типом скоплений топливно-энергетических ресурсов на пассивных окраинах континентов являются угленосные бассейны паралического типа. Они образовались при захоронении в терригенно-карбонатных толщах растительного детрита, который привносился с континента реками или обильно накапливался при разрушении растительности прибрежных зон. Терригенно-карбонатные толщи более характерны для авлакогенов (например, угленосный бассейн Донбасса в Днепровско-До-

нецком авлакогене), паралические угленосные толщи — для лагун и шельфа, которые располагались в глубь материка от нефтегазоматеринских толщ.

Свинцово-цинковые месторождения («телетермальные») в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах (типа Миргалимская или долины р. Миссисипи) являются также важным промышленно-генетическим типом скоплений минерального сырья, характерным для пассивных окраин и авлакогенов. Кайнозойские месторождения данного типа в пределах мегаплит не выведены на поверхность. Однако среди мезозойских и особенно палеозойских отложений известен целый ряд крупных месторождений, приуроченных как к пассивным окраинам, так и к авлакогенам (см. табл. 7).

Источником свинца и цинка, очевидно, являются поровые воды в осадочных толщах, накопившихся на пассивной окраине. Когда мощность осадочных толщ достигает 3—5 км и более, начинается уплотнение осадков. Одновременно с нефте- и газообразованием углеводороды и поднефтеносные рассолы мигрируют вверх по крутопадающим разломам. Металлоносные рассолы, имеющие температуру 150—160°, достигая карбонатных горизонтов, вызывают доломитизацию и отлагают сульфиды свинца и цинка. Возникают обычно согласные пластовые залежи, обусловленные проницаемостью вмещающих толщ, однако на участках вертикальной миграции растворов образуются рудоносные штокверки.

Таким образом, вероятно, достаточно проявления процесса метаморфизма уплотнения в почти горизонтально залегающих толщах для перемещения и отложения металлов из гидротермальных рудоносных растворов. Однако можно предположить, что миграция рудоносных растворов может повторяться при метаморфизме осадков терригенно-карбонатных толщ в последующие стадии эволюции пассивных окраин и авлакогенов, например при надвигании на них островных дуг или микроконтинентов, т. е. при расколе и сучивании пластин континентальной коры, при образовании покровов и надвиговых зон.

В свинцово-цинковых месторождениях сульфиды сопровождаются жильными минералами, среди которых в значительных количествах присутствует барит и иногда флюорит (плавиковый шпат). Когда их скопления значительны, они имеют самостоятельное промышленное значение, т. е. являются месторождениями барита и флюорита.

С осадочными толщами пассивных окраин континентов ассоциированы скопления эвапоритов, фосфоритов и черных металлоносных сланцев.

Эвапориты на пассивных окраинах образуются на начальной стадии раскрытия океана, когда возникают условия для накопления солей, ангидритов и др. Иногда, видимо, в аридных зонах на отдельных участках окраины в отшнуровываемых от океана лагунах испарение морских вод может приводить к выпадению не только калийных, но и магниевых солей (бишофита). Такие ус-

ловия были в меловой период на окраинах Атлантического океана (Бразилия и Ангола).

Месторождения («геосинклинальных») фосфоритов среди терригенно-кремнисто-карбонатных толщ, видимо, формируются на континентальном склоне вблизи зон апвеллинга, т. е. мест подъема к поверхности глубинных океанических вод, содержащих повышенные концентрации растворенных фосфора и кремния. К эталонным месторождениям данного промышленно-генетического типа следует отнести месторождения Марокканского фосфоритоносного бассейна. Этот бассейн расположен на юго-западе страны и занимает площадь 400×100 км. Запасы руд этого бассейна оценены в 40 млрд. т. Пласты фосфоритов, иногда рыхлых, мощностью от 1 до 3 м залегают среди известняков, мергелей и кремней маастрихтского, палеоценового и раннеэоценового возраста.

Палеоаналогами скоплений фосфоритов данного типа являются фосфоритоносные бассейны Малого Каратау в Казахстане (месторождения Чулактау, Аксай, Джанатас, Кокджон и др.), где мощность фосфоритоносных пачек достигает 20—40 м, и фосфоритоносный бассейн Хубсугула (МНР). Фосфориты в толщах этих бассейнов накопились в кембрийский период на континентальных склонах пассивных окраин макроконтинентов в стадию раскрытия палео-Азиатского океана.

Черные металлоносные сланцы, видимо, образуются в соседней с фосфоритоносной структурно-формационной зоне — в зоне континентального подножия. Именно в ней, куда попадает только тонкий терригенный и органический материал, в ассоциации с кремнистым и алевролитовым веществом, образуются толщи, значительно обогащенные органическим материалом, а также ванадием, молибденом, ураном, рением, ртутью, сурьмой, золотом и другими редкими рассеянными элементами. Толщи черных металлоносных сланцев накапливают большие запасы перечисленных элементов и являются одним из важнейших источников веществ, мобилизуемых при последующих метаморфических, гидротермальных и других процессах. Именно за счет таких толщ в последующие стадии орогенического цикла формируются метаморфические месторождения золота в терригенно-черносланцевых толщах, а также «регенерированные» гидротермальные месторождения сурьмы и ртути, молибдена и урана, рения в кислых вулканогенно-осадочных толщах на активной окраине континента или в покровных и шарьяжных зонах столкновения микроконтинент—континент. Следует, однако, заметить, что континентальное подножие у пассивных окраин континентов и микроконтинентов, видимо, не единственная структурно-формационная зона, где могут накапливаться терригенно-черносланцевые толщи. Вполне вероятно, что условия накопления сходных по составу толщ могли быть в стадии межматерикового рифта, на начальных этапах образования аккреционной осадочной призмы пассивной окраины континента, затем в стадии раскрытия океана, в отдельных лагунах на шельфе

и даже на склонах срединноокеанических хребтов в океанах. Еще в 50-х годах на разные тектонические обстановки (с позиций геосинклинальной гипотезы), формирования черных сланцев обращал внимание М. Н. Альтгаузен.

Прибрежно-морские россыпи алмазов, титана в виде ильменита и рутила, циркона и монацита, содержащего редкие земли и радиоактивные элементы, также являются важными промышленно-генетическими типами месторождений перечисленных полезных ископаемых на пассивных окраинах континентов. К последним приурочены крупные месторождения морских прибрежных россыпей алмазов (Южная Африка), титана в Индии и Австралии, монацита в Индии (Траванкор) и др.

Медистые сланцы, образующие редкие в земной коре, но крупнейшие по запасам скопления богатых осадочных медных руд, видимо, являются специфическими промышленно-генетическими типами месторождений, характерных как для пассивных, так и для активных окраин континентов. Для месторождений этих типов обычны большая протяженность (сотни километров) и терригенно-карбонатный состав вмещающих толщ.

Первоначально предполагалось, что медистые сланцы формировались при участии гидротермальных растворов. Затем широкое признание получила гипотеза осадочного происхождения. В последнее десятилетие представления последней гипотезы уточнены. Считают, что медная и сопутствующая ей минерализация имеет диагенетическое и раннеэпигенетическое происхождение. Рудное вещество отлагалось из просачивающихся метеорных и метеорно-гидротермальных вод, мигрирующих из промываемого красноцветного фундамента в осадочный бассейн пассивной окраины. Возможно, важную роль играют горизонты эвапоритов, перекрывающих рудоносную нижнюю часть осадочной толщи, а также силлы базальтов. Не исключено участие в аридной зоне морских вод, которые могли поступать в осадочную призму пассивной окраины при колебаниях уровня океана (образование «сабхи»).

По мнению Э. Митчелла и М. Герсона [43], такие условия могли создаваться в недалеком геологическом прошлом на пассивной окраине Африканской плиты при раскрытии Атлантического океана в аптское время. Ван Эденом в 1978 г. описана медная минерализация в Анголе, прослеженная по простиранию на 400 км. Она обнаружена в переходных лагунно-континентальных отложениях над подстилающими раннеаптскими континентальными красноцветами, несогласно лежащими на докембрийском фундаменте. Возможно, как это предполагают и Э. Митчелл и М. Гарсон [43], палеоаналогом месторождений медистых сланцев, сформированных на пассивной окраине или в авлакогене, являются месторождения медных поясов Центральной Африки.

Медные пояса Центральной Африки имеют протяженность 700 км при ширине 20—80 км. Главный пояс прослеживается в северо-западном направлении через Замбию в южную часть Заира. Стратиформные медно-кобальтовые залежи Медного пояса вклю-

чают до 20 % запасов меди и до 70—80 % кобальта капиталистических и развивающихся стран. Пласты медистых сланцев залегают в базальных частях супергруппы Катанга системы Роан (620—480 млн. лет) залегающей несогласно на отложениях нижнего протерозоя. Нижняя часть системы Роан сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками, верхняя — доломитами и доломитовыми сланцами. Пласты медистых доломитовых сланцев залегают в основании разреза. При выклинивании нижних горизонтов, оруденение переходит в вышележащие базальные пачки, из нижних толщ Роана в верхние. В пределах Медного пояса находятся многие известные месторождения, меди: Кипуши, Руве, Коканда, Камото, Камбове, Мусона, Муфулира, Бвана-Мкубва, Чамбиши, Нкана, Роан-Антилоп и др. На отдельных участках пояса медные руды сопровождаются высокими концентрациями урана (месторождение Шинколобве). Все граниты в Медном поясе встречены в протерозойском фундаменте и являются более древними, чем система Роан. В самой системе Роан встречаются секущие силлы габбро и дайки габбро-диабазов.

В Замбии, кроме Главного Медного пояса, в 160—200 км к юго-западу параллельно ему от границ Анголы до Зимбабве на 700 км протягивается второй медный пояс с двумя десятками месторождений. Из них месторождение Каленгва разрабатывается. Геология этого пояса изучена слабо, но известно, что медистые сланцы также залегают в базальных частях супергруппы Катанга. В отличие от Главного Медного пояса, в рудах второго пояса содержание кобальта низкое, но они местами обогащены золотом.

Э. Митчелл и М. Гарсон [43] к пассивно-окраинной геодинамической обстановке относят медистые сланцы Мансфельда (ГДР) и Верхней Силезии (ПНР). Однако, по мнению автора, указанные месторождения Средней Европы сформировались на активной окраине континента.

Все вышеперечисленные промышленно-генетические типы месторождений характерны как для пассивных окраин, так и для их частей — авлакогенов. Однако в пределах авлакогенов могут возникать дополнительные благоприятные условия для формирования скоплений полезных ископаемых. Они связаны с внедрением в нижние части осадочных толщ силлов и даек основного состава, являющихся дополнительным источником халькофильных элементов (меди, цинка, свинца и др.).

Э. Митчелл и М. Гарсон [43] полагают, что горизонты битуминозных сланцев, обогащенных свинцом, цинком, медью и серебром (типа месторождения Сулливан) могли формироваться, как и медистые сланцы, диагенетично или эпигенетично в авлакогенах метеорно-гидротермальными водами. На примере месторождения Сулливан они считают, что подобное происхождение имеют протерозойские месторождения Маунт-Айза и Хилтон в Австралии и Гемсберг в ЮАР. Тонкие прослои (первые сантиметры) окварцованных туффитов в рудоносной толще месторождения Маунт-Айза являются одним из важных поисковых признаков орудене-

ния. Видимо, они свидетели вулканической деятельности в авлакогене, свидетели внедрения основной магмы — источника полиметаллов.

Для столь крупного структурного элемента, как пассивные окраины континентов, видимо, нужно особо рассматривать и возможности необратимой эволюции геодинамических процессов в ходе геологической истории и, не полагаясь на фанерозойские эталоны, определить, какие еще промышленно-генетические типы месторождений характерны для пассивных окраин континентов и микроконтинентов протерозойского возраста. К числу таких типов следует отнести раннепротерозойские месторождения железистых кварцитов, ураноносных и золото-урановых конгломератов, крупные жильные залежи урановых руд с никелем, кобальтом, иногда с золотом, связанные с несогласиями в протерозойских осадочных толщах.

Железистые кварциты представляют собой один из важнейших промышленно-генетических типов месторождения железа. В протерозойское время, очевидно, содержание растворенного железа в океанических водах было значительно выше и в областях континентального подножия или на шельфе могли накапливаться железорудные кремнистые толщи.

Для протерозойских урановых (иногда с золотом) месторождений источником, видимо, служили выветривающиеся архейские и раннепротерозойские породы земной протокры или продуктов ее переработки. При этом уран привносился как в виде россыпного минерала уранинита или урано-торианита, так и в растворенном виде. Таким образом, формировались урановые месторождения района Блайнд-Ривер и обогащенные ураном отдельные участки Витватерсранда. Так же в россыпном и растворенном виде в грубые кластические толщи в долинах и дельтах рек в авлакогенах могло поступать золото из прилегающих разрушающихся архейских зеленокаменных поясов с образованием золото-урановых конгломератов Витватерсранда. В последующую стадию развития авлакогенов сформированные в базальных проницаемых горизонтах осадочных толщ стратиформные залежи подвергались разрушению пластовыми артезианскими водами. Последние, разгружаясь вдоль редких крутопадающих разломов среди обширных площадей бассейнов, отлагали свой полезный груз с образованием крупных жильных залежей урановых залежей, обогащенных никелем, кобальтом, иногда золотом. По-видимому, именно таким образом формировались крупнейшие месторождения урана в авлакогенах Северной территории Австралии и Канадского щита, выявленные в 70-х годах.

Срединноокеанические хребты и окраинные моря

К океаническим тектоническим обстановкам относятся крупнейшие структуры абиссальных впадин и срединноокеанических

хребтов, прослеживающиеся на десятки тысяч километров и занимающие площадь в десятки миллионов квадратных километров, а также имеющие меньшие площади и протяженность окраинные моря и цепи вулканических островов.

Абиссальные впадины (ложе океанов) в последние два десятка лет довольно хорошо исследованы. В их пределах выявлены скопления железомарганцевых конкреций, содержащих промышленные концентрации меди, никеля и кобальта. Наибольшая часть выявленных скоплений конкреций находится в океанических впадинах Тихого океана, хотя они установлены также в Атлантическом и Индийском океанах. Запасы железомарганцевых конкреций огромны. Многими странами и объединениями фирм ведутся интенсивные научно-исследовательские работы, направленные на создание методов и средств добычи конкреций; начата опытная их добыча.

Срединноокеанические хребты являются особыми тектоническими структурами на Земле, в пределах которых формируются океаническая земная кора и литосфера.

Установлено, что при образовании океанической коры формируются месторождения двух важных промышленно-генетических типов: хромитовые в ультрабазитах и медно-цинковые колчеданные в базальтоидах слоя 2. В кремнистых осадках слоя 1 океанической коры накапливаются окислы марганца, чаще всего над лавами базальтов.

Первоначально идея об образовании хромитовых и медно-цинковых колчеданных месторождений кипрского типа в срединно-океанических хребтах была высказана на основании сходства состава и строения офиолитовых комплексов складчатых поясов и океанической коры в океанах. В 1973—1976 гг. при работах по проекту ФЕЙМОС исследовался Срединно-Атлантический подводный хребет и велись наблюдения и поиски скоплений полезных ископаемых, однако они не дали положительных результатов. Но в 1978 г. на 21° с. ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии было открыто медно-цинковое колчеданное оруденение. Затем последовало выявление колчеданных залежей на Галапагосском рифте и в 1981 г. в хр. Хуан-де-Фука.

Детальное изучение выявленных площадей с оруденением, непосредственное наблюдение и опробование с подводных лодок выходов гидротермальных источников на океаническом дне (черные и белые «курильщики») позволило выяснить генезис медно-цинковых колчеданных месторождений. В районах выходов гидротермальных источников были открыты неизвестные ранее сообщества бентосных животных. В дальнейшем «курильщики» и ареалы бентосных животных или колонии раковин мертвых гигантских моллюсков стали важными поисковыми признаками колчеданного оруденения.

Оруденение на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Впервые в Тихом океане медно-цинковое колчеданное оруденение было выявлено при глубоководных погружениях по француз-

ско-американско-мексиканскому проекту на Восточно-Тихоокеанском поднятии у $20^{\circ}54'$ с. ш. и $109^{\circ}03'$ з. д.

Два участка, расположенные в 200—300 м друг от друга, где были обнаружены и опробованы сульфиды, находятся в 600—700 м западнее оси «экструзивной зоны» на флангах депрессий глубиной 20—30 м и такой же ширины. Структурная зона, в которой локализованы сульфидные руды, представляет собой тектонически активную полосу 1,5 км шириной, рассеченную разломами и трещинами, преимущественно параллельными оси хребта.

Образцы массивных сульфидных руд были отобраны из различных частей неправильной формы колоннообразных вертикальных сооружений. Рудные сооружения местами располагаются в 4—5 м друг от друга на одной линии и окрашены в различный цвет. Преобладающая окраска — коричневая, красная, желтая, иногда белая и черная. Сооружения — пористые и в целом их масса состоит из лабиринта малых каналов и трубочек, т. е. они похожи на губку. Вертикальные рудные сооружения построены на выходах подушечных лав, слегка покрытых пылевидными осадками. Основание сооружений состоит из аморфного белого полупрозрачного кремнезема и сульфидов. На вершинах сооружений наблюдались жерла, через которые на морское дно могли поступать металлоносные растворы. На одном из участков грабен с вертикальными сооружениями прослежен более чем на 100 м по простиранию.

При дальнейших исследованиях колчеданного оруденения на срединноокеанических хребтах были выявлены активно действующие гидротермальные жерла, извергающие флюиды и твердые частицы с температурой $375 \pm 25^{\circ}\text{C}$. Это дало возможность наблюдать и исследовать процесс современного колчеданного рудообразования. Действующие гидротермальные выходы (жерла) на Восточно-Тихоокеанском поднятии были открыты при погружениях американской подводной лодки «Элвин», произведенных в том же 1978 г. в районе скоплений массивных сульфидов, выявленных с батискафа «Сиана».

Гидротермальная деятельность наблюдалась и фотографировалась с помощью подводной фотокамеры «Ангус». На расстоянии 6,2 км параллельно оси спрединга хребта были обнаружены и исследовались три отдельных гидротермальных системы. Активные жерла встречались в полосе шириной 200—500 м только в зоне проявления наиболее молодого вулканизма. Каждая гидротермальная система состояла из 3—5 отдельных жерловых полей, которые в свою очередь содержали многочисленные активные жерла (выходы) или трубки (шесть и более). Жерла были окружены необычными бентосными животными. В северной и центральной гидротермальной системах изливались чистые или слегка беловатые гидротермальные флюиды при температуре $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$ со скоростью несколько сантиметров в секунду. На этих площадях не наблюдается активное сульфидообразование, но мертвые жерла и гидротермальные холмы прослеживаются.

Южная гидротермальная система содержала впечатляющие курящиеся жерла двух типов. Белые «курильщики» изливали флюиды при температуре 100—350 °С со скоростью десятки сантиметров в секунду и выделяли облака белых осадков, преимущественно барит и кремнезем. Самая интенсивная гидротермальная деятельность встречена у черных «курильщиков». Флюиды, зачерненные частицами сульфидов, извергаются со скоростью 1—5 м/сек с температурой не менее 350 °С.

При исследовании образцов флюидов из трех жерл, отобранных с «Элвина», хотя и разбавленных по крайней мере в 50 раз донной водой, установлено аномальное содержание He^3 (в 53 раза) и He^4 (в 7,4 раза) по сравнению с морской водой. Содержание растворенного марганца достигало 310 мкг/кг. Исходя из этого He^3 и марганец признаны важными поисковыми признаками гидротермальных систем.

В связи с тем, что площадь гидротермальной деятельности у 21° с. ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии стала своеобразным полигоном для изучения генезиса, на ней был выполнен широкий комплекс геофизических исследований: сейсмические и гравиметрические, исследование теплового потока и аномалий магнитного поля. Геофизические исследования позволили сделать вывод о неглубоком приповерхностном положении магматической камеры, о распространении на глубину трещиноватости, определить вероятную глубину циркуляции флюидов в гидротермальной системе.

В собранных при погружении «Сианы» пяти образцах были установлены значительные количества цинка, железа, меди и серы, в меньших количествах — кобальт, свинец, серебро, кадмий. Атомноабсорбционный анализ показал два главных типа руд: одни обогащены цинком (до 23—29 %), другие — железом (до 43 %). Три образца обогащены медью (2,2—6 %). Более детальное описание минералогических образований, связанных с гидротермальными жерлами, было выполнено в 1981 г. Р. Хаймоном и М. Кестнером. Они установили, что наиболее часто встречающимися минералами являются сфалерит, пирит, халькопирит, ангидрит и нонtronит, реже присутствуют вюртцит, марказит, пирротин, гипс, магниевый гидроксилсульфатгидрат, барит, ярозит, самородная сера, гётит, окись-гидроокись железа и аморфный кремнезем. В аксессуарных количествах наблюдаются галенит, борнит, кубанит, халькозин, дигенит, ковелин, натроярозит, медный криптокристаллический сульфат, корунд, тальк. По данным этих исследователей, внешние зоны гидротермальных труб (вертикальных рудных сооружений), через которые изливались флюиды, сложены в значительной степени ангидритом с вкрапленностью пирита и сфалерита. В тесном срастании с ангидритом находится также магниевый гидроксилсульфатгидрат, еще не наблюдавшийся в природе. Этот минерал был ранее получен в экспериментах при изучении взаимодействия нагретой морской воды с базальтом. Р. Хаймон и М. Кестнер получили данные о минеральном составе оснований минеральных холмов, неактивных жерл, активных чер-

ных и белых «курильщиков» (действующих жерл), о составе твердых минеральных частиц в черных и белых флюидах, а также высказали соображения об эволюции отложений горячих источников.

М. Сирт и др. (1981 г.), исследуя минералогию пяти групп гидротермальных трубок, отмечали, что трубки, извергающие флюиды с температурой, близкой к 350 °С, обогащены медными сульфидами, а две других группы с температурой флюидов менее 300 °С богаче цинковым сульфидом. Основными сульфидами трубок являются вюртцит, халькопирит, пирит и кубанит. Установлены значительные различия в минералогии сульфидов, сульфатов и силикатов для отложений активных и неактивных жерл.

В 1984 г. Е. Оудин и Г. Константиноу в журнале «Nature» опубликовали сообщение о находке в брекчиевых рудах различных месторождений Кипра (особенно с месторождения Перистерка) фрагментов гидротермальных трубок (жерл) черных «курильщиков». По минеральным ассоциациям, текстуре и зональности они напоминают образцы, поднятые с рудных скоплений на склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия, Галапагосского рифта и хр. Хуан-де-Фука. Обнаружены также следы фауны трубчатых червей. По мнению автора, эти факты являются важными свидетельствами того, что обнаруженные современные скопления колчеданных руд на океанической коре срединноокеанических хребтов являются аналогами медных и медно-цинковых колчеданных месторождений в древних офиолитовых комплексах (т. е. месторождений Урала, Турции и др.).

Изотопный состав серы в ангидритах из активных жерл близок к изотопному составу для морской воды: значение $\delta^{34}\text{S}$ для сульфидов изменяется от +1:3 до +4,1 %, что свидетельствует о том, что сера сульфидов сложного происхождения. Она состоит из серы базальтов и серы восстановленных сульфатов морской воды. Смешивание сероводородсодержащих флюидов с холодной морской водой вблизи морского дна приводит к осаждению неравновесных смесей сульфидов и сульфатов.

Галапагосский рифт. В 1977 г. была проведена серия из 24 погружений на американской подводной лодке «Элвин». Площадь исследований располагалась на Галапагосской границе дивергентных плит между плитами Наска и Кокос у 86° з. д. (0°47' с. ш. и 86°06'—86°11' з. д.). Граница между плитами представляет собой рифтовую долину широтного простирания, имеющую ширину от 3 до 4 км и от 200 до 250 м глубины относительно пологих склонов срединноокеанического хребта. Рифтовая долина ограничена на севере и юге крупными эскарпами, образованными нормальными сбросами. На ее дне примерно на глубине 2450 м прослежен осевой хребет, возвышающийся на 20 м над дном долины, и несколько хребтиков подобной высоты. Осевой хребет практически лишен осадков и трещиноватости. Он состоит из самых молодых вулканических пород. К северу и югу от него мощность осадочного покрова повышается. На фотографиях, сделанных с помощью камеры «Ангус», различаются два типа лав: по-

душечные и слоистые потоковые. Подушечные лавы имеет более сложный рельеф, так как высота отдельных подушек достигает 1 м и более.

Скорость спрединга Галапагосского рифта, определенная по магнитным аномалиям, составляет 7,0 см в год. По измерениям мощности осадков на океанической коре к северу и югу от срединного хребта скорость седиментации равна около 5 см за 1000 лет. Поэтому отсутствие осадков в средней части рифтовой долины позволяет предполагать, что возраст наиболее молодых вулканитов не превышает 100 лет. У внутренней окраины рифтовой долины осадочный покров имеет такую мощность, при которой выступают только вершины крупных лавовых подушек. Это определяет его минимальный возраст в 10 000 лет и более и находится в соответствии с оцениваемыми по скорости спрединга возрастом коры в 14 000 лет (по расстоянию на 500 м от оси хребта). Выходы подушечных потоков являются несколько более древними; они местами изменены и имеют мало вулканического стекла. В центральной и западной частях хребта их окружают и «укутывают» слоистые потоки, ассоциированные с небольшим количеством одинаково свежих подушечных потоков.

В рифтовой долине в пределах небольших грабенов или вертикальных разломных эскарпов наблюдались выходы (жерла) гидротермальных источников, приуроченные к небольшим трещинам шириной от 2 до 10 см. Во всех случаях гидротермальные флюиды вытекают из отверстий, расположенных между подушками на грубой подушечной поверхности или между блоками в осыпи. Для гидротермальных выходов характерно «мерцание», которое образуется в результате смешивания вытекающей теплой воды с холодной донной водой. Местами наблюдается молочно-белый осадок или тонкий покров марганцевых окислов на подушечных базальтах.

Измеренные максимальные температуры вытекающих вод на данной площади изменялись от 7 до 17°C при температуре окружающей донной воды, равной 2°C. Скорость потока вытекающей воды составляла от 2 до 10 л в секунду. Этот поток теплой воды от гидротермальных выходов формирует толстый слой или плюмажи (струи), которые по превышениям температуры в десятые доли градуса отмечались приборами на уровне до 180 м над дном океана.

На основании проведенных химических анализов вытекающего гидротермального флюида установлено, что его источником являлась морская вода, прореагировавшая с вмещающими породами на глубине при температуре по меньшей мере 300°C. Подводная гидротермальная деятельность обеспечивает поступление на дно океана значительных количеств марганца и лития, а также кальция, бария, кремния, углекислоты и сероводорода и значительное поглощение магния и щелочности в океанах. Никель, медь и кадмий в вытекающих низкотемпературных флюидах отсутствовали. Присутствовавший в водах сероводород является свидетелем от-

ложения этих металлов на глубине в породах вместе с сульфидом железа.

Важным научным открытием, полученным при глубоководных погружениях на исследованной в 1977 г. Галапагосской площади, явилось обнаружение обильно развитых бентосных сообществ животных, которые располагались вокруг выходов (жерл) гидротермальных источников. Большие белые объекты на нескольких фотографиях, сделанных при глубинном фотографировании вдоль осевого хребта при подготовительных работах с научно-исследовательского судна «Плеяда» в 1976 г., были определены как крупные раковины моллюсков. Проведенные при глубоководных погружениях наблюдения показали, что эти раковины являются свидетельством высокой продуктивности животных сообществ. В дальнейшем ареалы бентосных животных или их раковины и другие остатки явились важным оценочным индикатором и поисковым критерием выходов подводных гидротермальных источников.

Наблюдения, фотографирование и отбор некоторых животных позволили определить состав бентосных сообществ. Наиболее развитыми среди них являются моллюски (большие съедобные — clams, двустворчатые типа мидий — mussels и блюдцеобразные — limpets), трубчатые черви и плихеты, меньшее значение имеют перемещающиеся животные — крабы и рыбы. Особи моллюсков по размерам достигают 25—30 см. Радиометрическое датирование их раковин показало возраст не более чем 10—20 лет, что определяет того же порядка возраст и термальных источников, с которыми связано их образование.

Впечатляющими животными на исследованных площадях были трубчатые черви, принадлежащие к классу Vestimentifera филума погонофоры. Животные этого филума (высшая систематическая единица) обитают в основном в океанических глубинах. В 50-х годах они подвергались детальному изучению А. В. Ивановым, их толщина в сборах тех лет не превышала нескольких миллиметров. Образцы трубчатых червей (погонофор) с Галапагосской гидротермальной площади принадлежат к новому роду *Vestimentifer* и являются крупнейшими в классе и филуме с хитиновыми трубками, достигающими 338 см в длину и 25 мм в диаметре. Животные популяции на каждой отдельной площади гидротермальных источников отчетливо отличаются от других площадей, что наводит на мысль об отдельной их колонизации.

При обнаружении великолепных бентосных сообществ возник вопрос об источнике их питания и было высказано предположение, что поддерживающее их органическое питательное вещество не могло извлекаться из поверхностных вод. В водах источников было установлено содержание окисляющих и гетеротрофных бактерий в количестве от 0,1 до 1 г/л. Очевидно, такой поток бактерий из жерл должен поддерживаться продуктивностью больших популяций бактерий, живущих в массе пород и располагающихся на стенках трещин, через которые поднимаются растворы, несущие сероводород.

Следует заметить, что выявление пышной бентосной фауны вблизи гидротермальных жерл в Тихом океане объясняет оставшееся загадочным нахождение крупных ядер пеллеципод в рудах некоторых медно-колчеданных месторождений Медного пояса Урала.

В 1980—1981 гг. исследования Галапагосской рифтовой зоны продолжались. Для сегмента зоны протяженностью 70 миль (112 км) между $85^{\circ}20'$ — $86^{\circ}20'$ з. д. были составлены детальная батиметрическая и структурная карты. При средней глубине океана 2600 м рифтовая долина, ограниченная с севера и юга нормальными сбросами, выраженными эскарпами высотой 35 м, прослежена на всем протяжении. Ее ширина — от 1000 до 2000 м. В точке с координатами $85^{\circ}50'$ з. д. и $0^{\circ}45'$ с. ш. рифтовая долина имеет две оси, разделенные интервалом в 2 км. Для северной долины характерны линейно расположенные вулканические бугры, а для южной — наличие недавно сформированного центрального рифта глубиной 50 м. Горст между двумя рифтами подвергался исследованиям в 1980 и 1981 гг. во время четырех погружений подводной лодки «Элвин». Вдоль граничных разломов горста удалось наблюдать три неактивные трубки (гидротермальные выходы), сложенные сульфидными образованиями. Самая крупная залежь представлена слившимися трубками высотой 35 м, расположенными над северным разломом рифтовой долины с шириной от 20 до 200 м и длиной, может быть, до 1000 м.

При валовой плотности извлеченных с трубок образцов, равной 4,1 г/см, запасы сульфидов в залежи оценены в несколько миллионов тонн.

На полированных аншлифах образцов руд наблюдались псевдоморфозы пирита и халькопирита по трубкам погоофор. По данным количественных химических анализов семи образцов, средний состав руд следующий в %: сера 40, железо 38, медь 6,5, кремний 7, цинк 1, марганец 0,5, алюминий 0,3; далее (в ч/млн): селен 360, кобальт 250, магний 270, молибден 181, свинец 215, мышьяк 45; менее чем 40 ч/млн: кадмий, хром, фосфор, ртуть, никель, олово, ванадий, уран, вольфрам. Содержание золота менее 0,2 ч/млн, серебра 21 ч/млн, палладия — менее 0,05 ч/млн. По мнению А. Маляхова (1982), сульфидные залежи Галапагосского рифта были отложены гидротермальными растворами вдоль разлома в обстановке, аналогичной для залежей Кипра.

В 1982 г. состоялся симпозиум по проблеме «Гидротермальные процессы в центрах спрединга морского дна». В сообщении Р. Хекениана на этом симпозиуме (7 сентября 1982 г.) было отмечено, что к 1982 г. вдоль осевой зоны быстрорасширяющихся океанических хребтов было выявлено около 80 активных и неактивных сульфидных гидротермальных полей. Также сделано сообщение о проведении работ на Восточно-Тихоокеанском поднятии на широтах 13° с. ш., 6° с. ш. и 20° ю. ш. и приведены данные о составе сульфидного оруденения на 13° с. ш. На $12^{\circ}49'$ с. ш. на протяжении 8 км наблюдались черные «курильщики», а в районе расположе-

ния высокотемпературных жерл по краям этой активной зоны на протяжении 17 км были закартированы сульфидные образования.

Оруденение в хр. Хуан-де-Фука. В 1981 г. в 450 км к западу от Астории (Орегон) сфотографировано пять точек выходов слабонагретых гидротермальных вод на расстоянии 6 км. Над одним из выходов были обнаружены и опробованы массивные сульфиды, а также взяты пробы воды.

Южная часть хребта (между $44^{\circ}38'$ и $44^{\circ}42'$ с. ш. и $130^{\circ}20'$ и $130^{\circ}24'$ з. д.) характеризуется наличием довольно прямой осевой рифтовой долины глубиной 100 м при глубине океана 2200 м. Около 80—90 % дна долины сложено молодыми базальтовыми потоками. Подушечные лавы имеют подчиненное распространение. Четыре из пяти выходов гидротерм находятся внутри или по краям центральной депрессии. Пятый выход — на обрыве у восточной стенки. Выходы гидротерм характеризуются плотными сгущениями трубчатых червей и моллюсков. В пробах воды, отобранных в районах выходов, установлены аномальные значения He^3 и Mn. Образцы сульфидов, поднятые с района второго выхода, представлены сфалеритом и вюртцитом с малыми примесями пирита, галенита, халькопирита, кубанита и пирротина. Валовые химические анализы методом атомно-абсорбционной спектроскопии показали содержание в трех образцах цинка от 29,7 до 59,2 %, железа — от 1,8 до 22,5 %, меди — от 0,07 до 0,32 %, свинца — от 0,06 до 0,25 %.

Оруденение в Гаямасском бассейне. Еще в 1977 г. были получены данные об активных источниках на площади высокого теплового потока в Гаямасском бассейне в северной части Калифорнийского залива. Здесь часть осевого хребта погребена под осадками, принесенными р. Колорадо. Их мощность измеряется в несколько сотен метров.

Последующее глубоководное бурение с «Гломара Челленджера» (рейс 64) показало присутствие базальтовых силлов в осадочной толще. Некоторые из них были еще горячими. Летом 1980 г. на исследованной площади проведено подводное фотографирование активных горячих источников, а драгированием получен сульфидный материал. Зафиксировано излияние очень горячих вод, несмотря на экранирующее влияние мощного осадочного покрова. Из осадков в специальный приемник были подняты осветленные керны, содержащие высокие концентрации светлых углеводов, произведенных термальным крекингом погребенных планктонных осадков.

По мнению автора, Гаямасский бассейн может быть эталоном колчеданного рудообразования среди терригенных образований, т. е. современным аналогом месторождений флизчайского типа или типа Бесси.

Оруденение в океанических рифтовых зонах. По мнению Ж. Франшото и других исследователей, генезис сульфидного оруденения, связанного с окраиной наращиваемой литосферной плиты, может быть лучше всего объяснен моделью, в со-

ответствии с которой скопления полезных ископаемых образуются в зонах разгрузки циркуляционных систем, включающих морскую воду в конвекционный флюид. Подобное объяснение генезиса офиолитовых сульфидных месторождений на суше было выдвинуто для сходных по своим характеристикам месторождений Кипра.

Основываясь на величине скорости спрединга и теоретическом возрасте океанической коры, на которой развиты рудные сооружения, возраст сульфидного оруденения на Восточно-Тихоокеанском поднятии определен менее чем в 1—2 тыс. лет. Это оруденение относится к современному аналогу обогащенных цинком меденосных колчеданных месторождений, ассоциированных с офиолитовыми комплексами. По мнению Ж. Франшото и др., учитывая сходство выявленных руд с рудами Кипра, Нью-Фаундленда, Калифорнии, Турции и Италии, сульфидное оруденение современного океанического дна не приурочено к первоначальным стадиям океанического рифтинга, как это было предположено для месторождений Красного моря. Гидротермальная деятельность более характерна для условий высокой скорости спрединга, и осевые зоны средне- и быстро (и, возможно, очень быстро) расширяющихся хребтов являются не только «фабриками» океанической коры литосферы, но также и «заводами» для концентрации тяжелых металлов, выщелачиваемых из океанической коры в зонах интенсивной гидротермальной деятельности и отложения их на базальтовом дне. Исходя из этого высказано предположение, что подводные металлоносные месторождения распределены в линейных полосах в несколько тысяч километров длиной вдоль оси спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия и юго-восточной ветви Срединно-Индийского океанического хребта.

После обнаружения действующих гидротермальных жерл были определены высокие температуры действующих гидротермальных флюидов, вклад мантийной серы и He^3 , глубина залегания и примерные размеры магматической камеры, с которой связаны гидротермальные системы.

Последующие выявления других участков с колчеданным оруденением позволило получить материал о большом разнообразии структур, в которых встречается оруденение, и возможной связи состава формирующихся залежей с температурой гидротермальных флюидов. Установлено, что гидротермальные системы, формирующие оруденение, связаны с вулканической деятельностью и экстрезивными магматическими телами. Они могут располагаться в рифтовой долине, имеющей иногда внутренний хребтик над экстрезивной зоной, на склоне хребта вблизи рифтовой долины или далее на склонах отдельных вулканов, геоморфологически выраженных подводными горами (конусами) или кальдерами. Все это зоны, где оруденение формируется практически непосредственно на базальтовом фундаменте. Однако в бассейне Гаямас исследовано оруденение в достаточно мощной терригенной толще над базальтовыми силами. Преимущественно цинковый состав оруденения на исследованной площади в хр. Хуан-де-Фука при глубине воды

в 2200 м и связь преимущественно цинковой минерализации в двух жерлах, извергающих менее нагретые флюиды на площади 21° с. ш., возможно свидетельствует о том, что соотношение меди и цинка в рудах определяется температурой гидротермальных флюидов.

Рудообразование в спрединговых окраинных морях. Все вышеописанные участки колчеданного рудообразования связаны с океанической корой, формирующейся в срединно-океанических хребтах (рифтах). Однако существует еще один вид тектонических зон, в которых также формируется океаническая кора. Это — спрединговые окраинные моря, развитые в настоящее время не в восточной, а в западной части Тихого океана. Имеются данные, что скорость спрединга в окраинных морях может быть даже более значительной, чем в быстро расширяющихся океанических хребтах, а следовательно, эти моря могут быть не менее перспективны для выявления колчеданного и другого оруденения, связанного с формированием океанической коры.

Многие ученые уже сопоставляли колчеданные месторождения и вмещающие их офиолитовые комплексы с океанической корой океанов. В одной из работ 1982 г. А. Малахов сопоставляет современные колчеданные залежи Восточно-Тихоокеанского поднятия и Галапагосского рифта с месторождениями Кипра и Норанды. Однако такое сравнение, на наш взгляд, выглядит поспешным. Хотя и можно ожидать большого сходства структурных и физико-химических условий формирования колчеданных руд, связанных с формированием океанической коры в срединноокеанических хребтах и окраинных морях, тем не менее необходимо их различать. Автором данной книги установлено, что уральские колчеданные и хромитовые руды были сформированы в Тагило-Магнитогорском окраинном море. То же можно с большой долей определенности предположить для хромитовых месторождений Филиппин и для колчеданных и хромитовых месторождений Турции. Они также, по-видимому, были образованы в окраинных морях, соответственно в западной части Тихого океана и в палео-Тетисе. Может быть и эталонный район Кипра относится к образованиям окраинного моря, а не срединноокеанического хребта.

Отгороженные окраинные моря не являются благоприятными зонами для формирования скоплений полезных ископаемых.

Несколько больший интерес в этом отношении представляет зона тектоно-магматической активизации океанических литосферных плит. Эти зоны, выраженные цепями океанических островов, подводных гор и плато, могут содержать колчеданное оруденение, образованное в вулканических постройках. На отдельных островах могли формироваться биогенные залежи фосфоритов (о-ва Науру).

Островные дуги, микроконтиненты и активные окраины континентов

Незавершенные орогены, развитие которых сопровождается поглощением литосферной плиты с океанической корой, относятся к субдукционным тектоническим обстановкам. При поддвижении одной плиты под другую с океанической, переходной или континентальной корой формируются орогены островных энсиматических дуг, микроконтинентов и активных окраин континентов кордильерского и андийского типов. Местами погружения поддвигаемых плит (т. е. зоной субдукции) являются глубоководные желоба; в последних скопления полезных ископаемых не образуются.

Островные дуги (энсиматические). 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.

Установлено, что в современных энсиматических островных дугах, наиболее широко развитых в юго-западной части Тихого океана, имеются скопления руд магматогенных хромитовых и медно-цинковых вулканогенных (гидротермально-осадочных) колчеданных, образованных в срединноокеанических хребтах. Будучи приурочены к породам фундамента, они в процессе развития островной дуги, чаще всего в реверсивную стадию, когда бывшая тыльная часть испытывает подъем, выводятся на поверхность. Новыми типами месторождений, образующимися в процессе развития самих дуг, являются магматогенно-гидротермального типа — медно-порфировые (с золотом), связанные с субдукционной известково-щелочной магмой — с поздними фазами интрузии кварцевых диоритов, и золото-теллуридные и золото-кварцевые с диоритовых и андезитовых породах. Из экзогенных месторождения весьма интересны латеритные бокситовые залежи о-ва Реннелл и небольшие россыпи золота, встречающиеся около коренных золоторудных и медно-порфирового месторождения Пангуна.

Медно-порфировые (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-в Бугенвиль) запасы оценены 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). Следует заметить, что перед эксплуатацией месторождения Пангуна вначале была отработана золотая россыпь, прилегавшая к рудоносному штоку.

Кайнозойская и позднемезозойская минерализация медно-порфирового типа известна также на филиппинских островах (месторождения Толедо на о-ве Себу, Сипалей на о-ве Негрос, Санта-Томас и Кеннон на о-ве Лусон, Амекс-Нипон на о-ве Мариндук), на о-ве Тайвань и о-вах Рюкю. Большинство месторождений расположено в пределах штоков или верхних частей плутонов диорит-гранодиоритового состава, прорывающих толщи вулканитов [38].

Золоторудные месторождения. Одним из самых молодых месторождений этого типа является месторождение Ватукула (о-ва Фиджи), плиоценового возраста; оно предоставлено жилами с золотоносными сульфидами и теллуридами золота, ассоциирующими с разломами, осложняющими кальдеру, которая сложена андезитами, прорванными интрузиями монзонитов. Аналогичные золоторудные месторождения палеоген-неогенового возраста часто встречаются на филиппинских островах, например, месторождения Акупан, Антамок, Лепанто-Майн в северной части о-ва 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 [38] и на о-ве Гвадэлканал (Соломоновы острова). Вблизи коренных золоторудных месторождений часто встречаются россыпи.

Значительный интерес представляют результаты недавно проведенных исследований скоплений латеритных бокситов на о-ве Раннелл. 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 занята, по существу, полностью оз. Тенггано, образовавшимся, 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-ва Реннелл аналоги современных бокситоносных осадков на площади, примерно равной площади оз. Тенггано, выходят в виде покровных отложений средней мощностью 2,5 м. Запасы бокситов на этой площади составляют около 25 млн. со средним содержанием алюминия 47,7 %, кремния 0,25 % и окиси железа 18,4 %.

Остров Реннелл расположен на крайнем восточном окончании островной дуги, центральная часть которой находится в области архипелага Луизиада (между Соломоновым и Коралловым морями). Западная часть этой дуги столкнулась с микроконтинен-

том о-ва Новой Гвинеи и вошла в его состав. Вулканический пепел на о-в Реннелл поступал от действующих вулканов соседней дуги Соломоновых островов.

Микроконтиненты (островные дуги на энциалической коре) значительно отличаются по характеру минерализации от энсиматических островных дуг. Хотя источником большинства рудных скоплений является та же субдукционная известково-щелочная магла, видимо, значение имеют мощность и характер земной коры, лежащего фундамента микроконтинентов. Если признать современными актуалистическими эталонами микроконтинентов Японскую островную дугу и о-ва Новой Зеландии, то следует считать, что для этого типа структурных элементов земной коры характерны полиметаллические колчеданные типа Кууроко, сопровождающие их золото-серебряные (с теллуридами), самородной и колчеданной серы, ксенотермальные полиметаллические (с редкими металлами), небольшие ртутные и контактово-метасоматические (скарновые) железорудные и меднорудные месторождения, связанные с субдукционными гранитоидами.

Полиметаллические колчеданные месторождения типа Кууроко являются важным источником свинца, цинка и меди, содержат также заметные примеси золота и серебра. Эти месторождения неогенового возраста занимают обширную область на о-ве Хонсю Японской дуги.

Хотя на других островных дугах Тихого океана пока не обнаружено рудных районов, которые могли бы сравниться по масштабу минерализации с областью «зеленых туфов», однако рудопроявления подобного типа выявлены на Филиппинах и островах Фиджи.

На Филиппинских островах медные руды с цинком и свинцом выявлены в миоценовых вулканогенных бассейнах [38] в виде согласных и прожилково-штокверковых руд в лавово-агломератовых и туфовых сериях базальт-андезитового состава месторождений Барло и Эква, Пангасинан. На островах Фиджи для рудопроявлений с колчеданной полиметаллической минерализацией установлено сходство морфологии и состава рудных тел с характерными для месторождений типа Кууроко в Японии. На островах Фиджи обнаружена полиметаллическая минерализация в виде штокверковых и трубообразных тел, массивных согласных залежей; ниже которых предполагается наличие залежей в неконсолидированных отложениях и сингенетичных залежей с тонкозернистой минерализацией [28].

Большое значение имеет выяснение условий формирования островодужных стратиформных и штокверково-жилковых вулканогенно-осадочных и вулканогенно-гидротермальных свинцово-цинково-медных месторождений типа Кууроко, 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.

Е. Хорикоси [42] на основе палеотектонического анализа установил, что существующие в современной Северо-Восточной Японии три петрогенетические провинции толеитов, высокоглиноземистых и щелочных оливиновых базальтов сформировались в течение позднечайнозойской эрозии Мизухо. Орогенез начался 26 млн. лет назад, когда Тихоокеанская плита изменила направление движения на западное. Период 26—13 млн. лет рассматривается как начальный период орогенеза Мизухо, характеризовавшийся проявлением весьма интенсивного вулканизма. Эта стадия закончилась образованием толеитов, минеральных месторождений и прекращением вулканической деятельности. Затем орогенез Мизухо перешла в дальнейшую стационарную стадию с проявлением слабой вулканической активности. По мнению Е. Хорикоси, в Японии имеется пять типов стратиформных месторождений, связанных с вулканической деятельностью: 1) типа Бесси, 2) слоистые марганцевые, 3) пиррофиллитовые, 4) типа Куроко и 5) самородной серы — пиритные месторождения.

Е. Хорикоси приводит схему размещения миоценовых медных месторождений и петрогенетических провинций и в качестве наиболее крупных 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. Все эти месторождения располагаются в толеитовой 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-осадочной серы — пиритные месторождения и миоценовые месторождения типа Куроко встречаются исключительно только в пределах толеитовой петрогенетической зоны, и распределение этих месторождений в Северо-Восточной Японии свидетельствует о том, что толеитовая магма является источником для большинства месторождений. Образование толеитов связывается с погружением океанической плиты со скоростью более чем 8 см/год. Таким образом, минеральные месторождения приурочены к внутренней части вулканического фронта над быстро погружающейся литосферной плитой.

Т. Сато [42] анализ условий формирования месторождений типа Куроко также начинает с палеотектонических реконструкций и приходит к выводу, что поддвижение Тихоокеанской плиты под дугу Японских островов происходит со скоростью 9 см/год и направление движения и скорость не менялись за последние 26 млн. лет. По мнению Т. Сато, основными особенностями месторождений типа Куроко являются: 1) ассоциация известково-щелочных вулканических толщ, показывающих переход от основных пород к фельзитам 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 ха-

рактеристики месторождений Северо-Восточной Японии, расположенных над Тихоокеанской плитой, что и месторождений юго-западной части Японии, находящихся над плитой Филиппинского моря.

Тесная пространственная и временная связь оруденения с фельзитовой магмой, по мнению Т. Сато, указывает на то, что рудообразующие гидротермальные растворы были связаны с магмой, которая образовалась в результате поддвигания и поглощения плиты с океанической корой, и некоторого количества осадков, поступающих в желоб. Считается, что с начала магматического процесса (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 Кууроко учитывались данные М. Тацумото и Р. 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 загрязнены 1,5 % пелагических осадков. Последние благодаря высокому содержанию в них свинца свидетельствуют о появлении 70 % требуемых количеств свинца в толентах.

Особенности развития и состава руд говорят о том, что руды сингенетичны соответствующим известково-щелочным породам и что образование рудных месторождений в среднем миоцене явилось результатом крупномасштабной дифференциации известково-щелочной магмы. Предполагается, что крупные объемы известково-щелочной магмы были генерированы в раннем миоцене при субдукции плиты под Японскими островами, в результате изменения направления движения Тихоокеанской плиты [42].

Т. Сато предложил модель, которая иллюстрирует геологические особенности Северо-Восточной Японии в среднем миоцене в сравнении с современным периодом. Эта модель, в частности, предусматривает, что магма по трещинам в затухающую стадию вулканизма снабжалась водой и от нее отделилась богатая летучими фаза, приводившая к эксплозиям фельзитового вулканизма и ассоциирующей с ней минерализации типа Кууроко.

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 Кууроко. В Японии эти месторождения располагаются, как правило, ближе к глубоководному желобу и имеют несколько более молодой — плиоценовый возраст [42].

Месторождения самородной и колчеданной серы. Данные об этих месторождениях приводит Е. Хорикоси [42].

Крупнейшими месторождениями самородной серы являются: Мацуо (более 10 млн. т) и Хоробецу, Цао, Нисацума, Синову, Ну-мадзари, Огуси, Азума и Кусацусиране-Майн (с запасами более 1 млн. т каждое). Самородной серы — пиритные месторождения с запасами более 1 млн. т встречены в районе четырех вулканов из 10 действующих в толейтовой зоне Северо-Восточной Японии. В других петрогенетических провинциях они не обнаружены. Два крупных месторождения — Хоробецу и Кусацусиране-Майн — приурочены к сочленениям дуги Северо-Восточной Японии: первое — с Курильской, а второе — с Идзу-Бонинской дугой [42].

Полиметаллические ксенотермальные жильные (с редкими металлами) месторождения Японии (субпровинция Икуно-Акенобе) расположены вблизи провинции «зеленых туфов». Они связаны с гранитами. На жильных месторождениях этого района наблюдается временная последовательность минерализации: $Pb-Zn \rightarrow Cu-Zn \rightarrow Sn-W$, причем медно-цинковая минерализация явно предшествует оловянно-вольфрамовой.

Ртутные месторождения встречаются в основном в областях активных или слабоэродированных вулканов. Такие месторождения, связанные с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками и имеющие небольшие запасы, известны в Новой Зеландии (Пуи-Пуи), на Филиппинах (Таебурос) и в Японии (Итомука).

Контактово-метасоматические (скарновые) железно- и меднорудные месторождения, представленные магнетитовыми и магнетитово-халькопиритовыми рудами, приурочены к зонам контактов гранитоидных плутонов с известняками. Небольшие по масштабам оруденения месторождения иногда с богатыми рудами широко распространены на Филиппинских островах, где они связаны со штоками и апикальными частями батолитов кварцево-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: Исса, Могног на о-ве Мариандакао, Бенжеп-Эксплорейшен в Багуйо на о-ве Лусон, Масара-Майн в Давао в восточной части о-ва Минданао [38]. Наиболее часто рудные залежи, несущие железорудную и медную минерализацию, приурочены к несогласиям между толщами обломочных пород и известняков вблизи контактов с крупными штоками диоритов. Геотектоническая позиция этих штоков еще требует уточнения. 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.

Активные окраины 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 («многоэосинклинального» типа) превращается сначала в ороген кордильерского типа,

а затем при развитии более пологой зоны поддвигания— в ороген андийского типа.

Активные окраины континентов являются областями весьма активной магматической деятельности и к ним приурочены многочисленные эндогенные месторождения разнообразных промышленно-генетических типов. Примерами орогенов западных окраин Североамериканской и Южноамериканской 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 континентальных окраин фанерозойских и протерозойских орогенов.

Для активной окраины Андийского орогена [14, 42] характерна следующая литеральная металлогеническая зональность (от окраины в глубь континента), обусловленная закономерным поясовым расположением определенных промышленно-генетических типов месторождений.

Ртутные месторождения расположены в краевой части орогена. В Перу в департаменте Хуановелика они приурочены к полосе длиной 80 км и 3 км шириной, сложенной толщей известняков, песчаников и сланцев мезозойского возраста, прорванной дайками андезитов и базальтов палеоген-неогенового возраста. Руды локализованы в трещинах и карстовых пустотах в песчаниках и известняках под сланцевым экраном. На месторождении Санта-Барбара было добыто 50 тыс. т ртути при содержании в руде 5—10 %.

Контактово-метасоматические железорудные—скарново-магнетитовые месторождения. В прибрежной зоне Чили среди метаандезитовых пород неокома или на контакте мезозойских тоналит-гранодиоритовых батолитов мелового возраста залегают месторождения Эльгарробо, Эль-Тофо, Ромерал. Эти месторождения содержат до 100 млн. т и более 60 % -ных магнетитовых руд. Иногда скарново-магнетитовые месторождения залегают в палеозойских известняках (месторождение Маркона, Перу) и в батолитах, где форма рудных тел их обычно жиллообразная (месторождения Акари, Перу). Кроме контактово-метасоматических месторождений, в железорудном поясе Чили Ч. Парком в 1966 г. описано вулканогенное магнетито-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 своей вертикальной и латеральной протяженности и минеральному составу эти месторождения часто отличаются от субвулканических проявлений [42]. Представителями медно-золоторудных месторождений в Чили являются Тамая, Карризал-Альто, Ла-Хигуара и Брилладор. В Перу они расположены в области Акари.

Среди медных жильных месторождений выделяют два подтипа:
1) халькопирит-актинолит-магнетитовые, в которых обычно в небольших количествах присутствуют уран, кобальт и молибден и
2) халькопирит-пирит-спекуляритовые, содержащие часто промышленные концентрации золота [42].

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, палеогенового возраста (месторождения Буэна-Эсперанца и Эль-Сальвадор). Эти месторождения встречаются в одном и том же поясе с медно-порфировыми 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 plutонами палеогенового возраста. Рудоносные трубки встречаются группами (общим числом до 100) и расположены несколько западнее пояса медно-порфировых месторождений. Золото является важным попутным компонентом 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 Диспутата в Чили).

Порфировые медные и медно-молибденовые месторождения. Всемирно известной провинцией медно-порфировых месторождений являются меднорудные пояса Андийского орогена. В Чили находятся крупнейшие месторождения меди Эль-Тениенте, Лос-Пеламбрес, Потрерильос, Эль-Сальвадор, Чукикамата и Эль-Эбра, а на юге Перу — Токепала, Куахоне, Квелавеко. Все эти месторождения содержат более 0,5—1 млрд. т руд, имеющих рассеянную вкрапленность и прожилки халькопирита, халькозина, борнита. Несмотря на низкое содержание в рудах золота и молибдена, эти два металла являются важными попутно извлекаемыми продуктами. Медно-порфировые месторождения приурочены или к отдельным изолированным штокам, или связаны с поздними фазами plutонов гранодиоритового и кварцево-диоритового состава. Иногда вокруг медно-порфировых месторождений встречаются ореолы со свинцово-цинково-серебряной минерализацией. Установлено закономерное омоложение вмещающих интрузивов.

живных 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 Корал-Квемадо в Чили).

Медно-свинцово-серебряные жильные и контактово-метасоматические месторождения расположены на фланге металлогенической зоны, включающей медно-порфировые 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 среднепалеогенового возраста. В Боливии и Аргентине вмещающими обычно являются породы палеозойского возраста. Характерна приуроченность полиметаллических жильных месторождений к районам выходов небольших андезит-диоритовых, дацит-тоналитовых и адалелит-кварцево-дацитовых штоков. Месторождения Квирувилка, Касапалка и Джулкани в Перу, Матильда, Лаурани и Ла-Джойя в Боливии, Ла-Конкордия и Фаматина в Аргентине принадлежат к жильному, а Антамина, Юрикоча и Ферробамба в 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 в Перу выражено трубкой гидротермальной брекчии, интродуцированной адалеллитовыми порфирами с медно-свинцово-цинково-серебряной минерализацией, которые образуют неправильные тела и жилы в приконтактовой части массива адалеллитов, и, по мнению Р. Силитоу [42], напоминают порфировые месторождения, к которым может быть отнесено также месторождение Сан-Кристобаль в Южной Боливии, где брекчиевидные породы вмещают серебрено-свинцово-цинковую минерализацию. В указанных месторождениях полиметаллическое оруденение сопровождается высокими концентрациями кадмия, индия, селена и теллура а иногда — олова, германия, висмута и ртути.

Медные и урано-ванадиевые месторождения. Основная полоса развития медных месторождений находится в Южной части Перу и Боливии, где они занимают северную часть структуры Альтиплано. Большинство месторождений залегает в палеоген-неогеновых красноцветных континентальных отложениях типа моласс, хотя в Перу (небольшие месторождения Негри-Хуануша и Дона-Базилио) и Аргентине медная минерализация данного типа встречается и в более древних, вплоть до пермо-

карбонатов, отложениях. Наибольший интерес представляют медные месторождения Боливии Корокоро и Чекарилла и Азурита-Куприта, из которых первое содержит богатые руды. Некоторыми исследователями оно выделялось в особый тип месторождений — тип Корокоро 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 [42]). Оруденение в них представлено настуралом, урановыми чернями с небольшими примесями серебра и свинца.

Оловянно-вольфрамовые и оловорудные месторождения Центральных Анд сконцентрированы в отчетливо оконтуренной металлогенической зоне морфологически выраженной Кордильерой Реал, переходящей в Восточную Кордильеру Боливии.

Оловянно-вольфрамовые жилы (касситерит-вольфрамит-шеелит-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 [42].

Оловянно-серебряные месторождения расположены 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 олово-серебряного пояса в жилах появляются в промышленных количествах сурьма и висмут. Находящиеся в этом же оловорудном поясе месторождения Ллалагуа, Оруро, Потоси и Чокая Р. Силлитоу [42] предлагает выделять в особый промышленно-генетический тип месторождений — в оловорудные месторождения порфирового типа, считая, что генезис их сходен с генезисом медно-порфировых месторождений. Основанием для этого, по его мнению, являются штокверковая и тонковкрапленная форма оруденения и приуроченность его к зоне серицитового гидротермального изменения в субвулканических штоках неогенового возраста.

Ороген активной окраины Северной Америки, послуживший эталоном для орогенов кордильерского типа [19], имеет более сложное строение по сравнению с Андийским орогеном. Очевидно, во время мезозойско-кайнозойского периода его развития произо-

шло поддвигание и поглощение не одной, а двух литосферных плит. Кроме того, его строение осложнено наличием, видимо, 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 Дж. Нобла считает, 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 [47] позволяет различать такую поясовую зональность. 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 аналоги — Аскотан, Салинас-Грандес). Здесь же находятся небольшие по размерам марганцевые и железорудные месторождения.

Еще дальше размещается пояс медно-порфировых месторождений Южной Аризоны, Юта-Коппер, Бингем; последние два месторождения имеют значительные запасы свинца и цинка. В пределах этого пояса и далее в глубь континента размещаются жильные и контактово-метасоматические свинцово-цинковые (с серебром, медью и золотом) месторождения (районы Кер д'Ален, Тинтик, Парк-Сити, Ледвил, Гилмен). В удаленном от окраины стабильном блоке плато Колорадо размещаются урановые и урано-ванадиевые месторождения, залегающие 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, Джекапайл, Шерли-Бейсин, районов Лисбон-Велли, Монумент-Велли и Уайт-Каньон Ураванского рудного пояса и др. Известны и достаточно крупные скопления урано-медных руд (Хеппи-Джек). По окраинам блока Колорадо находятся уникальные и очень крупные кварцево-молибденовые (с вольфрамом) месторождения Клаймакс, а также полоса золоторудных месторождений типа Карлин в тыльном надвиговом поясе в Андийском орогене.

Золоторудные месторождения. В последнее десятилетие в тыльном надвиговом поясе Кордильер в США, кроме обнаруженного в 1962 г. месторождения Карлин, выявлено еще несколько месторождений тонкодисперсного золота. На месторождении Карлин стратиформные залежи залегают в средне- и мелкозернистых доломитистых известняках раннесилурийского возраста, на которые по надвигу Робертс-Маунтин надвинуты кремнистые сланцы и известняки среднего ордовика. Тонкодисперсное

золото в рудах сопровождается мышьяком, сурьмой и ртутью. Запасы золота на месторождении порядка 100 т при содержании 10 г/т. Аналогичные запасы и содержания имеют и вновь выявленные месторождения. Месторождения данного типа относятся к близповерхностным эпитермальным.

Сопоставление геологического строения и эволюции западных окраин Североамериканского и Южноамериканского континентов 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 океанов в глубь континента: ртутью, железом, медью, полиметаллами с серебром, вольфрамом и молибденом. Можно отметить лишь обогащенность Североамериканского мезо-кайнозойского орогена молибденом, ураном и особенно золотом. Наоборот, Андийский ороген богат олово-вольфрамовыми и олово-серебряными жильными и оловянными порфировыми месторождениями.

Большое разнообразие скоплений полезных ископаемых на активных окраинах континентов кордильерского и андийского типов объясняется проявлением различных геодинамических процессов в соответствующих структурно-формационных зонах орогенов.

Во фронтальной вулканоплутонической дуге внедряющаяся субдукционная известково-щелочная магма несет громадные массы полиметаллов, сопровождающих их серебра и золота, а также мобилизует и перераспределяет в земной коре ртуть, железо, марганец и некоторые другие элементы. Вероятно, имеет значение и состав субдуктируемого с океанической литосферой материала, а также состав пород фундамента надвигаемой плиты. Новые данные о строении и эволюции окраины Южноамериканской плиты в палеозое объясняют богатство чилийских медно-порфировых месторождений. Наиболее крупные и богатые месторождения образовались там над шовными зонами, в которых перерабатывалась палеозойская океаническая литосфера (над зоной столкновения микроконтинента Пампы).

Еще большее значение состав земной коры и предшествующая эволюция структур имеют в тыльной магматической дуге и тыльном надвиговом поясе, которые располагаются в 150—250 км от фронтальной вулканоплутонической дуги в глубь континента. Видимо, в орогенные периоды (когда затруднена субдукция в желоб) происходит скучивание пластин континентальной коры в тыльном надвиговом поясе, а на глубине 15—30 км — анатектическая выплавка известково-щелочных и гранитных магм (состав их зависит от глубины выплавки и характера вмещающих пород). В этих структурно-формационных зонах образуются разнообразные плутогенные редкометальные месторождения: кварцево-молибденовые, молибдено-вольфрамовые, вольфрамо-оловянные и оловянно-серебряные, а также эпитермальные (по существу

метаморфические) золоторудные, ртутные и сурьмяно-ртутные при формировании надвигов и покровов.

Видимо флюиды, поднимающиеся в верхние слои земной коры в межгорном и предгорном прогибах, вызывают образование месторождений медистых песчаников, урановых песчаникового типа. Хотя для последних, по-видимому, большое значение имеет мобилизация вещества в проницаемых горизонтах осадочных толщ и отложение на геохимических восстановительных барьерах. Очевидно, на активных окраинах континентов в начальные стадии их развития (кордильерский тип окраины) существовали эпиконтинентальные моря, в которых, как и на пассивных окраинах, могли создаваться благоприятные сходные условия для формирования месторождений типа медистых сланцев.

На основе палеореконструкций Средней Европы для пермского периода автором совместно с С. А. Ушаковым и Г. Ольсаком установлено, что медистые сланцы Мансфельда и Верхней Силезии были сформированы именно на активной окраине континента, а не на пассивной окраине или в авлакогене, как это считают Э. Митчелл и М. Гарсон [43].

Как известно, медистые сланцы в Средней Европе являются базальным горизонтом цехштейновой карбонатно-эвапоритовой толщи, залегающей на красноцветных песчаниках и конгломератах Ротлигенда. В этом районе Мансфельда (ГДР) они слагают верхние горизонты мульд и развиты на площади 140 км². Рудоносный пласт черных битуминозных доломитовых медистых сланцев имеет мощность до 90 см, в среднем 30—40 см. Бассейн медистых сланцев северо-западной части Верхней Силезии в ПНР находится в 300—600 км к западу от Мансфельда. Разрез цехштейна и подстилающих пород сходен с разрезом Мансфельда. Медное оруденение, прослеженное по простираению на 280 км, залегает как в известковистых мергелях, так и в известняках и песчаниках.

Обширный цехштейновый бассейн, протягивающийся в субширотном направлении от Великобритании до восточных границ Польской Народной Республики, унаследовал крупный прогиб, образовавшийся после бретонской фазы деформаций на границе девона и карбона. В эту фазу ранее отторгнутые Молданубские (Чешский и др.) микроконтиненты были вновь причленены к Восточно-Европейскому континенту с закрытием спредингового окраинного моря. Относительно тяжелая скученная допозднедевонская океаническая кора дна этого моря вместе с перекрывающими метаморфизованными осадками в сутурной зоне составила фундамент Северо-Германско-Польской впадины. Одна из пластин океанической коры, в виде покрова была надвинута на Рудные горы. Остатки этого покрова с почти полным разрезом офиолитового комплекса (серпентинизированные ультрабазиты, габбро, и амфиболиты) обнажаются у Хохенштейна — Эрнштаала в юго-западной части купола Гранулитовых гор. В других местах Рудных гор на протерозойских и нижнепалеозойских отложениях за-

легают породы офиолитового комплекса: серпентиниты, в которых иногда наблюдаются лежащие складки, габбро, пиллоу-лавы или амфиболиты — продукт метаморфизма океанических базальтов. В предкембрийское время в ранней перми при выполаживании зоны субдукции, располагавшейся к югу от Молданубского микроконтинента, осадки бассейна Северо-Германско-Польской впадины и ее фундамент, так же как и протерозойские и палеозойские (донижнепермские) породы Чешского и других микроконтинентов, были прорваны кислыми интрузиями и субвулканами. Возможно, что эта магматическая фаза, проявившаяся перед отложением медистых сланцев, способствовала появлению концентраций меди и других сопутствующих ей компонентов.

Зоны коллизии литосферных плит

К коллизионным тектоническим обстановкам относятся зоны столкновения островных энсиматических дуг и микроконтинентов с континентами и зоны орогенов заверщенного развития, т. е. зоны столкновения континентов гималайского и кавказского типов.

Во время столкновения (коллизии) литосферных плит происходит тектоническое становление месторождений, ранее образованных в предшествующие стадии раскрытия и начала закрытия океана, т. е. на сталкивающихся островной дуге, микроконтиненте, пассивной или активной окраине континента. После столкновения они часто приобретают аллохтонное залегание. Рассмотрим скопления полезных ископаемых, которые формировались в процессе столкновения.

Зоны коллизии островных (энсиматических) 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 этот тип орогенов был одним из важных в развитии земной коры. Однако примеров орогенов этого типа молодого (кайнозойского) возраста сравнительно мало. К числу таких орогенов относится Новогвинейский ороген, выделенный в отдельный тип и изученный Э. Митчеллом и М. Гарсоном [43] и Дж. Дьюи и Дж. Бердом [14]. В пределах этого орогена известны медно-порфировые, контактово-метасоматические, скарновые, меднорудные, медные стратиформные, а также золоторудные гидротермальные месторождения.

В Новогвинейском орогене столкновения значительный интерес представляет месторождение Маунт-Фьюбилайн (Ок-Тэди), расположенное в северо-западной части территории Папуа — Новая Гвинея. 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 в результате бурения поисковых нефтяных скважин, которые вскрывают гранитный фундамент. К северу от складчатой зоны, вмещающей рудное поле месторождения Маунт-Фьюбилайн, наблюдается зона интенсивной складчатости и зеленосланцевого метаморфизма (горы Шатебург); 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 кварцеводиоритового состава площадью от 2 до 9 км². Однако только в пределах одного штока выявлена широко развитая медная минерализация, образующая промышленные скопления.

Основное рассеянное гипогенное медное оруденение залегает в интрузивном кварцево-латитовом порфировом штоке Фьюбилайн, имеющем 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 вторичного 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 его пределах, кроме типичного медно-порфирового оруденения, известно 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, пирротинном с магнетитом, халькопиритом, марказитом, галенитом и сфалеритом.

В пределах зоны столкновения островной дуги с пассивной окраиной на территории Папуа—Новая Гвинея расположено еще одно значительное по масштабам месторождение — золоторудное месторождение Мороуб. Последнее залегает в поясе мета-

морфизованных сланцев и филлитов толщи Каинды, прорванной массивом гранодиоритов Мороуб. Золотое оруденение пространственно тесно связано на участках Уду-Крик и Гольден-Ридж 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, самородное серебро и самородное золото. Золото низкопробное, из жильных минералов также присутствуют кварц и кальцит.

Следует отметить, что на северной пассивной окраине Австралийской плиты известны месторождения нефти и газа, на формирование и перемещение залежей которых, по-видимому, влияло надвигание островной дуги с севера (субдукционный фактор).

Зоны коллизии микроконтинента с континентом представляют собой надвиговые и покровные зоны, образованные на месте закрывшегося спредингового окраинного моря. Молодая океаническая кора, сформированная на дне этого моря, вместе с покрывающими ее карбонатными и терригенными осадками раскалывается на пластины, которые сжимаются. В начальную стадию сжатия в окраинном море возникают островные невулканические дуги, сложенные обдукцированными офиолитами океанической коры. Актуалистическим примером в Тасманском спрединговом море является о-в Новая Каледония, с его небольшими колчеданными и хромитовыми месторождениями и результатом проявления мощных процессов латеритизации ультрабазитов,—латеритными никель-кобальтовыми месторождениями. Палеоаналог — Уфалейский район на Урале.

После завершения столкновения микроконтинент приключается к континенту и происходит тектоническое становление (обдукция) крупных пластин океанической коры на континент или микроконтинент. Именно таким образом возникли выходы крупнейших и мощных пластин офиолитов в Омане, на Папуа — Новая Гвинея, на Западном склоне Урала (Полярный и Южный Урал) и в некоторых других регионах.

Примером зоны столкновения микроконтинент—континент является Южный Урал, где в позднем девоне произошло закрытие Тагило-Магнитогорского окраинного моря и столкновение Урало-Тобольского (Мугоджарского) микроконтинента с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента. Однако необходимо иметь в виду, что покровная и надвиговые зоны на месте Тагило-Магнитогорского окраинного моря подвергались «додавлению» и завершающим деформациям в конце раннего карбона при закрытии Тургайской ветви океана и столкновении Восточно-Европейского континента и приключенного к нему Урало-Тобольского микроконтинента с Казахстанской мегаплитой. При этом офиолитовые покровы были шарьированы и разбиты на более мелкие пластины и блоки.

Видимо, таким образом сформированные на дне спредингового окраинного моря месторождения хромитовых (Кемпирсайские) и медно-цинковых колчеданных руд (Медный пояс Урала) завершили свое образование.

В процессе скупивания коровых пластин метаморфизму подвергаются также перекрывающие океаническую кору известняковые и терригенные толщи, содержащие нередко прослой битуминозных сланцев, а также карбонатные и терригенные обогащенные россыпными минералами толщи пассивных окраин континентов и микроконтинентов. Таким путем в зоне столкновений покровно-шарьяжного строения образуются секреционно-метаморфические седловидные, штокверковые и другие залежи золоторудных месторождений, телетермальные ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения, а при выплавке и внедрении коллизионных анатектических гранитов — регенерированные золоторудные и грейзеновые и жильные оловорудные месторождения.

Орогены коллизии континентов. Они представляют собой складчатые пояса и сложные тектонические сооружения, возникающие при надвигании активной окраины одного континента на пассивную окраину другого (гималайский тип) или при столкновении континентов активными окраинами (кавказский тип).

В Гималайском орогене развитие структур столкновения началось в палеогеновое время, после того как Индийская плита достигла Евразийской плиты и начала поддвигаться под ее активную окраину. К сожалению, несмотря на грандиозность орогена, поддвиговая 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 неогеновое время. С этими гранитоидами связывают образование кварцево-полиметаллических жил, а также привнос меди, сурьмы. Указывается на оловоносность бедринатских гранитов [42, 43]. Отмечено наличие в Чамольской известняковой 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).

Заметим, что столкновение континента с континентом по гималайскому типу сходно с описанными выше зонами столкновения микроконтинента с континентом. Поэтому в покровно-шарьяжных поясах гималайского типа при благоприятном развитии осадочных толщ пассивной окраины можно ожидать также месторождений золота, ртути и сурьмы.

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. Позже 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 начиная с эоцена и олигоцена.

Г. А. Твалчрелидзе в пределах Кавказского орогена выделяет следующие промышленно-генетические типы месторождений и скоплений полезных ископаемых: 1) скарновые и жильные молибдена и вольфрама, иногда с мышьяком или сурьмой; 2) медно-молибденовые порфировые, 3) вулканогенно-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, иногда с мышьяком и сурьмой месторождения расположены преимущественно в зоне Главного Кавказского хребта, т. е. в пределах северной сталкивающейся активной окраины Евразийской плиты. В их числе месторождение молибдена и вольфрама Тырнаузское, а также Кароби, Цана, Зопхито, Ноцара и др. В последнее время формирование Тырнаузского месторождения связывается с эльджуртинскими гранитами, а его возраст определяется в 13—14 млн. лет.

Медно-молибденовые порфировые месторождения Каджаран, Агарак, Мисхана, Далиг, Дастакерт расположены в пределах Мисхано-Зангезурской зоны южной окраины Иранской плиты. Месторождения приурочены к батолитам и штокам гранодиоритового и монзонитового состава, прорывающим эоценовые вулканогенные образования. Возраст медно-молибденового оруденения определяется как постранимиоценовый.

Вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения представлены одним крупным рудным полем Чиатурского месторождения, включающим собственно Чиатурское, Чхари-Аджаметское, Шкмерское и другие месторождения раннеолигоценового 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 сосредоточено в терригенных отложениях

юрского окраинного бассейна, иногда приурочено к структурам согласным с общим простиранием орогена, но часто контролируется тектоническими нарушениями «антикавказского» простирания.

Другая зона сурьмяно-ртутных месторождений находится 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 ассоциированы с габбро-диоритами, прорывающими меловые карбонатные отложения в Аджаро-Триалетской зоне (Дзамское месторождение), а также с гранодиоритами, комагматичными эоценовыми туфогенными породами 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 и в Аджаро-Триалетской зоне, т. е. на западной площади океанической коры.

Зоны трансформных разломов

Э. Митчелл [43] установил, что известные впадины Красного моря, заполненные металлоносными осадками и горячими рассолами, 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-Гейг, Абу-Аиз, Джебель-эль-Русаз) в Египте и Джабаль-Дайлан в Саудовской Аравии, а также месторождения марганца (Вади-Лахамз, Эрба). Высказаны соображения о том, что распространение мезозойско-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 эпипермальных ртутных месторождений Японии, Новой Зеландии и некоторых других районов. Возможна генетическая связь послераннемиоценовых месторождений сурьмы и ртути с интраконтинентальной зоной Чаманского трансформного разлома в Пакистане, а также влияние поперечных структур на изменчивость минерализации по простиранию в металлогенических поясах Андийского орогена [40, 42].

Неогеновые месторождения сурьмы в зоне Чаманского трансформного разлома, видимо, следует считать эталонными. Специфическая тонкокристаллическая минерализация стибнита мелового возраста в зоне крупного сдвига, т. е. в такой же тектонической обстановке, известна в Якутии. Возможно, к этому же типу следует отнести месторождения сурьмы зоны Мерчисон в ЮАР.

ГЛАВА 8

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.

Специалисты в области теории рудообразования и металлогении отказались от объяснения формирования эндогенных месторождений флюидами и рудными веществами, отделявшимися от остаточных магматических очагов только гранитной магмы. Появились 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 [15]: 1) ювенильных, связанных с подкоровой базальтовой магмой земной коры, 2) ассимиляционных, связанных с палингенной гранитной магмой земной коры, 3) фильтрационных, связанных с внемагматической циркуляцией подземных вод.

Созданные в настоящее время и совершенствуемые мобилистские геодинамические модели еще более приблизили нас к пониманию объективно существующих закономерностей — связей между месторождениями полезных ископаемых и источниками рудного вещества и флюидов.

Теория тектоники плит по-новому объясняет два очень важных процесса, существующих в природе, и позволяет существенно уточнить представления об условиях формирования эндогенных месторождений и источниках рудообразующих флюидов.

Первый — это процесс формирования океанической коры в зонах срединноокеанических хребтов, в результате которого нарастают массы магматического вещества на раздвигающихся окраинах литосферных плит. Следствием всестороннего изучения механизма этого процесса (исследования срединноокеанических хребтов, глубоководное бурение и т. д.) явился отказ от гипотезы об инициальном ультраосновном и базальтовом магматизме на ранней стадии развития геосинклинальных трогов. Признано, что подушечные базальтовые лавы формируются в прогибах на склонах срединноокеанических хребтов, а ультраосновные комплексы

представляют собой истощенные (после выплавки базальтовой магмы) образования верхней мантии. Были открыты и детально исследованы скопления медно-цинковых колчеданных руд в быстро расширяющихся срединноокеанических хребтах на Восточно-Тихоокеанском поднятии, в Галапагосском рифте и хр. Хуан-де-Фука. 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 поиска новых глубокозалегающих месторождений хромитов, платиноидов, медно-цинковых колчеданных и некоторых марганцевых месторождений.

Вторым важным процессом является процесс субдукции — поддвигания и поглощения земной коры и заключенных в ней (и на ней) образований.

До создания теории тектоники литосферных плит геологи в процессах рудообразования признавали значительную роль гранитного слоя земной коры, реже базальтового и залегающей под границей Мохо верхней мантии (на глубину 30—70 км) как источников флюидов и рудного вещества (а некоторые — и углеводородов). Единственно возможным путем миграции рудного вещества в верхние горизонты земной коры предполагались вертикальные глубокопроникающие 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 верхней мантией, имеющей значительную мощность. Они позволили обратить внимание на возможность участия в процессах магматизма, вулканизма и рудообразования глубоко преобразованных (серпентинизированных и амфиболитизированных, обогащенных значительными количествами связанной воды и летучих) консолидированных пород океанической коры, а также и верхнего рыхлого покрова осадков, накапливающихся в океанических абиссальных впадинах и желобах. В значительной степени 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, который еще в 1957 г. предложил гипотезу о решающей роли в процессах рудообразования глубинных сколов (т. е. зон Беньофа или зон поддвигания литосферных плит), проникающих в верхние оболочки Земли на глубину до 800 км. Ссылаясь на известную работу А. Н. Заварицкого («Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях», 1946 г.), он указывал, что глубинные сколы являются грандиозными нарушениями, вытя-

гивающимися на тысячи километров и определяющими размещение глубоководных впадин и цепей вулканов. По его мнению, 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. 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 глубинных частей земного шара к его поверхности. С глубинными сколами А. В. Королев связывал магматическое и постмагматическое рудообразование.

Как следует из рассмотрения геодинамических моделей и анализа эволюции некоторых орогенных поясов, зоны поддвижения и поглощения свидетельствуют об интрузивном и вулканическом магматизме в надвигаемых плитах островных дуг и активных окраин континентов и связанном с ними процессе формирования гидротермально-магматогенного рудообразования. На основании анализа размещения месторождений в энзиматических островных дугах устанавливается связь меди и золота в медно-порфировых 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 с карбонатными породами континентальной коры приводит к одновременному отделению из тех же магм избыточных количеств железа и марганца и формированию скарново-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.

При рассмотрении сложного комплекса образований океанической коры выявляется большое разнообразие продуктов, поступающих в зону поддвижения 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, поставляющие ювенильную воду и летучие галогены, бор и другие компоненты;

- 2) скопления медно-цинковых колчеданов в слое 2, концентрация 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, обеспечивающей 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.).

Представления о выплавке магм и физико-химических превращениях веществ в зоне поддвигания 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.

Поддвигание и поглощение литосферных плит и пластин — процесс скупчивания континентальной коры, при котором происходит поддвигание одной плиты под другую, а также динамический метаморфизм, сопровождаемый отжимом и выдавливанием в верхние горизонты смежных областей захороненных поровых вод, и нарушением геодинамического режима пластовых вод, существующих артезианских бассейнов. В результате этих процессов отжимаются и перемещаются флюиды, которые при своем 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 эпitherмальных, 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. Для каждой определенной геодинамической обстановки необходимо выяснить роль осадочных или изверженных пород, возможно, являющихся источниками рудного вещества, а также определить причины и пути миграции флюидов.

На активной окраине Андийского орогена, располагающегося на Южноамериканской 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. Силитоу [14, 42] главной причиной латеральной металлогенической зональности Андийского орогена, как и Э. Митчелл [42] для других аналогичных орогенов активных окраин, считает магматическую деятельность, происходящую в зоне поддвигания.

Действительно, формирование некоторых металлогенических поясов и зон, таких, как зоны медно-порфировых и скарново-же-

лезорудных месторождений, видимо обусловлено магматизмом, однако для других контролируемых малыми интрузиями среднего состава месторождений, например полиметаллических с серебром, эта связь с магматизмом в зоне поддвига 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 взглядам Р. Силлитоу и Э. Митчелла, Дж. Гриффитс и Д. Сайала считают, что металлогенический облик активных окраин обусловлен глубинным строением земной коры надвигаемой 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. Для этой зоны характерна периодичность поступления осадков слоя 1 океанической коры и расплавление верхней части коры. Периоду поддвига будет соответствовать период активной магматической деятельности. При развитии активной окраины по орогенному варианту тектонические движения будут захватывать континентальную кору в области тыльного надвигового пояса, что может приводить к выплавке кислых и субщелочных магм, к выделению в верхние структурные этажи метаморфических флюидов, формированию вольфрамовых и оловянных месторождений. Поступление вадозных вод на глубину происходит в седиментационных артезианских бассейнах, развивающихся вдоль грабеновых зон на активной окраине. В этих бассейнах вадозные воды, транспортирующие соответствующий комплекс полезных ископаемых (например, медь, ванадий, уран, молибден, селен, рений и др.), могут вступать во взаимодействие с восходящими флюидами.

Если признать вероятными перечисленные геодинамические процессы, то можно 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 поддвига, 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).

Очевидно, состав флюидов зависит от глубины залегания зоны поддвига и сдвижения. В направлении от океана в глубь континента и с погружением зоны поддвига можно ожидать следующей закономерной смены в составе флюидов: углеводород 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 месторожде-

ний полезных ископаемых, большинство из которых относится к регенерированным или латерально-секреционным образованиям, скорее объясняется именно составом флюидов, способных осушить избирательную их мобилизацию при образовании рудоносных растворов.

Учитывая важное значение латеральной металлогенической зональности как одного из основных региональных поисковых геологических критериев, следует интенсифицировать исследования, направленные на познание ее причин. Необходимо провести сопоставление металлогенической зональности ряда орогенов, являющихся главнейшими горнорудными провинциями, для которых уже разработаны геодинамические модели их эволюции; обратить особое внимание на роль процессов, протекающих в областях внутриплитной тектоно-магматической активации, а также в зонах трансформных разломов.

Как уже отмечалось, вдоль глубинных расколов ультраосновная магма может достигать высоких горизонтов континентальной земной коры. При минимальной контаминации углеродом из вмещающих толщ шовных зон фундамента при встрече с водоносными горизонтами платформ возникают взрывные и кумулятивные эффекты и происходит формирование алмазоносных кимберлитовых трубок. При большей контаминации ультраосновной магмы образуются щелочно-ультраосновные кольцевые интрузии, карбонатитовые массивы, а также субщелочные оловоносные 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 выплавов и гидротермальных флюидов, являясь рудопроводящими и рудораспределяющими каналами в орогенах. По-видимому, вдоль сквозьлитосферных зон трансформных разломов могут мигрировать некоторые эманации, образующие в верхнем структурном ядре специфические рудные скопления. Таким путем формируются в зонах разломов жильобразные залежи тонкокристаллического стибнита (с золотом). Хотя роль поперечных разломов часто учитывается при прогнозе и определении направления поисковых работ, до сих пор механизм их образования не рассматривался с позиции мобилистских геодинамических моделей.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ПРОВИНЦИИ, ЗОНЫ И ЭПОХИ

О региональных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых В. И. Смирнов писал: «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» [15, с. 553].

Для 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) и 5) рудные зоны (районы)— например, планетарный металлогенический пояс с различными рудными месторождениями Северной и Южной Америки, Мексиканская флюоритоносная провинция и металлогеническая провинция с медно-порфировыми месторождениями Южной Америки, медно-порфировый пояс Чили.

Как справедливо считает А. Д. Щеглов, «...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» [22, с. 142].

Теория тектоники литосферных плит 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 — объясняют более двух десятков типов региональных геодинамических обстановок. Это должно внести соответствующие коррективы в подход к определению основных металлогенических единиц (структурно-металлогенических зон), которые заключаются в следующем.

1. Перечисленные геодинамические обстановки и созданные модели в ходе своего геологического развития имеют разные мас-

штабы проявления на современном лице Земли в виде складчатых поясов континентальной земной коры.

Большинство геодинамических обстановок выделяется на примере изучения структур, возникающих на окраинах мегаплит; к последним относятся следующие основные структурные элементы земной коры первой группы:

- 1) рифтовые зоны на континентах (они, судя по Африканско-Аравийской системе, могут раскалывать крупные континенты),
- 2) срединноокеанические хребты,
- 3) пассивные окраины континентов,
- 4) абиссальные впадины (ложе океанов),
- 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 (по морфологии) условия могут появляться и на меньших расстояниях в районах мезоплит.

Вторая группа основных структурных элементов земной коры даже в начальные этапы развития имеет меньшую протяженность. К ним относятся островные дуги, глубоководные желоба, окраинные моря, микроконтиненты и зоны столкновения островной дуги и микроконтинента 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 первой группы, на 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 второй группы весьма протяженные в процессе формирования комплексы океанической коры (формации срединноокеанических хребтов и спрединговых окраинных морей) будут обдуцироваться локально на пассивные окраины континентов, значительно осложняя их строение.

Следовательно, планетарный характер на современной поверхности Земли имеют лишь пассивные и активные окраины континентов и рифтовые зоны на Африканском континенте. Они могут быть приняты за планетарные металлогенические пояса, из которых наиболее развит планетарный Западно-Американский пояс активных окраин Североамериканской и Южноамериканской литосферных плит. Этот планетарный металлогенический пояс начал формироваться в мезозое, интенсивно развивался в палеогене и неогене и продолжает развиваться в настоящее время.

Пассивные окраины Североамериканского, Южноамериканского, Африканского и других континентов являются аренами нефтегазообразования и морских россыпей; их осадочные призмьы кроме того являются потенциальными источниками стратиформных полиметаллических и других месторождений.

Рифтовая зона Африки оказывает влияние на размещение карбонатитовых массивов и ассоциированных с ними месторождений.

При металлогеническом анализе большое внимание следует уделять таким планетарным структурам, которые могут способствовать расшифровке общего металлогенического облика крупных регионов. Подобных планетарных поясов очень мало. В пределах СССР это западная ветвь Тихоокеанского пояса, которая резко отличается по условиям своего развития от Кордильерско-Андийского орогена, составляющего основу восточной ветви Тихоокеанского пояса. Другим 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 по сравнению с Кордильерско-Андийским орогеном, поэтому, естественно, рассматривается в настоящее время как разобщенные металлогенические провинции.

2. 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. Например, металлогенический комплекс океанической коры, формирующейся в срединноокеанических хребтах, и в спрединговых окраинных морях с магматическими месторождениями хромита, платиноидов, сульфидов никеля, асбеста и др.; медно-цинковыми колчеданными месторождениями (кипрского типа) и стратиформными марганцевыми месторождениями в кремнистой формации; металлогенический и минерагенический комплекс пассивных окраин с месторождениями нефти и газа, со стратиформными, реже штокверковыми и жильными свинцовыми и свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных отложениях, с морскими россыпями титановых минералов, монацита, алмазов. Еще больший набор рудных формаций и промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых характерен для авлакогенов, активных окраин континентов и коллизионных зон.

3. 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 геологических формаций, площади металлогенических зон точно соответствуют площа-

дям структурно-формационных зон. При наложенных рудных формациях границы этих зон будут различаться.

4. Изучение материалов Евразии, как считал А. Л. Яншин, 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.

В недалеком геологическом прошлом и в более древние периоды процессы наращивания литосферных плит в одних участках земного шара сопровождались процессами разрушения и подвигания плит — в других. Поэтому для фанерозоя 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 (например, эпохи бокситообразования в данной рудной провинции).

Намечается некоторая цикличность только в связи с периодическим возникновением в геологической истории (двух-четырёхкратное) суперматериков — Пангей. Как полагают, их образование и развитие связано с перестройкой сети ячеек конвективных потоков в астеносфере. Имея это в виду, можно говорить о том, что в отдельные периоды геологической истории может преобладать рифтогенез на континентах, раскрытие океанов с широким развитием пассивных окраин континентов, в другие периоды на фоне раздвижения в срединноокеанических 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 типу с созданием суперконтинентов. Очевидно, Пангея А. Вегенера, существовавшей в период 225—250 млн. лет, предшествовали прото-Пангеи в периоды 1 и 2 млрд. лет назад. Однако это пока лишь рабочие гипотезы, основанные на далеко неполном обобщении имеющихся материалов.

Рассмотрение известных урановых месторождений мира, среди которых выделяются ураноносные районы Северной территории Австралии, Витватерсранда и Блайнд-Ривера, Мунана, Мери-Кетлин, Биверлоджа, Банкрофта и Большого Медвежьего озера, Шинколовбе и другие, позволяет прийти к выводу о том, что протерозойская эпоха была особенно благоприятна для скоплений урана. Сказанное подтверждается также и тем, что на современных островных дугах, в зонах обдукции и 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 квасцовые сланцы Кульма и девонские черные сланцы Чаттануги, можно предположить, что содержание урана в архейских и протерозойских породах в среднем значительно выше содержаний в фанерозойских породах.

Для объяснения закономерностей обогащения ураном архейских пород и наличия многих крупных урановых рудных полей и месторождений в древних породах необходимо учитывать, что на первом этапе дифференциации верхних оболочек Земли значительная часть урана вместе с некоторыми другими литофильными элементами земной коры выделялась в протокуру, 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 %, Блайнд-Ривер 0,08—0,1 %), а также третичные продукты перераспределения урана в виде скоплений богатых руд (месторождения Северной территории Австралии, жилообразные месторождения в авлакогенах Канадского щита). Наоборот, при образовании пород океанической коры в срединных хребтах, несмотря на существование благоприятных условий для образования концентраций урана (например, маломощные тонкотерригенные толщи в грабенах на склонах хребтов), из-за низких концентраций урана в астеносферном веществе, в породах фанерозойских орогенов не наблюдается такого скопления урана, как в протерозойских. Более того, вероятно, что источником вещества некоторых палеозойских гидротермальных и инфильтрационно-вадных месторождений могли быть архейские и протерозойские породы. Например, не случайно крупное месторождение Джилери в Австралии приурочено к неогеновым покровам континентальных осадков, перекрывающим архейские и протерозойские породы.

Существование особо благоприятных условий образования крупных скоплений урана в породах протерозоя следует учитывать при поисках урановых месторождений и использовать как региональный стратиграфический (временной) поисковый критерий. При поисках 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. К слабоперспективным и неперспективным площадям следует относить районы, сложенные молодой океанической корой и молодыми островодужными формациями.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Одной из главных геологических 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.

Нефть и газ. Богатые нефтегазоматеринские продуктивные толщи образуются на пассивных окраинах континентов, в недоразвившихся ветвях рифов (авлакогенах) и в шовных зонах столкновения континентов кавказского типа, на реликтовых площадях плит с океанической корой, а также на пассивных окраинах мезоплит. 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.

Пассивные окраины на современной поверхности Земли представлены северными шельфами Евразии, шельфами Северной Америки и Гренландии, шельфами Южной Америки и Западной Африки и другими структурами земной коры. В качестве примера нефтегазоносных авлакогенов можно привести бассейн дельты р. Нигера. 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 происходит накопление и консидиментационные 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 неразубоженные туфогенным материалом обычно имеют малую мощность. Поступление больших масс туфо-

вого 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 небольших 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, развитые в срединных частях бассейна, фациально переходящие на континентальном склоне и шельфе в мощные терригенные коллекторы — 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. 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 высокопродуктивных нефтегазоматеринских толщ на пассивных окраинах континентов, являются первой важной геотектонической поисковой предпосылкой крупных месторождений нефти и газа [10].

Вторая важная поисковая предпосылка — палеоклиматическая. В настоящее время сумма накопленных фактов о палеоклиматических индикаторах размещения древних эвапоритов, красноцветов, тиллитов и т. п., включая сравнительно недавно полученные данные о протяженном поясе пермь-триасового угленакопления в центральной части Антарктиды, могут быть объяснены только дрейфом литосферных плит. 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.

Третья важная предпосылка для поисков месторождений нефти и газа называется геодинамической, или субдукционной, так как она основана на существовании процесса субдукции континентальной коры.

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 другой структурный элемент, вызывает дальнейшую латеральную миграцию углеводородов, начатую при накоплении седиментационной призмы. Надвигаемая плита создает дополнительное давление и из перекрываемых плитой нефтематеринских

толщ углеводороды «выдавливаются» и мигрируют вверх в толщи — коллекторы. Таким образом, по-видимому, не только температурный фактор, нагрев и физико-химические превращения, а и давление определяет образование и миграцию водонефтяной и парогазовой эмульсий, которые образуют скопления углеводородов. При этом чем больше субдуцируемая площадь осадочных нефтематеринских толщ, тем больше нефти и газа поступает в продуктивные толщи.

Зная субдукционный механизм миграции углеводорода, можно предположить, что часть скоплений нефти и газа в северной части бассейна Персидского залива, в Азербайджане и Туркмении образована в результате этого процесса.

В мезо-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 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) в протерозойских конгломератах и терригенных углеродистых формациях; 2) гипотермальные и мезотермальные золото-кварцевые и золото-полиметаллические жильные, 3) эпитермальные субвулканические золото-серебряные с теллуридами, 4) золотоносные россыпи, 5) золотосодержащие медно-порфировые и полиметаллические.

Значительные запасы золота содержатся и извлекаются из руд медно-порфировых месторождений. В последние годы появились новые промышленно-генетические типы месторождений, например, стратиформные месторождения тонкодисперсного золота в окварцованных доломитовых известняках (месторождение Карлин штата Невада, США).

Уникальное месторождение Витватерсранд, ураново-золоторудные месторождения Северной территории Австралии, а также такие объекты, как Блайнд-Ривер, несмотря на кажущееся большое 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).

Золоторудные месторождения встречаются в различных геодинамических обстановках: 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 столкновении континентов.

Месторождения в протерозойских авлакогенах. Сравнительный анализ геодинамических обстановок, благоприятных для скоплений полезных ископаемых, позволяет рекомендовать поисковые работы в первую очередь в 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, 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 еще на стадии рекогносцировочного обследования структурными скважинами в протерозойских авлакогенах могут быть встречены новые месторождения золота (типа месторождений Витватерсранда), меди, свинца и цинка (типа месторождений Маунт-Айза и Хилтон), урана (типа Блайнд-Ривер и Витватерсранд), а также, возможно, и других полезных ископаемых, например марганца.

На этом же этапе должна быть определена зараженность толщ ураном.

Месторождения активных окраин континентов могут быть представлены всеми известными промышленно-генетическими месторождениями (кроме типичных островодужных). Однако наибольший интерес, видимо, и в данной геодинамической обстановке будут представлять протерозойские отложения авлакогенов, вовлеченные при развитии активных окраин кордильерского типа в процессе формирования покровов и шарьяжей. В этом случае эти 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, переслаиваясь с покровами пород палеозойского возраста. В зонах покровно-шарьяжного строения областей активных окраин континен-

тов (в поднадвиговых зонах) могут встречаться стратиформные месторождения тонкодисперсного золота (типа месторождений Карлин). Ближе к океану могут быть обнаружены как гипотермальные и мезотермальные жильные золоторудные месторождения в ассоциации с медью и полиметаллами, 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.

Месторождения в островодужных геологических формациях представлены преимущественно мезотермальными кварцево-жильными 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 ними структурам может быть перемещена на расстояние в километры и даже первые десятки километров.

Островодужные медно-порфировые месторождения, медно-порфировые месторождения активных окраин континентов, а также медно-полиметаллические месторождения типа Куроко необходимо тщательно исследовать на золото. Должна также учитываться пространственная связь медно-полиметаллических месторождений типа Куроко с более молодыми по возрасту гидротермально-вулканогенными золото-серебряными и золото-теллурувыми месторождениями.

В вулканогенно-осадочных (аллювиальных) островодужных отложениях следует ожидать золотоносные россыпи, образовавшиеся при размыве зон цементации медно-порфировых месторождений.

Месторождения в зонах столкновения островных дуг с континентами и континентов с континентами представлены месторождениями, образованными в периоды развития островных дуг и активных окраин. При формировании орогенов столкновения они 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 как с вулканогенными, так и гидротермально магматическими процессами, могут образовываться в шовных зонах, а также в краевых частях сталкивающихся окраин. В этом случае они ассоциируют с породами офиолитового комплекса и накладываются на них.

Уран. Урановые месторождения представлены следующими промышленно-генетическими типами: 1) пластовые стратиформные в протерозойских конгломератах и песчаниках (типа Блайнд-Ривер, Витватерсранд), 2) жильные и жилообразные гидротермальные в протерозойских кристаллических породах (типа месторождений Медвежьего озера, Шинколовбе 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 вулканитах, а также в других породах, прорываемых кислыми интрузиями.

Месторождения в протерозойских образованиях. Предлагаемые критерии для золота в равной мере могут использоваться и при поисках урановых месторождений, хотя источником урана являлись кислые гранитоидные и метаморфические породы архея и протерозоя. Уран, как и золото, мог накапливаться в виде стратиформных залежей механическим путем, как россыпная компонента в виде уранинита, а также хемогенным в обогащенных органическим веществом продуктивных толщах и горизонтах (например Витватерсранд и Блайнд-Ривер). Однако он более подвижен по сравнению с золотом и может подвергнуться переконцентрации. Конгломератовые и песчаные толщи протерозоя, по-видимому, нередко являлись аренами мощного перераспределения урана палеогрунтовыми водами и гидротермальными растворами, которые разгружались вдоль зон разломов, вновь отдавали уран с образованием жилообразных гидротермальных и гидротермально-вадозных месторождений. Следовательно, другим важным тектоническим критерием для поиска богатых урановых месторождений в протерозойских авлакогенах является приуроченность оруденения к крутопадающим сравнительно редким, но значительным по протяженности зонам разломов. Сложнее поиски в краевых зонах авлакогенов, которые при процессах столкновения с островными дугами или окраинами континентов подвергались сложным деформациям.

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 сероцветных толщах. Сероцветные толщи, угленосные отложения, а также нефтегазоносные структуры выступают в роли мощных геохимических барьеров. Источниками урана являются туфогенный материал, гранитоиды или ураноносные черные углеродистые сланцы, залегающие гипсометрически выше толщ, а также прилегающие гранитоидные массивы. Аридный климат способствует формированию и сохранению рудных залежей.

Для урановых месторождений в песчаниках разработаны следующие региональные поисковые геологические критерии: 1) при-

уроченность месторождений к активным окраинам континентов или микроконтинентов, к стабильным блокам на этих окраинах, характеризующимся длительным накоплением сравнительно мало-мощных 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 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 сланцами, содержащими уран, молибден и рений, на тесную пространственную связь собственно урановых месторождений с массивами гранитов.

Медь. Меднорудные месторождения представлены следующими промышленно-генетическими типами: 1) медно-порфировые с молибденом и золотом, 2) стратиформные медистые сланцы с кобальтом, 3) медистые песчаники со свинцом, цинком, серебром, рением и другими металлами, 4) медноколчеданные в толщах базальтоидов (кипрского и уральского типа), 5) медно-полиметаллические в контрастных вулканических толщах микроконтинентов (тип Куроко), 6) эпигенетические тела массивных халькопиритовых руд и ассоциирующие с ними стратиформные залежи свинцово-цинковых руд в проницаемых толщах авлакогенов. Меньшее промышленное значение имеют месторождения типа манто в вулканогенных толщах, медные жильные месторождения и некоторые другие.

Анализ размещения медно-порфировых месторождений показал, что можно выделить по крайней мере четыре региональных геодинамических 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 (Маунт-Фьюбилайн, Новая Гвинея) и 4) зоны столкновения континентов кавказского типа (месторождения Мисхано-Зангезурской металлогенической зоны в стадию столкновения на активной окраине континента). При

прогнозе и на первых стадиях перспективной оценки месторождений указанные критерии могут быть использованы для оценки сопутствующих элементов золота, например молибдена, концентрации которого выше на активных окраинах континентов.

Анализ тектонических обстановок с позиций теории тектоники плит позволил прийти к выводу, что месторождения медистых сланцев и медистых песчаников представляют собой два принципиально различных промышленно-генетических типа, сформированных на активных окраинах континентов.

Медноколчеданные месторождения кипрского типа до сих пор во многих случаях прогнозировались и оценивались как образования ранних стадий развития геосинклинальных трогов, или как наложенные поздними процессами. Установлено, что это образования океанической коры, сформировавшиеся в срединноокеанических хребтах 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, с учетом аллохтонного и деформированного состояния этих толщ. Это кардинально меняет направление прогноза, поисков и оценки медноколчеданных месторождений. Такой же подход к прогнозу должен быть к медно-полиметаллическим колчеданным островодужным месторождениям типа Куроко. Месторождения данного типа сингенетичны вулканогенным толщам и почти согласны их наслоению; на континентах они 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.

По мнению А. Н. Кена (1969 г.), следует учитывать приуроченность рудных залежей к определенным рудоносным поверхностям. Детальные палеореконструкции рудных полей месторождений данного типа являются ключом к обнаружению новых глубокозалегающих залежей во многих известных горнорудных районах.

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 при столкновениях пассивной окраины с островной дугой. Для установления более четких геотектонических критериев этой рудной формации необходимо детально изучать геодинамические обстановки.

Важным промышленно-генетическим типом свинцово-цинковых месторождений являются жильные и иногда контактово-метасоматические месторождения со значительным количеством се-

ребра, 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 медно-порфировых месторождениях, концентрация молибдена известна в собственно молибденово-кварцево-молибденовых (вместе с вольфрамом) штокверковых месторождениях, приуроченных к молодым интрузивным штокам риолитовых порфиров (Кляймакс) на активных окраинах континентов кордильерского типа.

Олово. С позиций теории тектоники плит выделяется три главных промышленно-генетических типа оловорудных месторождений: 1) грейзеновые и кварцево-жильные с касситеритом (и вольфрамитом) в экзо- и эндоконтактных зонах палингенных оловоносных гранитов, формирование которых предположительно происходило при закрытии окраинных морей, под аллохтонами микроконтинентов, надвигавшихся на пассивные окраины континентов; 2) оловянно-серебряные и собственно оловянные месторождения, приуроченные к молодым интрузиям кварцевых порфиров, в тыльных надвиговых поясах, на активных окраинах континентов андийского типа; 3) оловоносные граниты, связанные с внутриплитной активизацией на древних платформах (плато Джос в Нигерии, Рондония в Бразилии).

Ртуть. Намечаются три главных геотектонических обстановки, в которых формируются ртутные месторождения: 1) пояса покровно-шарьяжного строения образовавшиеся в результате закрытия спрединговых и останцовых окраинных морей при столкновении микроконтинента с континентом (Средняя Азия, Корякское нагорье — СССР и, по-видимому, Альмаден — Испания); 2) офиолиты и наложенные на них и на другие породы молодые эффузивы в краевых частях активных окраин континентов (Калифорния; Хуановелика — Чили; Монте-Амиата — Италия), 3) терригенные толщи авлакогенов над сжатой океанической корой (Никитовское месторождение).

Бокситы. Высококачественные бокситы (геосинклинальные) являются специфическими и очень характерными накоплениями больших масс окиси глинозема на островных дугах. Поэтому в континентальной коре их следует искать в аллохтонных островодужных геологических формациях со следами интенсивного латеритного выветривания, т. е. в ороенах 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, Саяна, Центрального Казахстана и других областей палеозойской складчатости потребуется создать мобилистские палеотектонические реконструкции необходимой детальности, рассмотреть палеопозицию в тропическом поясе не только Сибирской и Казах-

станской мегаплит, но и более мелких мезоплит, причленившихся к ним в разные периоды раннепалеозойского орогенеза.

ГЛАВА 11

ПРОБЛЕМЫ ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ПЛИТ И ГЕОЛОГИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Из приведенного в работе анализа основных положений и достижений теории тектоники литосферных плит, их значения для развития учения о полезных ископаемых следует, что основная проблема геологии — выявление условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых — должна решаться в значительной мере за счет дальнейшей разработки фундаментальных вопросов геотектоники и сопряженных с ней геологических наук. Предстоит пересмотреть наши представления о глубинном строении складчатых поясов (орогенов) и прилегающих к ним площадей на основе палеотектонических реконструкций.

Можно наметить следующие направления регионального анализа условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

1. В геотектонике — создание новых и совершенствование разработанных глобальной модели эволюции литосферы и региональных геодинамических моделей развития основных типов структурных элементов земной коры; дальнейшее пополнение и усложнение классификации основных типов структурных элементов земной коры и модели стадийной эволюции континентальной литосферы в процессе раскрытия и закрытия океанов; детальный анализ процессов осадконакопления, магматизма и метаморфизма во времени и пространстве для каждого из выделяемых типов основных структурных элементов земной коры, т. е. выделение специфических геологических формаций (осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических) для определения структурно-формационных зон того или иного типа основного структурного элемента земной коры на разных стадиях их развития и, как итог, — создание детальной шкалы геологических формаций, которая должна являться основой для палеотектонических реконструкций; разработка геофизических критериев выделения основных типов структурных элементов земной коры и их структурно-формационных зон.

2. В региональной геологии и тектонике — на основе созданных геодинамических моделей основных типов структурных элементов земной коры, геолого-формационных и геофизических критериев выделения слагающих их структурно-формационных зон необходимо пересмотреть интерпретацию строения, особенно глубинного, и эволюции основных регионов страны, и в первую очередь фанерозойских, а затем и протерозойских склад-

чатых поясов и прилегающих к ним площадей, включая перекрывающие их покровные образования.

Предстоит создать новую серию тектонических карт. Главным принципом составления этих карт должно являться выделение (цветом) основных типов структурных элементов земной коры, а не стадий становления континентальной коры (А. В. Пейве и др.) и тем более стадий геосинклинального цикла (традиционный принцип). Карты должны сопровождаться картами-схемами и профилями палеорекострукции по основным периодам развития складчатых поясов или их частей.

3. В исторической геологии — кроме анализа трансгрессий и регрессий, ареалов флоры и фауны необходимо рассмотреть новые глобальные палеотектонические реконструкции расположения литосферных плит; следует восстановить взаиморасположение и направление движения континентов и микроконтинентов, время разрыва и спаивания (столкновения) литосферных плит, несущих континентальную кору, время заложения островных дуг (микроконтинентов) и их причленения 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 динамической исторической геологии будут постепенно все более и более усложняться. Уже созданы и совершенствуются глобальные реконструкции размещения мегаплит и мезоплит литосферы в различные геологические периоды. 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 для островных дуг, активных окраин континентов, зон столкновения островных дуг и микроконтинентов с континентами и других орогенов незавершенного цикла развития, располагающихся в переходных зонах от океанов и континентам. Горизонтальные тектонические движения определяются на основании расшифровки палеомагнитных аномалий «записанных» инверсиями магнитных полюсов в базальтовых лавах, излившихся на склонах срединноокеанических хребтов. Палеомагнитные данные коррелируются с результатами литологических и палеонтологических исследований осадков, вскрытых скважинами глубоководного бурения на склонах срединноокеанических хребтов и в абиссальных равнинах. Труднее реконструировать эволюцию мезозой-кайнозойских орогенов заверщенного цикла развития, возникших в зонах столкновения типа континент—континент, особенно если столкновения сопровождались явлениями субдукции под косым углом и тектоническими движениями по трансформным разломам.

Наиболее сложным для палеотектонических реконструкций являются области эпипалеозойских и эпипротерозойских платформ*, представляющие собой иногда значительно эродированные линейные и каркасные орогены заверщенного цикла развития в результате столкновения литосферных плит, перемещавшихся в двух и более направлениях. В них можно видеть комбинации зон столкновений островная дуга—континент, микроконтинент—континент и континент—континент. 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, пород из бассейнов на аккреционных призмах островных дуг, а также на пассивных окраинах континентов и микроконтинентов), а также анализ размещения красноцветов, эвапоритов, тиллитов и других пород, дающих информацию о палеоклиматах.

4. При металлогеническом и региональном анализе нефтегазоносности территорий на основе новой интерпретации эволюции и глубинного строения перспективных территорий с учетом мобилистских геодинамических моделей развития основных типов структурных элементов земной коры и составления новой серии тектонических карт должны быть рассмотрены закономерности размещения в первую очередь наиболее продуктивных структурно-металлогенических зон и областей нефтегазонакопления, условия специализации магматических рудогенерирующих комплексов, геохимически аномальный состав осадочных (металлоносных) толщ, расположение нефтегазоматеринских толщ и других источников минеральных скоплений, условия формирования основных промышленно-генетических типов месторождений полезных ископаемых. При выяснении генезиса месторождений кроме источника минеральных веществ решающее значение должны иметь анализ условий и времени миграции флюидов, установление времени формирования основных промышленно-генетических типов скоплений полезных ископаемых. Для месторождений складчатых поясов (орогенов) важно определить не только время формирования скоплений полезных ископаемых, но и период их тектонического становления, а также момент выведения их на дневную поверхность и начала разрушения.

С позиций металлогенического анализа уже разрабатываются петрологические, геохимические и металлогенические критерии расшифровки зональности, полярности и других особенностей

* Вопросы развития и становления архейской протокры не рассматриваются.—Прим. автора.

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 основным критерием при палеотектонических реконструкциях.

5. При сравнительном региональном металлогеническом анализе и нефтегазоносности может быть применен методологический прием, использованный в свое время Ю. А. Билибиным [3]. Необходимо сопоставление результатов регионального геотектонического анализа геологического строения и эволюции различных структурно-металлогенических зон и рудных провинций, на основе тектонических карт и палеореконовструкций новой серии, уточнение условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, создание и уточнение глобальных и региональных металлогенических и минерагенических моделей.

Одним из главных направлений должно быть дальнейшее совершенствование геотектонической классификации месторождений полезных ископаемых по основным типам структурных элементов земной коры.

Можно предположить, что разработанные глобальные и региональные геодинамические модели развития земной коры и модели поступления выплавов астеносферного и более глубинного вещества в результате процессов дифференциации в жидком ядре Земли, а также основанные на них схемы металлогенезиса, позволят существенно уточнить представления о геохимических циклах миграции и балансах химических элементов (и их изотопов) в верхних оболочках, мантии и ядре Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существенным вкладом в развитие геологической науки являются разработки мобилистской теории. Созданы 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, сделаны выводы о наклонно-скупенном, а не слоисто-блоковом характере земной коры, а также о том, что океаническая, а затем континентальная литосфера формируется в процессе раскрытия и закрытия океанов. Новая теория и созданные модели удачно объясняют глобальные и региональные закономерности размещения сейсмических и вулканических областей.

Геодинамические модели основных структурных элементов земной коры позволили пересмотреть взгляды на эволюцию и глубинное строение нефтегазоносных и рудных провинций, на составление новых тектонических, металлогенических и минерагенических карт для выяснения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Получены новые данные, 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 вновь пришли к выводу о необходимости показа надвигового и покровно-шарьяжного строения. Этому содействовало вытекающее из новых геодинамических моделей утверждение об аллохтонном залегании в континентальной коре офиолитовых и островодужных формаций. Представления о принципиально ином строении некоторых регионов, в том числе и вмещающих очень крупные месторождения полезных ископаемых, еще только начинают осмысливаться, и делаются первые шаги по их использованию для переоценки перспектив нефтегазоносных и рудных провинций, попытки определения направлений поиска новых месторождений полезных ископаемых.

Можно не сомневаться, что мобилистские геодинамические модели в ближайшее время найдут широкое применение при составлении тектонических и прогнозных металлогенических и минерагенических карт. Однако при их применении могут допускаться и отдельные погрешности. Поэтому конструктивная критика в адрес новых построений должна приниматься с благодарностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостеолтехиздат, 1962, 608 с.
2. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеоллиздат, 1955, 88 с.
4. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.—Л., 1925, 145 с.
5. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Отв. ред. В. А. Кузнецов. Т. 1 и т. 2, Новосибирск, Наука, 1983, 184 и 176 с.
6. Геодинамика и полезные ископаемые. Применение геодинамических моделей при изучении глубинного геологического строения рудных и нефтегазоносных провинций и выявлении новых закономерностей размещения полезных ископаемых. Тезисы докладов к Всесоюзному научно-техническому совещанию. М., ВИНТИ, 1976, 246 с.
7. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. Отв. ред. О. Г. Сорохтин. М., Наука, 1979, 416 с.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.
9. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.
10. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. Изд. 1-ое. М., Недра, 1978, 287 с.
11. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974, 438 с.
12. Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., Недра, 1973, 157 с.
13. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли, рифтогенез на древних платформах. М., Недра, 1983, 280 с.
14. Новая глобальная тектоника. Ред. Л. П. Зоненшайн и А. А. Ковалев. М., Мир, 1974, 471 с.
15. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965, 1968, 1976 и 1982, изд. 1—4-ое, 590, 687, 688 и 669 с.
16. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974, 184 с.
17. Тектоническая карта Мира масштаба 1:25 000 000 (ред. В. Е. Хаин, 1977). Объяснительная записка — «Основные черты тектоники континентов и океанов». М., 1980: 94 с.
18. Унков В. А. Тектоника плит. М., Недра, 1981, 288 с.
19. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли по геофизическим данным. Сер. Итоги науки и техники (Физика Земли). М., ВИНТИ, т. 3, 4 и 7, 1978, 1979 и 1983: 272, 223 и 226 с.
20. Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-ое перераб. и дополн. М., Недра, 1973, 512 с.
21. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., Недра, 1971, 1977 и 1979: 548, 359 и 356 с.
22. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976, 295 с.
23. Barr D. A. Gold in the Canadian Cordillera. CIM Bulletin, 1980, June, p. 59—76.
24. Barton P. B. Jr. Metallogenesis. In: Reviews of Geophysics and space physics, 1983 July, vol. 21, N 6, p. 1407—1419.
25. Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits. Energy, Mines and Resources Canada. Geological Survey Bulletin 280, 1979.
26. Brookfield M. E. The emplacement of giant ophiolite nappes. 1. Mesozoic cenozoic examples. Tectonophysics, 1977, vol. 37, p. 247—303.
27. 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. 406—433.

28. Colley H., Greenbaum D. The mineral deposits and metallogene nesis of the Fiji Platform. *Econ. Geol.*, 1980, vol. 75, N 6, p. 807—829.
29. *The Continental Crust and Its Mineral Deposits*. Ed. D. W. Strangway (a Volume in Honour of J. Tuzo Wilson). The Geological Association of Canada Special Paper Number 20, 1980.
30. Dewey J. F. Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 1976, vol. 31, p. 93—120.
31. Dewey J. F., Bird J. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite apalachian ophiolites in Newfoundland. *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 14, p. 3179—3206.
32. Dewey J. F., Burke K. C. A. Tiberian, variscan and precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. of Geol.*, 1973, vol. 81, p. 683—692.
33. Dewey J. F., Burke K. Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. *Geology*, 1974, vol. 2, N 2, p. 57—60.
34. Frutos J. Andean metallogeny related to the tectonic and petrologic evolution of the Cordillera; some remarkable points. Birthday Paul Ramdohr Jubileum Volume. Springer Heidelberg, p. 493—507.
35. Fujita K. Pre-cenozoic tectonic evolution of Northeast Siberia. *J. Geol.*, 1978, vol. 86, N 2, p. 159—172.
36. Fujita K., Newberry J. T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions. *Tectonophysics*, 1982, vol. 89, p. 337—357.
37. *The Genesis of Sedimented — Hosted Exhalative Zinc — Lead Deposits*. Mineralium Deposita, 1981, vol. 16, p. 113—127. Aut.: Russel M. J., Solomon M., Walshe J. L.
38. Gervasio F. C. Ore deposits of the Philippine mobile belt. *Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Res. Geol. and Geophys. Austral.* 1973, vol. 141, p. 191—207.
39. Helwig J., Hall G. A. Steady-state trenches(?) *Geology*, 1974, vol. 2, N 7, p. 309—312.
40. *Journal Geological Society*. London, 1978, vol. 135, p. 355—455.
41. Karig D. E., Sharman G. E. Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, p. 377—389.
42. *Metallogeny and plate tectonics*. *Geol. assoc. of Canada, Spec. paper*, 1976, N 14.
43. Mitchell A. H. G., Garson M. S. *Mineral Deposits and Global Tectonic Setting*. 1981, Acad. Press.
44. Mitchell A. H. G., McKerrow W. S. Analogous Evolution of the Burma Orogen and the Scottish Caledonides. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, N 3, p. 305—315.
45. *Ore Deposits Models*. Geoscience Canada. 1980, vol. 7, N 2, 4; 1981, vol. 8, N 2, 4.
46. *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., Ryan W. D. F., Bonnin J.
47. Sangster D. F. Plate tectonics and mineral deposits: a view from two perspectives *Geoscience Canada*, 1979, vol. 6, N 4, p. 185—188.
48. Sengor A. M. C., Jilmaz J. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 1981, vol. 75, p. 181—241.
49. Sillitoe R. H., Jaramillo L. Setting, characteristics and age of the Andian Porphyry Copper belt in Colombia. *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 8, p. 1837—1850.
50. *Studies in East Asian (Tectonics and Resources)*. IDOE SEATAR CCOP IOC, 1980.
51. Taylir S. R., Toksoz M. N. Crust and upper-mantle velocity structure in the Appalachian orogenic belt: Implications for tectonic evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1982, vol. 93, N 4, p. 315—329.
52. Uyeda S., Kanamori H. Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *J. Geophys. Res.*, 1979, vol. 84, N B3 (March 10), p. 1049—1061.

Остаточная намагниченность пород 6
Островные дуги 14, 17, 21, 23, 27,
31, 61, 62, 64, 65, 87, 91, 103, 104,
117, 118, 147, 173, 174, 199

Палеомагнетизм 7

Палеомагнитный метод 7, 18

Пангея 5, 201

Пассивные окраины континентов и
микроконтинентов 3, 9, 21, 23, 25, 30,
45, 87, 102, 145, 156, 199

Платформы 22, 23, 30, 33, 86, 98

Подушечные лавы толеитовых ба-
залтов 50, 52, 53, 87, 89, 90, 100,
127, 147, 167

Раздвижение 15, 23, 25, 26, 37, 48,
116, 153, 157

Расширение морского дна 7, 8, 10, 48,
49, 51, 54

Рифтовые зоны на континентах 3, 9,
21, 23, 25, 30, 37, 42, 86, 98, 120, 144,
153, 155, 199

Сдвигение (схождение, поддвигание)
16, 17, 24, 26, 58, 66, 68, 69, 72—74,
93, 118, 119, 173, 186, 189

Скольжение 15, 24, 29, 80, 82, 83, 191
Срединноокеанические хребты 3, 7, 9,
15, 21, 23, 25, 32, 48, 51, 89, 100,
147, 163, 199

Столкновение плит 17, 28, 72—75, 77,
91, 113, 184, 186, 188, 189, 213

Структурно-формационные зоны 61,
97, 98—107, 144—152, 202

Субдукция 10, 16, 20, 26, 56, 59, 61,
66—69, 78, 82, 83, 93—95, 173

Тектоника плит 8—10, 13, 14, 21, 33,
65, 108, 116—122, 124, 141, 192, 212

Тектоно-магматическая активизация
8, 22—24, 30, 36, 86, 98, 144

Тепловой поток 55

Типы месторождений:

— алмазоносные россыпи 145, 160
— апатитовые магматические 144,
155

— апатитовые и магнетитовые кар-
бонатитовые 144, 154

— бокситовые латеритные остро-
во-дужные 147, 174

— борные, литиевые с вольфрамом
149, 183

— вольфрамитовые с шеелитом, мо-
либденитом и касситеритом 149

— железорудные скарновые 148, 178,
179

— золоторудные типа Карлин 149,
183

— золото-серебряные с теллуридами
и золотокварцевые 147, 174, 177

— золото-урановые и урановые стра-
тиформные в протерозойских авлако-
генах 146, 162

— магнезитовые, тальковые и сидери-
товые 151, 189

— марганцевые пластовые в терри-
генных и кремнистых толщах 147

— медистые песчаники гидротермаль-
но-инфильтрационные 148, 181

— медистые сланцы 146, 160, 185

— медно-золоторудные и серебряные
жильные 148, 179

— медно-молибденовые порфировые
148, 180, 190

— медно-порфировые (с золотом)
147, 173, 186

— меднорудные турмалинизирован-
ные трубки брекчий 148, 180

— медно-цинковые колчеданные
(кипрский тип) 147, 164—171

— медные и медно-цинковые страти-
формные (тип Фелизчая и Бесси)
170

— медные типа «манто» 148, 180

— молибденовые и молибдено-вольф-
рамовые 149

— монацитонные россыпи 145, 160

— никель-кобальтовые латеритные
150, 188

— оловорудные и олово-серебряные
грейзеновые и жильные 149, 182

— параллические угленосные бассей-
ны 145, 157

— полиметаллические типа Куроко
147, 175, 176

— полиметаллические с серебром и
золотом метасоматические и жиль-
ные 148, 181

— рассолы и металлоносные осадки,
обогащенные медью, цинком и дру-
гими компонентами 145, 156

— редкометальные (олово, вольфрам,
бериллий и др.) грейзеновые и жиль-
ные 144, 149, 151

— редкометально-полиметаллические
ксенотермальные 147, 178

— ртутные эпи- и телетермальные
148, 151, 178, 179, 190

— самородной и пиритной серы 147,
177

— свинцово-цинковые и медно-свин-
цово-цинковые в терригенных отло-
жениях авлакогенов 146, 161

— тантало-ниобиевые карбонатито-
вые 144, 154

— титаносные прибрежно-морские
россыпи 145, 160

— урановые, иногда с золотом, жи-
ло- и линзообразные в проницаемых

толщах протерозойских авлакогенов
146, 162

— урановые и урано-ванадиевые гидротермально-инфильтрационные и экзогенные эпигенетические 149, 152, 181, 183

— хромитовые магматические сегрегационные 120, 121, 132, 147, 150, 163, 189, 200

Трансформные разломы 24, 29, 80, 84, 152, 191

— первого рода 24, 29, 32, 81, 89, 191

— второго рода 24, 29, 32, 82, 83, 89, 191

— третьего рода 24, 29, 32, 83, 84, 87, 89

Тройные сочленения 40, 42, 45, 108

Цикл и стадии раскрытия и закрытия 112, 114—116

Эвапориты 98, 105, 120, 156, 158

Эндогенные режимы материков 13, 116, 118, 120, 122

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-----------------------	---

Часть I

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 1. Теоретическая геотектоника в XX в.	5
Глава 2. Модель строения и развития литосферной оболочки Земли	13
Глава 3. Типы структурных элементов земной коры	20
Глава 4. Модели и геологические особенности основных типов структурных элементов земной коры	33
Платформы и щиты	33
Абиссальные впадины (ложе океанов)	34
Дно отгороженных окраинных морей	36
Зоны внутриплитной активизации	36
Рифтовые зоны континентов	37
Авлакогены	45
Пассивные окраины континентов и микроконтинентов	45
Срединноокеанические хребты	48
Дно спрединговых окраинных морей	54
Глубоководные желоба	56
Островные дуги (энсиматические)	61
Микроконтиненты	67
Орогенные пояса кордильерского типа	68
Активные окраины континентов андийского типа	69
Орогены столкновения континента с островной дугой	72
Зоны столкновения микроконтинента с континентом	73
Орогены столкновения континентов	74
Зоны трансформных разломов	80
Некоторые общие закономерности взаимодействия литосферных плит	84
Глава 5. Теория тектоники литосферных плит и геосинклинальная гипотеза	108
Глава 6. Применение моделей теории тектоники литосферных плит	124

Часть II

КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Глава 7. Формирование и размещение месторождений полезных ископаемых	143
Предрифтовые и рифтовые зоны	153
Пассивные окраины и авлакогены	156
Срединноокеанические хребты и окраинные моря	162
Островные дуги, микроконтиненты и активные окраины континентов	173
Зоны коллизии литосферных плит	186
Зоны трансформных разломов	191

Глава 8. Источники флюидов и рудного вещества	192
Глава 9. Металлогенические и минерагенические комплексы, провинции, зоны и эпохи	198
Глава 10. Региональные и локальные критерии поисков месторождений полезных ископаемых	203
Глава 11. Проблемы теории тектоники плит и геологии полезных ископаемых	212
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	216
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	217
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	219

АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ КОВАЛЕВ

МОБИЛИЗМ И ПОИСКОВЫЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Редактор издательства Т. А. ГОРОХОВА
Переплет художника А. ТОЛМАЧЕВА
Художественный редактор В. В. ШУТЬКО
Технический редактор Л. Г. ЛАВРЕНТЬЕВА
Корректор С. Г. БАРСУКОВА

ИБ № 6334

Сдано в набор 31.10.84. Подписано в печать 11.05.85. Т- 10931. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 3. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 14,0. Усл. кр.-отт. 14,0. Уч.-изд. л. 18,71. Тираж 1850 экз. Заказ 61/493-1. Цена 3 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

4678