

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ МЕСТО В РАЗВИТИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости имеются три разновозрастных комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Генетическая однотипность этих комплексов подтверждается общими особенностями состава и строения входящих в него формаций и сходными палеотектоническими условиями их формирования. Вопрос о генетическом родстве входящих в состав комплексов вулканогенных образований рассмотрен в предыдущем разделе. Все они принадлежат к спилито-кератофировой группе, в основном к спилито-диабазовой формации (Кузнецов, 1964), с четкими петрографическими и петрохимическими особенностями. В большинстве районов наблюдается тесная пространственная ассоциация спилитов и кератофиров с интрузивными телами диабазов, спилитов и гипербазитов, что позволяет выделять в пределах этих районов типичные офиолитовые формации. Во всех трех разновозрастных комплексах отмечается четкая пространственная и иарогенетическая связь спилито-кератофировых образований с яшмами, яшмовидными породами, кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами, т. е. с породами яшмовой и кремнисто-сланцевой формации. Широко развиты и терригенные породы, которые в основном согласно подстилают и перекрывают вулканогенно-кремнистые образования, фациально замещают их по простиранию (см. рис. 8 и 9).

Породы комплексов формаций, независимо от их возраста в большинстве районов, как правило, геологически наиболее древние и соответствуют формированию главных геосинклинальных комплексов этих районов (Муратов, 1964). Наиболее характерная и постоянная особенность ранних стадий развития геосинклинальных систем — начальный офиолитовый магматизм (Штилле, 1964; Обуэн, 1967) проявлена здесь во всех трех разновозрастных комплексах.

Закономерное пространственное распределение однотипных, но разновозрастных комплексов формаций с омоложением их возраста в направлении к Тихому океану позволяет выделить в пределах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости три разновозрастные тектонические зоны, которые отличаются не только временем формирования главного геосинклинального комплекса, но и всем последующим развитием. Характеристика вулканогенно-кремнистых формаций в предыдущих разделах дана именно по этим зонам.

Границы между ними в большинстве случаев проходят по крупным зонам, разломов, которые фиксируются как по геологическим (Егиазаров и др. 1965; Геология СССР, 1964), так и по геофизическим данным (Ривош, 1963; Чиков, Иванов, 1963, Агапитов, Иванов, 1969). Показательно, что границы между тектоническими зонами часто имеют четко выраженный дугообразный характер, а в местах сочленения, как, например, в пределах Центрально-Корякского горного узла (по К. П. Дегтяренко, в кн.: Егиазаров и др., 1965), наблюдается целая серия разломов в основном двух направлений, соответствующих простираниям дуг. Границы между тектоническими зонами обычно проходят по межгорным впадинам. Анадырско-Корякская зона отделяется от мезозойд Северо-Востока СССР Пенжинской впадиной, Ветвейско-Камчатская от Анадырско-Корякской — впадиной Парапольского дола, которая продолжается на юго-запад в акватории залива Шелехова и Одотского моря, а Восточно-Камчатская от Ветвейско-Камчатской — Центральной Камчатской депрессией вместе с проливом Литке.

Рассмотрим историю развития тектонических зон начиная со времени формирования пород главного геосинклинального комплекса.

Как правильно отмечалось В. Ф. Белым и др. (1964), в геосинклинальном развитии этой зоны отчетливо выделяются три стадии. Первая соответствует накоплению единого комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций и охватывает интервал от конца поздней юры до валанжина включительно. Процесс осадконакопления происходил, видимо, в едином прогибе, в пределах которого выделялись зоны преимущественного накопления терригенных осадков. Интенсивность подводного вулканизма усиливается по направлению от внешней части Корякско-Анадырской зоны, граничащей с мезозоидами и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, к внутренней. Детально выделить отдельные зоны вулканизма не удалось из-за неполноты материала.

Вторая стадия — от готерива до сенона включительно — характеризуется значительной дифференциацией тектонических движений. История развития этой зоны в раннемеловую эпоху проанализирована ранее (Авдейко, 1966, 1968). Начиная с готерива (в некоторых районах, возможно, со второй половины готерива) внутренняя часть ее, включая современный Таловско-Майнский антиклинорий и Корякскую антиклинальную зону, испытывает поднятие, а прогиб оттесняется к внешней части, примерно в границах современного Пенжинского синклинория. Мощность морских, преимущественно терригенных образований готеривальбского возраста в пределах прогиба достигает 6500 м. Наличие большого количества туфов андезито-базальтового состава связано, видимо, с усилением наземной вулканической деятельности в пределах соседнего наложенного Охотско-Чукотского вулканического пояса. В альбский век наблюдается некоторое расширение прогиба: морские терригенные образования альбского яруса, несогласно перекрывающие породы комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций, отмечаются в Таловско-Майнском антиклинории. Кроме того, континентальные и частично морские отложения альбского возраста наблюдаются в пределах Великореченско-Венетатского прогиба (Дундо, 1961; Дундо, Жамойда, 1963). Начиная с сеномана, а в основном с сенона, наряду с прогибом внешней части Анадырско-Корякской зоны, во внутренней ее части закладываются узкие линейные прогибы, разделенные поднятиями, в которых происходило накопление преимущественно морских и частично континентальных толщ. Мощность верхнемеловых образований, по данным М. А. Пергамента (1961), достигает 4800 м.

Третья стадия, начало которой приходится, видимо, на датский век, характеризуется интенсивными складкообразовательными движениями. Осадконакопление, преимущественно континентальное, частично вулканогенное, происходило лишь в пределах межгорных впадин, весьма ограниченных по площади. Наметившийся ранее прогиб внешней части зоны еще далее оттесняется к внешнему краю. Отмечаются мелкие гранитоидные интрузии неогенового возраста. Иными словами, это орогенная стадия развития с характерным набором формаций.

Начиная с середины неогена В. Ф. Белый и др. (1964) выделяют послегеосинклинальную стадию развития, для которой характерны платообразно залегающие базальты, андезито-базальты, игнимбриты, липариты и трахилипариты, а также формирование рыхлых отложений в пределах депрессий. Внешний прогиб как морфоструктурная единица сохраняется до настоящего времени.

Как уже отмечалось выше, палеозойские и нижнемезозойские образования вплоть до отложений верхней юры входят в комплекс основания.

В геосинклинальном развитии этой зоны также выделяются три стадии, соответствующие накоплению трех крупных формационных комплексов. Первые две относятся к собственно геосинклинальному этапу развития, а последняя — к орогенному.

Первая стадия охватывает по времени практически всю позднемеловую эпоху, включая частично конец позднего мела. Она характеризуется накоплением комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций в едином прогибе общего северо-восточного простирания. На севере, в бассейне р. Ватын простирание его субширотное, а на юге Камчатки — субмеридиональное (см. рис. 1). По мнению В. К. Ротмана (1961а), этот прогиб аналогичен современным глубоководным желобам. В пределах прогиба выделяется зона интенсивного вулканизма, примерно соответствующая Срединному хребту Камчатки и его западным склонам, а также Ветвейскому и Ватынскому хребтам нагорья. Кроме того, на севере отмечается менее протяженная вулканическая зона, связанная с Ванэатским глубинным разломом. По направлению к внешним частям зоны, т. е. в пределах Западной Камчатки, степень вулканизма уменьшается и формации вулканогенно-кремнистые фашиально замещаются морскими терригенными. В возрастном распределении также намечается отмеченная выше закономерность: сначала идет накопление терригенных, частично аспидных формаций, затем — вулканогенно-кремнистых во внутренней части зоны и сопряженных с ними терригенных — во внешней, а затем терригенных и местами вулканогенных. В конце формирования комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций улавливается поднятие внутренней части зоны. Вершины подводных вулканов кирганикской серии, как отмечалось ранее, в результате положительных движений и вулканической аккумуляции частично были подняты над уровнем моря.

Вторая стадия (палеоген, возможно, датский век) характеризуется дифференцированными тектоническими движениями. В то время как во внешней части зоны (Западная Камчатка) после непродолжительного перерыва идет процесс интенсивного осадконакопления, внутренняя часть (Срединный хребет и южная часть Корякского нагорья) становится областью устойчивых поднятий и источником сноса терригенного материала. При этом в течение палеогена наблюдается постоянное углубление и расширение прогиба, и уже в олигоцене зона поднятия Срединного хребта сохраняется в виде островов. Мощность палеогеновых, преимущественно терригенных образований Западной Камчатки достигает 5500 м (Геология СССР, 1964). В конце олигоцена Срединный хребет в связи с начавшимся вулканизмом приобретает черты вулканической островной дуги.

Тектонические движения конца олигоцена и раннемиоценового времени, по мнению Г. М. Власова (Геология СССР, 1964), знаменуют, видимо, переход к орогенной стадии развития. В миоцене наблюдаются сокращение и обмеление прогиба Западной Камчатки, усиление вулканизма в пределах Срединного хребта и частично Западной Камчатки, причем значительная роль принадлежит продуктам кислого вулканизма. На юге Камчатки, которая до этого времени была зоной устойчивых поднятий, развиваются межгорные прогибы, где накапливаются лагунно-континентальные и морские, частично вулканогенные образования. Миоценовый возраст имеют и интрузии различного состава от габбро-диоритов до гранитов, развитые преимущественно в Центральной вулканической зоне. Необходимо отметить, что, по мнению Э. Н. Эрлиха (1966), вулканические породы анавгайской серии Срединного хребта по химизму близки к четвертичным вулканическим образованиям Восточной Камчатки.

В плиоцене наблюдается дальнейшее сокращение и обмеление прогиба Западной Камчатки. Предположительно в это же время сформировались щелочные интрузии в пределах Тигильского поднятия.

По представлениям Г. М. Власова, «...движения в плиоцене завершили развитие территории Камчатки как молодой геосинклинали. В четвертичное время она вступила уже как вполне сформировавшаяся складчатая область» (Геология СССР, 1964, с. 506). Однако это мнение Г. М. Власова, на наш взгляд, справедливо лишь для Ветвейско-Камчатской зоны.

В комплекс основания Ветвейско-Камчатской тектонической зоны наряду с частью метаморфических образований Срединного и Ганальского хребтов*, видимо, входят породы главного геосинклинального комплекса Анадырско-Корякской тектонической зоны. Об этом можно судить по тому, что структуры Корякской антиклинальной зоны северо-восточного простирания срезаются в пределах хр. Ватына субширотными структурами Ветвейско-Камчатской зоны.

Восточно-Камчатская зона

Спорные моменты стратиграфии Восточной Камчатки не позволяют в достаточной мере обоснованно выделить стадии тектонического развития Восточно-Камчатской зоны. Особенно спорен вопрос о возрасте вулканогенно-кремнистых и флишоидных терригенных формаций. С одной стороны Н. А. Храмов, Ю. С. Салин и И. В. Флоренский, как видно из материала, изложенного выше, приводят убедительные данные об олигоцен-миоценовом и даже миоценовом возрасте вулканогенно-кремнистых формаций о. Карагинского и некоторых других районов Восточной Камчатки; с другой стороны, основываясь главным образом на микропалеонтологической характеристике разрезов, А. М. Садреев, Б. К. Долматов (1965), М. Я. Серова (1966, 1969), В. И. Голяков (1966), М. Я. Серова, П. В. Гуляев (1967) и другие исследователи указывают на палеогеновый (палеоген-олигоценный) возраст вулканогенно-кремнистых и терригенных флишоидных образований. Отдельные авторы высказывают соображения об условно верхнемеловом возрасте некоторых вулканогенно-кремнистых толщ Восточной Камчатки. Необходимо отметить, что из ряда разрезов с палеоценовыми и эоценовыми фораминиферами собраны остатки моллюсков верхнего олигоцена — миоцена.

Не отдавая предпочтения какой-либо из высказанных точек зрения, следует указать, что верхний возрастной предел накопления комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций без следов несогласия внутри него падает где-то на середину миоцена. Нижняя граница этого комплекса, возможно, опускается в палеоцен, хотя в палеоцене и эоцене преобладает преимущественно терригенное осадконакопление. Этот комплекс формаций распространен по всей Восточно-Камчатской зоне от района п-ова Говена на севере до Шипунского полуострова на юге и знаменует собой геосинклинальную стадию развития, или стадию общего прогибания.

В комплекс пород основания или в фундамент, на котором закладывается палеоген-неогеновая геосинклиналь Восточной Камчатки, по всей вероятности, попадают частично вулканогенно-кремнистые и терригенные формации главного геосинклинального комплекса Ветвейско-Камчатской зоны, а частично — вулканогенные и терригенные породы ложа океана (см. стр. 42).

* Часть метаморфических образований Срединного и Ганальского хребтов являются продуктами метаморфизма пород комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций.

Примерно со второй половины миоцена * отмечается дифференциация движений, и прогиб с накоплением в основном морских терригенных образований оттесняется к северо-западу, а юго-восточная, или внутренняя, часть Восточно-Камчатской зоны поднимается над уровнем моря и становится областью сноса терригенного материала. При этом породы среднего и верхнего миоцена залегают согласно (п-ов Ильпинский) или несогласно (Валагинский хребет) на отложениях комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. В последующее время прогиб оттесняется к северо-западу. Поднимающиеся юго-восточные области отделяются от него крупным сбросом на границе Восточного хребта Центральной Камчатской депрессии. Прогиб частично выходит над уровнем моря, частично сохраняется в виде пролива Литке и залива Корфа. В четвертичное время в сводной части поднятия Восточной Камчатки закладывается грабен-синклиналь с локализованным в ее пределах четвертичным вулканизмом (Эрлих, 1965).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

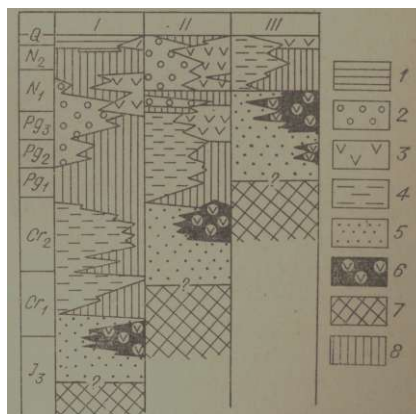
Соотношение этапов и стадий развития трех сопряженных тектонических зон отчетливо видно на рис. 29, а пространственное местоположение их еще ранее было показано на рис. 1. Развитие всех трех тектонических зон идет примерно по единому плану с некоторыми различиями. Отметим следующее:

1. Для каждой из этих тектонических зон характерны стадии общего прогибания с накоплением комплексов вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций. Вулканогенные образования в них представлены группой спилито-кератофировых формаций. Различия между ними выражаются лишь в количественном отношении вулканогенных кремнистых и терригенных формаций и их составных частей.

2. Интервалы между периодами накопления вулканогенно-кремнистых формаций в соседних тектонических зонах в абсолютной геохронологической шкале примерно одинаковы (см. рис. 29).

3. Вслед за стадиями общего прогибания во всех трех тектонических зонах после общего или частичного подъема следуют стадии дифференциации движений: внешние части зон остаются областями устойчивых прогибаний и преимущественно терригенного флишoidalного осадконакопления, а внутренние испытывают поднятие и становятся областями сноса.

4. Времени заложения прогиба в более молодой тектонической зоне соответствует начало наземной вулканической деятельности во внутренней (поднятой) части соседней тектонической зоны, которая тогда же начинает приобретать характер островной вулканической дуги. Прогиб молодой тектонической зоны рассматривается как глубоководный желоб, поднятые и



тонических зонах Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости (выполнена в масштабе абсолютной геохронологической шкалы).

Формации: 1 — сублатформенные; 2 — орогенные молассовидные; 3 — наземные вулканогенные; 4 — позднегеосинклинальные терригенные (часто флишoidalные); 5, 6 — раннегеосинклинальный комплекс терригенных (5) и кремнисто-вулканогенных (6) формаций; 7 — комплекс пород основания (фундамент геосинклиналей); 8 — перерывы в осадконакоплении. Тектонические зоны: I — Анадырско-Корякская, II — Ветвейско-Камчатская; III — Восточно-Камчатская*

* Время определено недостаточно четко из-за спорных моментов стратиграфии.

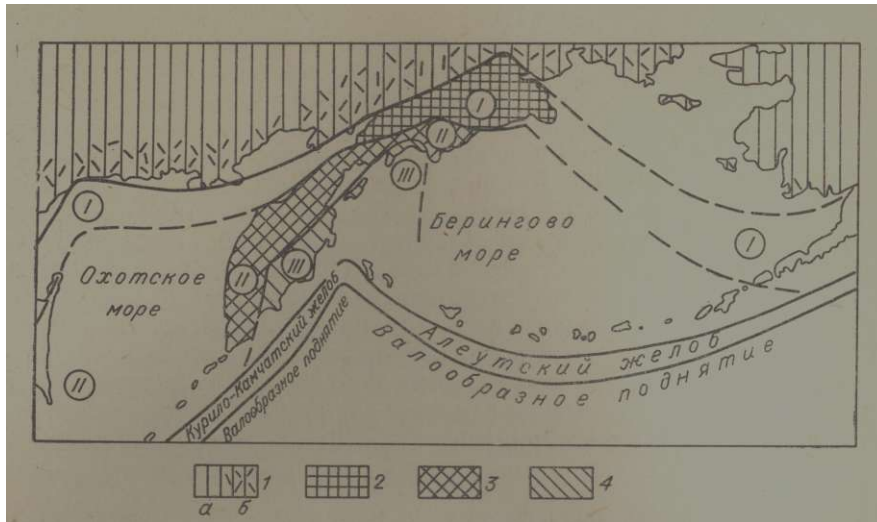


Рис. 30. Пространственное размещение разновозрастных систем геосинклиналей (глубоководных желобов) в Охотско-Беринговоморском регионе.

Геосинклинали: I — верхнеюрско-нижнемеловые, маркируемые верхнеюрско-валажинскими кремнисто-вулканогенными формациями; II — верхнемеловые, с верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми формациями; III — кайнозойские с палеоген-неогеновыми вулканогенно-кремнистыми формациями.

I — мезозонды (а) с наложенным Охотско-Чукотским вулканическим поясом (б); геосинклинали: 2 — Анадырско-Корякская; 3 — Ветвейско-Камчатская; 4 — Восточно-Камчатская.

вскрытые породы комплекса вулканогенно-кремнистых и терригенных формаций более древней тектонической зоны — как невулканическая дуга. Далее следует зона вулканизма, которая трактуется как вулканическая дуга, а прогиб тектонической зоны — как тыловой прогиб. Так, одновременно с заложением Курило-Камчатского глубоководного желоба формируются вулканические толщи Восточной Камчатки и Курильских островов в структурах типа грабен-синклиналей. В Ветвейско-Камчатской тектонической зоне, в пределах Срединного хребта, по данным Н. В. Огорова (1966), в это время идет накопление базальтовых формаций. При заложении и формировании прогиба Восточной Камчатки в олигоцен-миоценовое время, в пределах Срединного хребта, т. е. поднятой части Ветвейско-Камчатской тектонической зоны, формируются вулканические толщи анавгайской и алнейской серий, по химизму близкие к четвертичным вулканогенным образованиям Восточной Камчатки (Петрохимия..., 1966). Примерно в то же время в Анадырско-Корякской тектонической зоне преимущественно в пределах антиклинориев формируются базальтоиды. Однако в данном случае имеется исключение. В сенонское время при формировании прогиба Ветвейско-Камчатской тектонической зоны не отмечается наземная вулканическая деятельность типа островных дуг в пределах Анадырско-Корякской зоны. Вероятно, это компенсируется усилением вулканической деятельности длительно развивающегося Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Наряду с этим имеется еще целый ряд данных, которые позволяют трактовать прогибы тектонических зон как аналоги современных глубоководных желобов. К их числу относится дугообразный характер пространственного распределения разновозрастных вулканогенно-кремнистых формаций и границ между тектоническими зонами, продолжающимися в Охотском и Беринговом морях (последнее ясно видно из анализа карты типов строения земной коры Охотского региона и профилей через Берингово море). Все данные учтены на прилагаемой схеме размещения выделенных тектонических зон в Охотско-Беринговоморском регионе (рис. 30). Косвенным свидетельством того, что накопление

комплексов кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций происходило в прогибах типа глубоководных желобов, служит также глубоководный характер осадочных толщ нижней половины разрезов. Фаунистические остатки в терригенных породах, как правило, отсутствуют, а если и отмечаются, то обычно несут явные следы окатанности и дробления. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что органические остатки из шельфовой зоны прогиба переносятся мутьевыми потоками по склону на большие глубины. Сами терригенные породы представлены аспидными сланцами, аргиллитами и алевролитами с отдельными участками флишоидного переслаивания. В кремнистых породах, в том числе и олигоцен-миоценовых, в большом количестве и довольно часто встречаются остатки радиолярий, которые являются глубоководными формами, и полностью отсутствуют более мелководные диатомеи.

Дискретный характер омоложения возраста вулканогенно-кремнистых формаций (см. рис. 29) наводит нас на мысль о том, что Курило-Камчатский глубоководный желоб знаменует собой начало формирования четвертой тектонической зоны, т. е. представляет геосинклиналь на ранней стадии развития.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Для дальнейшего изложения целесообразно вкратце остановиться на основных характеристиках систем островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов. Наиболее полно они изложены в работе Дж. Умбгрова (1952) и в ряде других публикаций (Хесс, 1952; Кюенен, 1952; Белоусов, Рудич, 1960; Гутенберг, 1963; Кропоткин, Власов, 1963; Васильковский, 1963; Менард, 1966; Бениофф, 1966; Ходжсон, 1966; и др.) - Основные особенности строения систем островных дуг сводятся к следующему:

1. Отмечаются два типа островных дуг — одиночные и двойные. В двойных дугах вкост простирания по направлению от океана к континенту наблюдается следующий ряд морфоструктур: валообразное поднятие — глубоководный желоб — внешняя (невулканическая) дуга — внутренняя (вулканическая) дуга — тыловой прогиб — континент. В одиночных отсутствует невулканическая дуга, и они обычно далеко выдвинуты в пределы океанических впадин.

2. Протяженные системы одиночных и двойных дуг в подавляющем большинстве имеют дугообразную форму, причем выпуклость их, как правило, обращена в сторону океана.

3. Характерной особенностью островных дуг является высокая сейсмическая активность. Эпицентры глубокофокусных землетрясений проникают в глубь мантии до 700 км. Они группируются в фокальные сейсмические плоскости, наклонные в сторону вогнутой части дуги, и фиксируют собой глубокие зоны надвиговых сколов. В дугах, выдвинутых в сторону океана, угол наклона их с горизонтальной плоскостью приблизительно составляет 60° , а в дугах окраин континентов он уменьшается до 30° (Бениофф, 1966).

4. С глубоководными желобами связаны сравнительно узкие линейные пояса отрицательных изостатических гравитационных аномалий, впервые рассчитанных Венинг-Мейнесом. Они протягиваются параллельно островным дугам и обычно располагаются между осью желоба и осью островов. Пояса положительных изостатических аномалий параллельны отрицательным. Они приурочены как к островным дугам, так и к валообразным поднятиям. В плане они шире отрицательных, но величина меньше.

5. Для глубоководных желобов характерна кора океанического типа в то время как на островных дугах отмечается субконтинентальная и континентальная кора. На пересечении фокальной сейсмической плоскости с базальтовым слоем коры отмечается линзовидное, почти двукратное утолщение последнего.

6. Поперечный профиль обоих склонов желоба носит, как правило, ступенчатый характер. Смена крутых и пологих участков и даже имеющих обратный уклон особенно характерна для склона желоба, сопряженного с островной дугой.

7. Для одиночных и двойных островных дуг характерно широкое проявление андезитового вулканизма. В двойных дугах современный андезитовый вулканизм приурочен к внутренней дуге. Внешняя, невулканическая, сложена более древними породами, которые часто представлены вулканогенно-кремнистыми образованиями и ассоциирующими с ними основными и ультраосновными интрузиями.

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ КАМЧАТКИ

Сравнительный анализ данных о развитии трех тектонических зон и основных характеристик систем островных дуг позволяет высказать предположения о характере и направленности геосинклинального развития в Корьяско-Камчатской области кайнозойской складчатости.

В соответствии с представлениями Дж. Д. Бернала (Bernal, 1961), Х. Бениоффа (1966) и других исследователей, отмеченные выше особенности строения островных дуг сравнительно легко объясняются системой надвиговых сколов в зоне сжатия. Зоны сжатия и растяжения земной коре создаются горизонтальными перемещениями плит, которые обусловлены конвективными течениями в мантии (Bott, 1966). Для Тихоокеанского кольца горизонтальные напряжения, создающие зоны сжатия, в целом перпендикулярны морфоструктурам (Ходжсон, 1966, Менард, 1966). На возрастающее сжатие земная кора, по представлениям Веннинг-Мейнеса и Дж. Умбгрова (Умбгров, 1952), реагирует образованием больших пологих волн длиной от 200 до 400 км. Дальнейшее возрастание сжатия вызывает увеличение амплитуды волн до тех пор, пока в наиболее слабом месте не происходит разрыв и впаивание сиалического корня в симатические слои. Таким наиболее слабым местом является, как правило, граница между континентальной и океанической корой. Исходя из строения систем островных дуг, точнее было бы сказать, что происходит не впаивание, а задавливание более тяжелой коры океанического типа корой континентального типа по системе надвиговых сколов, причем угол наклона надвигов тем положе, чем мощнее кора континентального типа. Обобщенный гипотетический разрез глубоководного желоба, примыкающего к структуре типа Камчатки, представляется нам в следующем виде (рис. 31). Значительная ширина фокальной сейсмической зоны, ступенчатый характер склона глубоководного желоба и почти двукратное утолщение базальтового слоя коры в месте пересечения его фокальной плоскостью позволяют говорить не об одном надвиговом сколе, а о системе субпараллельных надвигов. Такая система надвиговых сколов показана на схематическом рисунке у Г. Штилле (1964, с. 877, рис. 4). Глубоководный желоб в этом случае представляет собой нисходящую и задавленную по надвиговым сколам ветвь волны и является поясом отрицательной изостатической аномалии, а надвинутая и восходящая ветвь фиксируется поясом положительной изостатической аномалии. Восходящая ветвь волны с противоположной стороны глубоководного желоба представляет собой пологий барьер (валообразное поднятие), отделяющий глубоководный желоб от океанической впадины. Здесь наблюдается слабая положительная аномалия.

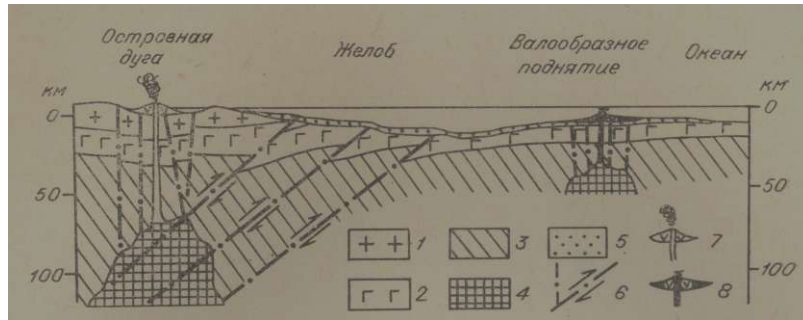


Рис. 31. Гипотетическая схема структурной позиции зон подводного геосинклинального вулканизма и вулканизма типа островных дуг.
 1 — «гранитный» слой земной коры; 2 — «базальтовый» слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — области генерации магмы; 5 — терригенные осадки глубоководных желобов; 6 — надвиговые сколы фокальной сейсмической зоны и глубинные разломы; 7 — наземные вулканы; 8 — подводные вулканы.

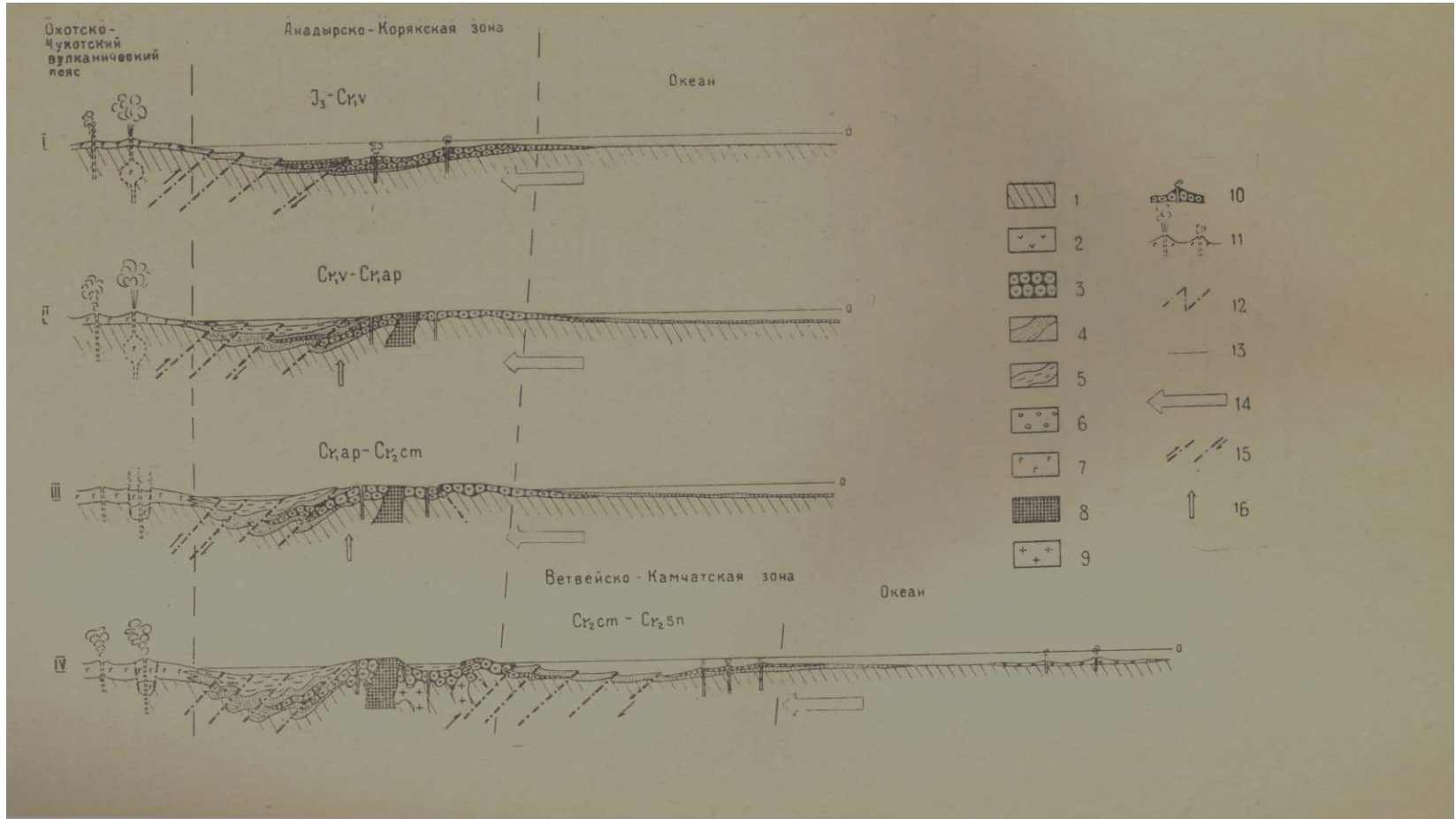
Попытаемся объяснить отмеченные выше факты строения и развития выделенных нами тектонических зон исходя из особенностей строения сопряженных систем островных дуг и глубоководных желобов. Гипотетические построения развития тектонических зон в схематическом виде показаны на рис. 32.

В конце поздней юры под действием сжатия на месте Анадырско-Корякской тектонической зоны и в прилежащих акваториях Охотского и Берингова морей закладывается система глубоководных желобов, представляющих собой прогибы ранней стадии геосинклинального развития (см. рис. 32, I)*. В то же время в краевой части мезозойд начинает формироваться, правда, пока еще в слабой форме, наложенный Охотско-Чукотский вулканический пояс. По системе надвиговых склонов в основании желоба оказались задавленными как участки коры океанического типа, так и некоторые краевые части мезозойд, которые в настоящее время являются поднятыми в ядрах некоторых антиклинорий. Снос терригенного и пирокластического материала с поднимающихся мезозойд и Охотско-Чукотского пояса обусловил формирование миеосинклинальных терригенных пород на континентальных склонах и дне глубоководных желобов. На океанических склонах желобов и в пределах валообразного поднятия происходило накопление эвгеосинклинальных спилито-кератофировых и кремнистых формаций. Между эвгеосинклинальными и миеоаосинклинальными формациями наблюдаются фациальные взаимопереходы, граница между ними нечеткая. Таким образом, формирование единого комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций происходит в пределах глубоководного желоба и валообразного поднятия.

В валанжине постепенно затухает подводная вулканическая деятельность: уменьшается объем как спилито-кератофировых, так и кремнистых образований. Приблизительно в конце валанжина и в готериве внедряются ультраосновные и основные интрузии примерно в тех же местах, где происходило накопление спилито-кератофировых образований (см. рис. 32, II).

Отрицательная изостатическая аномалия, образовавшаяся вследствие горизонтальных перемещений и задавливания более тяжелой коры океанического типа корой континентального типа, вызывает подъемную силу, обусловленную стремлением к восстановлению изостатического равновесия. Однако те же самые горизонтальные напряжения не позволяют этой силе в полной мере реализоваться в зоне надвиговых склонов, т. е. там, где аномалия более интенсивна. Поэтому амплитуда подъема больше на склоне желоба, сопряженного с валообразным

* Римская цифра здесь и далее обозначает номер профиля на рис. 32.



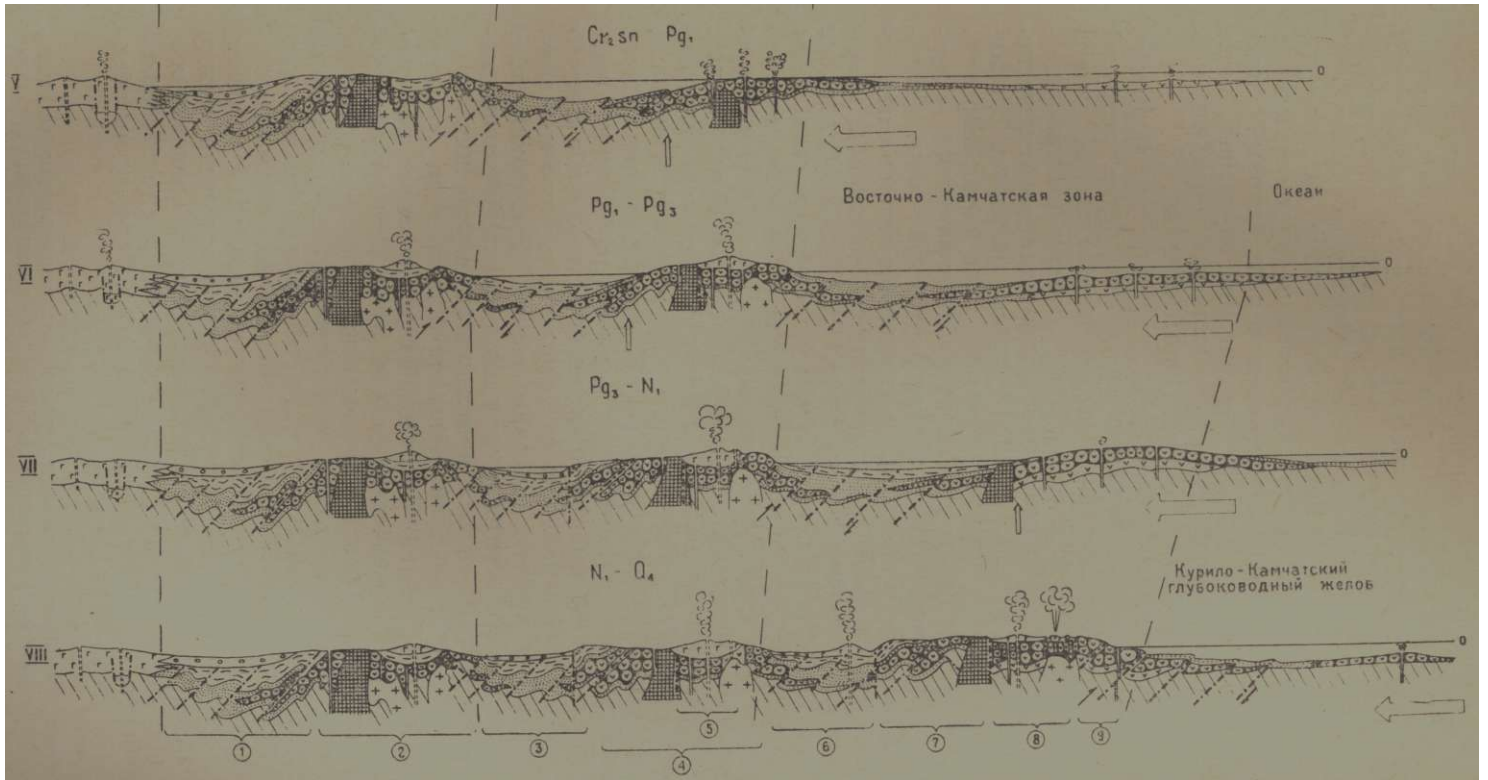


Рис. 32. Развитие геосинклиналей в Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости.

1 — гетерогенный фундамент геосинклинальных систем; 2 - вулканические образования ложа океана; 3, 4 - комплексы «Ремисто-вулканогенных (3 терригенных (4) формаций ранних стадий развития геосинклиналей; 5 - терригенные (часто флишодные) формации поздних стадий развития геосинклиналей; 6 - орогенные молассоидные формации; 7 - вулканогенные формации типа островных дуг и наложенных вулканических поясов 5 - основные и ультраосновные интрузии; 9 - гранитоидные интрузии; 10 — подводные вулканы; 11 - наземные вулканы; 12 - разломы всех типов, уровень океана; 14 - боковое давление; 15 - направление сколов в надвиговых зонах; 16 - подъемная сила, вызванная стремлением к «новлеению» изостатического равновесия. Современные тектонические структуры (цифры в кружочках на разрезе VIII): 1 - Пенженский прогиб 2 - Паловский антиклинорий, 3 - Парапольский и Западно-Камчатский прогибы, 4 - Камчатско-Корякский антиклинорий, 5 - грабен-синклиналь Срединного хребта, 6 - Центрально-Камчатский прогиб, 7 - Восточно-Камчатский антиклинорий, 8 - грабен-синклиналь Восточной Камчатки, 9 - поднятие полуострова, Восточной Камчатки»

поднятием (см. рис. 32, II, III). В этом же направлении в зоне валообразного поднятия действует подъемная сила, связанная с увеличением амплитуды восходящей ветви волны, которая также является следствием сжатия. Она соответствует «волне вздутия» Ж. Обузна (1967). Таким образом, суммарный подъемный эффект отмечается в наибольшей степени в пределах валообразного поднятия и его склона, обращенного к глубоководному желобу, а прогиб оттесняется к внешней части *. При ослаблении сжатия вся система прогиба и валообразного поднятия может оказаться над уровнем океана, но при последующем усилении вновь проявляется дифференциация относительных движений. Такое ослабление сжатия могло иметь место в конце валанжина — начале готерива. Оно фиксируется предполагаемым кратковременным перерывом в Анадырско-Корякской тектонической зоне, который падает на это время (Авдейко, 1968). При дифференциации внутренняя часть становится областью сноса терригенного материала как в пределы прогиба, оттесненного к внешней части, так и в открытый океан.

Накопление терригенных, вулканогенных и кремнистых формаций от конца поздней юры до начала верхнего мела, внедрение интрузий основного и ультраосновного состава, складкообразовательные движения, обусловленные сжатием и соскальзыванием слоев с поднимающейся внутренней части, привели к относительной консолидации Анадырско-Корякской тектонической зоны. Надвиговые сколы оказались сравнительно залеченными и уже не могли в полной мере компенсировать сжатие, в связи с чем со стороны океана возникла новая волна с нисходящей ветвью у Анадырско-Корякской тектонической зоны. Дальнейшее увеличение амплитуды волны привело в начале сенона к образованию надвиговых склонов и к формированию нового геосинклинального прогиба Ветвейско-Камчатской зоны (рис. 32, IV). В фундамент прогиба частично отошли породы комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций позднеюрско-валанжинского возраста, что фиксируется подрезанием структур Анадырско-Корякской зоны структурами Ветвейско-Камчатской тектонической зоны в районе хр. Ватын.

Подводный вулканизм на валообразном поднятии и на внутреннем склоне желоба привел в сенонское время к образованию кремнисто-вулканогенных формаций, а снос материала с поднятой внутренней части Анадырско-Корякской тектонической зоны — к накоплению одно-возрастных им терригенных формаций во внешней части прогиба Ветвейско-Камчатской зоны. Начало накопления терригенных, часто аспидных формаций, подстилающих кремнисто-вулканогенные образования, т. е. лесновской серии, хозгонской свиты и частично омгонской толщи, падает, видимо, еще на готерив-аптское время, когда внутренняя часть Анадырско-Корякской тектонической зоны появилась над уровнем океана. Таким образом, отложения лесновской серии и хозгонской свиты мы рассматриваем как океанические осадки. Этим, видимо, объясняется практически полное отсутствие в них палеонтологических остатков, хотя, вероятно, они содержат остатки фораминифер. В прибрежной зоне накапливался более грубый материал, а сообщение через проливы с прогибом Анадырско-Корякской зоны обусловило общность палеонтологических остатков. Примером образования в подобных условиях является нижняя часть омгонской толщи. Отсутствие перерыва между океаническим осадконакоплением и осадконакоплением в пределах геосинклинального прогиба сильно затрудняет их разделение, особенно во внешней части прогиба, где состав осадков одинаков. Поэтому мы объе-

* В соответствии с терминологией, применяемой к геосинклинальным системам, мы будем называть склон прогиба, сопряженный с валообразным поднятием, внутренним склоном или внутренней частью прогиба, а сопряженный с более древней тектонической системой или зоной — внешним склоном желоба или внешней частью прогиба.

диняем их в единый комплекс кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций.

Внутренние части Анадырско-Коряжской тектонической зоны в сенонское время по надвиговым сколам испытывают еще больший подъем и становятся поясом положительных изостатических аномалий, а прогиб еще далее оттесняется к внешней части. Реакция на подъем — формирование грабенообразных прогибов, где накапливаются морские и континентальные образования (рис. 32, IV). Этим же временем датируются и гранитоидные интрузии Анадырско-Коряжской зоны, хотя они являются мелкими и немногочисленными.

Охотско-Чукотский вулканический пояс реагирует на движения по надвиговым сколам в Ветвейско-Камчатской зоне усилением вулканической активности.

В конце мела — начале палеогена внутренние части Ветвейско-Камчатской тектонической зоны испытывают подъем под действием причин, подробно разобранных выше для Анадырско-Коряжской зоны. В большинстве районов вулканизм, как правило, затухает, но в ряде районов, как, например, в бассейне р. Кирганик, вулканические аппараты частично были подняты над уровнем моря, что привело к формированию вулканических островов (рис. 32, V). Вулканизм кирганикского времени (конец мела — начало палеогена) мы рассматриваем как остаточный сенонского времени.

В Анадырско-Коряжской тектонической зоне дальнейшее оттеснение прогиба к внешней части в конце мела привело почти к полному подъему его над уровнем моря и накоплению прибрежно-морских и континентальных орогенных молассоидных формаций.

В палеоцене и эоцене поднятая внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны стала областью сноса терригенного материала как в прогиб, оттесненный к внешней части, так и в пределы окраин океанической впадины. Кроме того, в прилежащей части впадины возможно накопление вулканогенных толщ, как это показано на разрезах IV, V (рис. 32).

В олигоцене Ветвейско-Камчатская тектоническая зона стала уже в достаточной мере консолидированной, а сжатие сформировало прогиб Восточно-Камчатской тектонической зоны (рис. 32, VI), аналогичный более древним прогибам Ветвейско-Камчатской и Анадырско-Коряжской зон. В верхнем олигоцене — нижнем миоцене в Восточно-Камчатской зоне происходит накопление комплекса кремнисто-вулканогенных и терригенных формаций. Начало формирования его нижних горизонтов, видимо, относится к концу мела — началу палеогена, когда была поднята над уровнем океана внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны. При этом возможные вулканогенные образования ложа океана, о которых говорилось выше, также могут попасть в основание прогиба, и тогда их трудно отличить от спилито-кератофировых формаций внутренних частей прогиба, так как вулканогенные образования океанов, в частности внутритрокеанических островов, по химизму близки к спилито-кератофировым формациям (Авдейко, Храмов, 1969). Очевидно, этим и вызваны спорные моменты стратиграфии вулканогенно-кремнистых и терригенных образований Восточной Камчатки.

В период формирования прогиба Восточно-Камчатской зоны внутренние части Ветвейско-Камчатской зоны испытывают поднятие по надвиговым сколам. При этом в сводовых частях поднятий, как уже указывалось выше, закладываются грабенообразные прогибы или грабен-синклинали (Эрлих, 1965), в пределах которых локализуется наземная вулканическая деятельность типа островных дуг. Прогиб же Восточно-Камчатской зоны еще далее оттесняется к внешней части, в данном случае к Западной Камчатке. Таким образом, Восточно-Камчатская и Ветвейско-Камчатская зоны в конце олигоцена — начале миоцена приобре-

тают вид типичной островной дуги. Внутренняя часть Восточно-Камчатской зоны с локализованным в ее пределах подводным вулканизмом представляет собой валообразное поднятие; внешняя часть, т. е. сам прогиб, является глубоководным желобом; поднятая внутренняя часть Ветвейско-Камчатской зоны рассматривается как невулканическая и вулканическая островные дуги; прогиб Ветвейско-Камчатской зоны — как тыловой прогиб. В значительной мере поднятая и консолидированная Анадырско-Корякская зона — уже в достаточной мере сформированный континент.

В миоцене развитие Восточно-Камчатской зоны (рис. 32, VII) идет примерно по такому же плану, как и развитие Ветвейско-Камчатской зоны в конце мела — начале палеогена и Анадырско-Корякской зоны — в готерив-аптское время. Внутренняя часть ее под действием причин, рассмотренных выше, испытывает медленный подъем, происходит внедрение гипербазитовых интрузий, а прогиб оттесняется к внешней части. Вулканизм в основании затухает, но иногда он проявляется в виде подводных близповерхностных излияний (вершины некоторых вулканов уже подняты над уровнем моря (говенская свита). Если при глубоководных излияниях преобладает эффузивная деятельность, то в данном случае ведущая роль принадлежит эксплозиям.

В Ветвейско-Камчатской зоне в миоцене идет дальнейшее оттеснение прогиба к внешней части, где в это время начинается накопление молассоидных формаций, а в поднятой внутренней части продолжается наземный вулканизм типа островных дуг с частичным накоплением вулканогенных молассоидов.

На последнем разрезе (см. рис. 32, VIII) показано современное состояние рассматриваемой территории. К этому времени Восточно-Камчатская тектоническая зона в результате осадконакопления, вулканизма, интрузивной деятельности и складкообразовательных движений стала уже относительно консолидированной и не могла в полной мере компенсировать боковое давление. Затем по новой системе сколов с образованием фокальной сейсмической плоскости заложился Курило-Камчатский глубоководный желоб. Надвинутая Восточно-Камчатская тектоническая зона испытала дифференцированное поднятие, и внутренняя (восточная) часть зоны отделилась от внешней части (с меньшей амплитудой подъема) крупным сбросом (отделяет Восточную Камчатку от Центральной Камчатской депрессии). Внешняя часть Восточно-Камчатской зоны хотя и сохранилась в виде области относительного опускания, но в значительной мере оказалась поднятой над уровнем океана, за исключением пролива Литке, Укинской губы и залива Корфа. Реакцией на подъем Восточной Камчатки явилось образование в сводовой части грабен-синклиналей Восточной и Южной Камчатки с локализацией в их пределах наземного вулканизма.

В Ветвейско-Камчатской зоне в миоцене идет дальнейшее оттеснение подъемом с дальнейшим оттеснением прогиба к внутренней части и накоплением молассоидных формаций. В четвертичное время в грабен-синклинали Срединного хребта, по данным Э. Н. Эрлиха (1960), Н. В. Огоролова (1966), продолжался преимущественно базальтоидный вулканизм. Однако в настоящее время действующих вулканов там не отмечено.

ВЫВОДЫ

1. В Корякско-Камчатской области кайнозойской складчатости отмечается дискретная миграция в пространстве и времени последовательных стадий геосинклинального развития в направлении от континента к океану. Заложение геосинклинального прогиба в более молодой тектонической зоне примерно соответствует началу орогенной стадии в более древней (см. рис. 29)?

2. В развитии каждой тектонической зоны наблюдается миграция бассейнов осадконакопления в направлении от поднимающейся внутренней части (горной системы) к континенту (форланду) с образованием молассового передового прогиба. Такая миграция известна еще со времен работ Е. Ога и типична для ортогеосинклиналей (Обуэн, 1967).

3. Офиолитовый магматизм (спилито-кератофировый вулканизм и внедрение интрузий гипербазитов и базитов) характерен для стадии обособления геосинклиналей, т. е. для стадии глубоководного желоба, и локализуется в пределах валообразного поднятия и внутреннего склона глубоководного желоба. Терригенное осадконакопление приурочено непосредственно к желобу и его континентальному склону, а кремнистое осадконакопление характерно как для желоба, так и для валообразного поднятия. Иными словами, в пределах каждой рассмотренной нами элементарной геосинклинали выделяются пояса: внутренний—эвгеосинклиальный и внешний—миогеосинклиальный. В этом случае нет разделения на эвгеосинклиальный и миогеосинклиальный прогибы с поднятием между ними.

Как известно, Ж. Обуэн (1967) выделил элементарные пары геосинклиналей (эвгеосинклиаль—миогеосинклиаль), которые располагаются в следующей последовательности от континентальной области: континент (форланд)—миогеосинклиальный прогиб—миогеосинклиальное поднятие—эвгеосинклиальный прогиб—эвгеосинклиальное поднятие—океаническая область. Если мы рассмотрим две соседние тектонические зоны, например Анадырско-Корякскую в еиоман-сенонское время (см. рис. 32, IV), то вместе они имеют вид элементарной пары Ж. Обуэна, где прогиб внешней части и поднятие внутренней части Анадырско-Корякской зоны могут рассматриваться соответственно как миогеосинклиальный прогиб и миогеосинклиальное поднятие, глубоководный желоб Ветвейско-Камчатской зоны—как эвгеосинклиальный прогиб и валообразное поднятие—как эвгеосинклиальное поднятие. Чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить фиг. 16 из работы Ж. Обуэна (1967, с. 58) и разрез IV (см. наст. раб. рис. 32).

4. Современные глубоководные желоба, во всяком случае примыкающие к системам двойных островных дуг, представляют собой элементарные геосинклинали в стадии обособления, а островные дуги—переход к орогенной стадии развития в более древних геосинклиналях.

5. Отмечаются сопряженность и возрастное совпадение наземного вулканизма типа островных дуг и наложенных вулканических поясов с формированием глубоководных желобов и офиолитовых поясов. Как видно на рис. 31, и подводный и наземный вулканизм приурочен к положительным структурам первого порядка: подводный вулканизм—к валообразным поднятиям, а наземный вулканизм типа островных дуг и наложенных вулканических поясов—к поднятиям островных дуг. Выделенные Э. Н. Эрлихом (1965) грабен-синклинали с локализованным в их пределах вулканизмом являются в этом случае структурами второго порядка, образованными в центральных частях поднятий. Такая приуроченность вулканизма к поднятиям объясняется тем, что очаги генерации магмы располагаются в верхней мантии в зоне разгрузки давлений по глубинным разломам. Последние возникают в результате куполообразующих усилий на поднятиях. С этих позиций становится понятной одновременность проявления подводного вулканизма геосинклиального типа и наземного вулканизма типа островных дуг в соседних разновозрастных тектонических зонах, т. е. в соседних геосинклиналях. Такие сопряженные системы являются характерной чертой развития геосинклиальных систем Корякско-Камчатского региона.

Эти вопросы следуют из изложенного фактического материала при одном в достаточной мере обоснованном допущении, а именно: геосин-

клинальные прогибы на ранней стадии развития эквивалентны современному глубоководному желобу.

Основные причины направленности геосинклинального развития рассмотренных тектонических зон связаны со строением систем островных дуг и сводятся к следующему:

6. Прогибы рассматриваются как результат образования волн сжатия с последующим разрывом в наиболее слабом месте и поддвиганием тяжелой коры океанического типа под более легкую кору континентального типа.

7. Поднятия и опускания также рассматриваются как результат сжатия и дальнейшего стремления к восстановлению изостатического равновесия.

8. Складкообразование представляет собой дискретно-непрерывный процесс под действием сжатия и соскальзывания слоев с поднимающихся территорий.

Необходимо отметить, что разобранная выше гипотетическая схема развития геосинклиналей Корякско-Камчатской области применима лишь в тех случаях, когда разрыв коры по фокальной зоне с образованием прогиба происходит либо на границе континентальной и океанической кор, либо в пределах еще не совсем сформированной континентальной коры. В последнем случае комплекс формаций предыдущей геосинклинали является фундаментом более молодой геосинклинали (полициклическое развитие). Однако в настоящее время отмечается, что некоторые дуги или отдельные участки дуг сильно выдвинуты в океаническую область. При этом в тыловой части выдвинутых дуг остаются треугольные участки с корой океанического типа, ограниченные фронтальной частью сочленения двух древних дуг и тыловой частью молодой дуги. К таким треугольным участкам относятся Берингоморская, Курильская и Япономорская геосинклинальные котловины (Яншин, 1966). Возможно, что подобные треугольные геосинклинальные котловины при последующем развитии образуют фундамент более молодых геосинклинальных систем. Исходя из конфигурации древних дуг (см. рис. 30) можно предположить, что породы метаморфического комплекса Срединного массива Камчатки сформированы в условиях именно такой котловины.