АКАДЕМИЯ НАУК СССР

П. Н. КРОПОТКИН, К. А. ШАХВАРСТОВА

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

### GEOLOGICAL INSTITUTE

## P. N. KROPOTKIN, K. A. SHAKHVARSTOVA

## GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CIRCUM-PACIFIC MOBILE BELT

(Transactions, vol. 134)

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. Н. КРОПОТКИН, К. А. ШАХВАРСТОВА

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

(Труды, вып. 134)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» москва 1965 РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: академик А. В. Пейве (главный редактор), К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

> ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР Е.В. Павловский

> > EDITORIAL BOARD:

academician A. V. Peive (Chief Editor), K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

> RESPONSIBLE EDITOR E. V. Pavlovsky

### введение

Тихоокеанский подвижный пояс (фиг. 1, см. Приложение) представляет собой систему молодых складчатых сооружений, островных дуг и прогибов, которая в виде почти непрерывного кольца охватывает центральную впадину Тихого океана и соединяется в районе Индонезии с другим крупнейшим подвижным поясом Земли — Средиземноморско-Гималайским.

Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса интересует советских геологов по нескольким причинам. Во-первых, этот интерес вызван тем, что в геологической истории всего Тихоокеанского пояса, включая дальневосточные районы СССР, имеется много общих черт. Так, например. Ниппонская геосинклинальная система в том объеме, как ее выделил А. Н. Криптофович, находит продолжение на территории о. Сахалина, Курильских островов, Камчатки, Корякского нагорья и Анадырско-Пенжинской депрессии (Криштофович, 1932). В основных этапах развития. в типах формаций и в общей стратиграфической последовательности отложений, в фаунистических и флодистических комплексах, в истории магматизма и основных особенностях металлогении и, наконец, в характере новейших движений, сейсмичности и современного вулканизма всей этой области имеется немало общих черт. Это позволяет делать некоторые предположения относительно геологии и полезных ископаемых Корякского нагорья, Камчатки и Сахалина, основанные на экстраполяции японских данных. Так, например, мощные геоспнклинальные серии Корякского хребта находят себе полную аналогию в разрезах Японии. Здесь, так же как и на о. Хонсю, присутствуют палеозойские отложения с фауной силура, девона, карбона и перми; много общего имеет и разрез мезозоя.

Палсозойские отложения, сходные с японскими, имеются в Приморском крае и на о. Сахалин. Общие черты характерны для докайнозойской истории всех трех областей, и это дает основание для интересных сопоставлений, сделанных Т. Кобаяси (Kobayashi, 1956), В. К. Елисеевой, С. Н. Алексейчиком, Л. И. Красным и др.

В разрезах Камчатки хорошо известны меловые и кайнозойские отложения, сходные с одновозрастными образованиями Корякского нагорья и Японии. Более древние комплексы здесь не охарактеризованы палеонтологически, но можно думать, что сравнение с соседними частями Тихоокеанского пояса позволит более правильно расшифровать разрез и последовательные этапы развития тектонической структуры Камчатки.

Сравнение геологического строения дальневосточных районов Советского Союза с Аляской и западным побережьем Северной Америки, вплоть до Калифорнии, также обнаруживает ряд общих черт и позволяет сделать важные выводы по сравнительной тектонике всей северной части Тихоокеанского пояса, в особенности в части ее мезозойского развития (Пущаровский, 1960а).

Сопоставление магматизма различных частей Тихоокеанского пояса производилось рядом авторов. Так, Г. Хесс и А. Е. Святловский показали,

что гипербазиты образуют здесь протяженные пояса, связанные с крупными геосинклинальными прогибами различных возрастов. Гипербазиты верхнеюрского и нижнемелового возраста приурочены к более консолидированным внутренним зонам молодого подвижного пояса (внутренняя зона Японии, Сахалин, Корякское нагорье), а гипербазиты верхнемелового и нижнетретичного возраста — к внешним зонам, например на островных дугах, выдвинутых в сторону Тихого океана (Хесс, 1952; Святловский, 1960; Hess, Maxwell, 1953).

Е. К. Устиев проследил историю формирования и нетрохимические особенности крупнейшего мелового и нижнетретичного вулканического пояса, который состоит из нескольких дугообразных полос и протягивается на материке у западных границ Тихоокеанского подвижного пояса от Чукотского полуострова и северных берегов Берингова моря до восточных склонов Сихотэ-Алиня, южной Кореи и южных прибрежных районов Китая (Устиев, 1959). Новейший и современный вулканизм всего Тихоокеанского «огненного пояса» и примыкающих к нему районов изучался рядом японских авторов (Kuno, 1959; Weeks, 1959) и Г. С. Горшковым (1960, 1963а, б) главным образом в петрохимическом аспекте. Здесь также обнаружилась зональность общего характера, которая зависит от расположения различных районов по отношению к впадине Тихого океана. Ее границей обычно считают так называемую андезитовую линию, которая проводится по кольцу желобов, обрамляющих впадину. Внутри нее наблюлается почти исключительно базальтовый вулканизм, на островных дугах и в Андах — андезиты и базальты. Андезитовая линия как граница Тихоокеанской впадины изображена на фиг. 40 (см. главу V).

Сопоставление по этапам развития Тихоокеанского пояса обнаруживает общность в ходе тектонических процессов (совпадение циклов и главных кульминаций или фаз диастрофизма во времени, сходство в направлении движений и стиле тектоники и т. д.) самых удаленных районов. Такие аналогии наблюдаются, например, между Приморьем, Японией и областью Южно-Американских Анд (позднегерцинский орогенез, континентальный этап развития в нижнем и среднем триасе и пр.) или между Северо-Восточной Сибирью и Новой Зеландией. Эти общие черты — полицикличность развития, синхронность главных кульминаций орогенеза и другие особенности истории формирования структур Тихоокеанского пояса от начала палеозоя до новейшего времени рассматриваются более подробно в главе I.

Касаясь специфики Тихоокеанского пояса, Н. С. Шатский подчеркивал активность геосинклинальных процессов и в особенности магматизма и тектонической регенерации подвижных зон по сравнению со складчатыми областями «материкового полушария». «Тихоокеанский пояс. говорит Н. С. Шатский, — по своему структурному положению и развитию имеет очень мало общего с западными, складчатыми поясами герцинских и каледонских областей. Все наши европейские и восточноамериканские складчатые области развиваются между древними платформами, все время наращивая эти платформы, все время заполняя геосинклинальные промежутки, остающиеся между уже сформировавшимися складчатыми поясами. Развитие складчатого Тихоокеанского пояса является совершенно противоположным. Он окружает глубоко погруженные области Тихого океана, отличающиеся, по-видимому, чрезвычайно мощным развитием вулканических процессов. При этом в пределах Европы и Западной Азии древние платформы наращиваются складчатыми зонами и с течением времени сами становятся все более и более устойчивыми. В Тихоокеанском поясе, напротив, наблюдаются процессы раздробления древних платформ, их ассимиляции позднейшей складчатостью... Интересно также то обстоятельство, что развитие Тихоокеанского пояса в мезозое и кайнозое не считалось и со складчатыми сооружениями Азиатского материка. Этот пояс возник на самых разнообразных сооружениях и ассимилировал их в виде как бы проникающих в запалном направлении метастазов. Такие явления известны в Восточном Забайкалье, в Катазии (юго-восточный Китай. — П. К.) и в юго-западном Китае до Ассама на западе. Особенности Тихоокеанского пояса заключаются не только в его тектоническом строении, но и в специфической металлогении, хорошо описанной С. С. Смирновым. Рассматривая внутреннюю зону (по обычной терминологии — внешнюю, расположенную ближе к Тихому океану. – П. К.) Тихоокеанского пояса, бедную оловом, с которой связаны мелные месторождения, мы приходим к выводу, что не меньше 70%, а может быть, 90% этой зоны сложены магматическими породами. Это пелая магматическая лавина, выдавливающаяся из-под Тихого океана» (Шатский, 1960, стр. 16-17). Эти особенности магматизма и металлогении отчетливо проявляются, в частности, на территории советского Дальнего Востока и Восточной Сибири (фиг. 2, см. Приложение).

Вторая причина, которая делает особенно интересной сравнительную тектонику Тихоокеанского пояса, состоит в следующем. Молодой подвижный пояс с его островными дугами и глубокими океаническими желобами, с его вулканизмом и сейсмичностью является той «лабораторией природы», в которой можно наиболее отчетливо наблюдать современный геосинклинальный процесс. Опираясь на принцип актуализма, мы можем искать здесь, в этой «живой» геосинклинальной системе, решение коренных теоретических вопросов — о механизме горообразовательных процессов, связи вулканизма с движениями земной коры и пр.

Проблема островных дуг как типичных зон, где современный вулканизм, сейсмичность и молодые тектонические (в том числе складкообразовательные) движения достигают наибольшей напряженности и где благодаря этому особенно ясно видны закономерности геосинклинальных процессов и хорошо устанавливается их связь с глубинными факторами. проявляющимися в глубокофокусных землетрясениях и резких нарушениях гравитационного равновесия (изостазии), была широко поставлена Н. С. Шатским н А. Н. Заварицким (Заварицкий, 1946; Шатский, 1946; Пейве, 1956). Именно в Тихоокеанском поясе, в районе Японии, Курильских островов и Охотского моря, были впервые выявлены глубокофокусные землетрясения и определено наклонное положение тех зон глубинных разломов, с которыми связаны эти сейсмические толчки в недрах Земли. Здесь была определена закономерная связь четырех, характерных для Тихоокеанского пояса, геологических явлений: 1) глубоководных сейсмичных борозд (желобов); 2) поясов отрицательных изостатических аномалий, которые обычно следуют вдоль осевой части желоба: 3) вулканических поясов (действующие и недавно потухшие вулканы): 4) зон глубокофокусных землетрясений.

Этот характерный комплекс прослежен сейчас во всех островных дугах и в некоторых складчатых областях иного строения (Мексика, Южная Америка), а также в островных дугах и желобах, ограничивающих подвижный пояс со стороны Атлантического океана (дуга Антильских островов, дуга так называемых Южных Антилл, т. е. Сандвичевых и Южных Оркнейских островов между Антарктидой и Южной Америкой) и Индийского океана (дуга Больших Зондских островов). Глубинная сейсмичная зона скалывания всегда подходит ближе всего к дневной поверхности на склоне желоба у линии, отделяющей его от островной дуги или вулканической складчатой области (фиг. 3, 4). В районах, изученных гравиметрически, у этой же линии проходит граница между парными поясами изостатических аномалий разного знака и наблюдаются наиболее высокие градиенты изменения аномалий вкрест простирания (положительные аномалии — на островных дугах, отрицательные — в желобе; Гутенберг, Рихтер, 1948; Хесс, 1952; Weeks, 1959).

Обычно глубинная зона скалывания, отмеченная землетрясениями до глубины 100-700 км, опускается от Тихого океана или от Инлийского (Зондская дуга) и Атлантического (Антильская дуга, Южные Оркнейские острова) океанов в сторону материка, точнее — от краев подвижного пояса к его осевым частям, погружаясь под материк (Восточная Азия, Южная Америка). Однако есть и исключения — это район Ново-Гебридских и Соломоновых островов. Глубокий желоб лежит здесь не на Тихоокеанской, а на противоположной стороне островной дуги, причем расположение зоны глубоких землетрясений оказывается здесь «перевернутым» — она обнаруживает наклон не в сторону материкового обрамления, а к Тихоокеанской впадине. Но и в этих случаях сохраняется основное правило глубокофокусные землетрясения располагаются в зонах, параллельных желобам, в той стороне, которую указывает направление от желоба под соседнюю островную дугу. Основная закономерность, с которой согласуется и расположение аномалий силы тяжести, указывает на очень молодые процессы надвигания вдоль срединной поверхности этих зон скалывания. Налвиги перемещаются от островных дуг в сторону желобов (Беньоф, 1957; Benioff, 1959; Штилле, 1957).

Закономерная связь характерных для Тихоокеанского пояса глубоководных борозд (желобов), поясов отрицательных изостатических аномалий, вулканических поясов и зон глубокофокусных землетрясений подробно рассматривалась Г. Штилле. Он приходит к выводу, что краевые области надвигались на Тихий океан со всех сторон (фиг. 5).

По мнению Штилле, «четыре описанных выше явления, развитых в пограничных зонах Тихого океана, могут теперь быть связаны одним основным процессом — надвигом на обширный блок Тихого океана окружающих континентальных блоков, в которых точным отражением наиболее молодых тектонических процессов служат изобаты крупной надвиговой поверхности. Краевые впадины представляют фронт надвига, линия вулканов — примерное положение изобаты 100 км. Линию, вдоль которой



Фиг. 3. Современные надвиги у границы Тихого океана (по Г. Штилле, 1957)

I — область, примыкающая к континентам; II — субокеаническая область. I — земная кора (у поверхности и погруженная под надвиг на глубину до 100 км); 2 — очаги землетрясений; f — уровень плавления сиаля

начинаются глубокофокусные землетрясения, отмечает изобата 300 км; там, где такие глубокофокусные землетрясения прекращаются, проходит изобата 700 км... Огромная поверхность надвиговых движений по периферии Тихого океана представляет собой действительную границу между Тихим океаном и его континентальными краями, которые были прежде



Фиг. 4. Глубинные поперечные разрезы через области кайнозойской складчатости Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы, показана кривизна поверхности земного шара.

I — разрез с юга на север по 71° в. д. от верховьев р. Инд до Центрального Казахстана. II — разрез через Охотское море, Курильские острова и Курильскую впадину

І — вертикальные и горизонтальные поверхности; 2 — земная кора (штрихами отмечена поверхность мохоровичича); 3 — очаги землетрясений (за исключением наиболее близких к поверхности);
я́ — границы сейсмичной зоны и положение ее срединной поверхности (глубинного разлома); 5 — вулканы; 6 — зоны положительных (+) и отрицательных (-) изостатических аномалий силы тяжести; 7 — движение глубинных масс по гипотезе подкоровых течений, v<sub>1</sub>, v<sub>2</sub> — векторы скорости подкоровых течений. При наличии разности скоростей v = v<sub>1</sub> — v<sub>2</sub> будет происходить надвигание области, примыкающей к континентам, на субокеаническую область

заняты геосинклиналями... Новейшие тектонические силы сжатия Земли нашли свое величайшее выражение по периферии Тихого океана, включая Калифорнию» (Штилле, 1957, стр. 202—203, 205).

Р. Швиннер, Д. Григгс, Дж. Умбгров (Островные дуги, 1952), Э. Краус (Kraus, 1959) и Р. Дитц (Dietz, 1961), основываясь на изогнутой в плане форме островных гирлянд, глубинной сейсмичности и аномалиях силы тяжести, также рисуют общую картину надвигания периферических зон и материковых массивов на впадину Тихого океана (фиг. 6). Однако в то время как Штилле пытается связать этот процесс с общим сжатием Земли (контракцией), эти авторы объясняют движения в подвижном поясе как результат подкоровых течений. Подкоровые течения, распространяющиеся от Тихого океана и со стороны окружающих материков, сближаются и устремляются вниз в осевых частях орогена вдоль поверхностей, отмеченных очагами землетрясений. Стяжение коры и складчатость происходят, по этим представлениям, там, где нисходящие течения



Фиг. 5. Направления движения, характерные для краевой тектоники по периферии Тихого океана (по Г. Штилле, 1957)

Пунктиром указано положение изобаты 700 км на поверхности глубинного разлома

Однако общая картина надвигания и сжатия сохраняется в обеих моделях и позволяет понять неотектонику, современные движения, сейсмичность, вулканизм и нарушения изостазии как различные стороны



Фиг. 6. Главные разломы и надвиги Тихоокеанской области, по Р. Швиннеру (Островные дуги, 1952)

Плоскости сейсмичных больших надвигов показаны рядами черных треугольников; их вершины указывают зоны эпицентров неглубоких землетрясений, основание направлено в сторону глубоких фокусов. Предполагаемые движения массивов на дне океана показаны стрелками

единого процесса, характерного для «живой» геосинклинальной системы. Недавно Х. Хонда, А. В. Введенской и другими была разработана методика, которая позволяет определить по особенностям распространения сейсмических волн ориентировку эллипсоида напряжений в очагах землетрясений. Оказалось, что земная кора и оболочка (до глубины в 500700 км) в тех зонах, где происходят землетрясения, подвержены сжатию в почти горизонтальном направлении, перпендикулярном к направлению основных структур (Балакина, 1962; Honda, 1959). В пределах каждой зоны скалывания от ее верхней части до самых глубоких сейсмических очагов доминирует одна и та же ориентировка напряжений (фиг. 7. 8). Смещения происходят, по-видимому, в плоскостях. параллельных общему простиранию и наклону зоны скалывания. Таким образом, геофизические ланные прекрасно подтверждают выводы Г. Штилле о том, что здесь мы имеем величайшую зону сжатия. Подтверждаются также и предположения Н. С. Шатского и А. Н. Заварицкого, что глубинные сейсмические зоны — это «корни» поверхностных геосинклинальных систем, в которых проявляются те же движения, которые создают альпинотипную тектонику у поверхности земли. По Н. С. Шатскому, в Тихоокеанском полвижном поясе молодая кайнозойская складчатая зона и в настоящее время еще не завершила своего развития и является «живой» геосинклинальной областью. Он считает, что эта складчатость отвечает здесь более ранней сталии развития, чем кайнозойская складчатость Средиземноморско-Гимадайского пояса. «Изучение четвертичных отложений предгорий и террас на Кавказе и в Гималаях приводит к выводу, что указанные альпийские структуры находятся в конечной стадии формирования моласс краевых прогибов. Иной, более молодой возраст имеет кайнозойская складчатость Тихоокеанского пояса на Дальнем Востоке СССР. На Камчатке и Курильских островах она, видимо, соответствует стадии накопления Мощных вулканогенно-осадочных формаций. Следует считать, что она еще не достигла стадии накопления моласс в краевых прогибах, так как по структурному положению и по обилию подводных вулканов глубокие впадины островных дуг вряд ли можно сопоставлять с краевыми прогибами. Таким образом, это еще не закончившаяся складчатость» (Тектоническая карта СССР, 1957, стр. 14-15). Третья, не менее важная причина, диктующая необходимость широких сопоставлений по Тихоокеанскому поясу в пелом, — это обоснование практических выводов о перспективах металлоносности и нефтеносности различных районов советского Дальнего Востока на базе аналогий со строением изученных областей. Такой метод был удачно использован С. С. Смирновым в его известной статье о металлогении Тихоокеанского рудного пояса (Смирнов, 1946). Япония, Калифорния и Чили являются хорошо изученными, типичными участками «внутренней», как ее называет С. С. Смирнов (по отношению к Тихоокеанской впадине), зоны Тихоокеанского рудного пояса. По своему магматизму и металлогении она существенно отличается от «внешней» зоны, расположенной на материках. «Внешняя» зона характеризуется развитием оловянного и вольфрамового оруденения (Забайкалье, Сихотэ-Алинь, юг Китая, Боливия) и большей ролью гранитов нормального и кислого состава, осадочных терригенных комплексов и кислых эффузивов.

В литературе по тектонике Японии и других областей более принято называть зоны, расположенные ближе к материкам, внутренними, а расположенные ближе к Тихому океану — внешними. В этом смысле зона, включающая Японию, Калифорнию и Чили, является внешней. Она отличается большой ролью основного и среднего по своему составу магматизма, в частности мощным развитием андезито-базальтовых эффузивных комплексов и змеевиковых интрузий верхнемелового и третичного возраста, обилием медных месторождений различного типа (в том числе связанных с гипабиссальными интрузивами третичного возраста), золотосеребряными и ртутными месторождениями, колчеданными залежами и полиметаллическим оруденением, распространенностью хромо-никелевого оруденения, связанного с ультраосновными интрузиями и т. д.

Камчатка, Курильские острова и южная часть Корякского нагорья по своему геотектоническому положению относятся к этой же зоне. Здесь



Фиг. 7. Расположение сейсмичных зон и ориентация осей напряжений сжатия в очагах землетрясений Тихоокеанской области (по Л. М. Балакиной, 1962)

Стрелками показаны направ-**Дени** 1 Горизонтальных ком. понент напряжений. Величина стрелки пропорциональна синусу угла, который образует с вертикальной линией ось наибольшего сжатия. Стрелки, показанные сплошной линией, лежат выше горизонтальной плоскости, а стрелки, показанные пунк. тирной линией,- ниже горизонтальной плоскости, проведенной через гипоцентр зе. млетрясения. Таким образом, оси сжатия наклонены от сплошной к пунктирной линии; угол наклона обычно составляет не более 20-40°. Для масштаба указан размер стрелки при  $i=0^\circ$ , sin i=1 уже известны крупные месторождения киновари и большое количество рудопроявлений, в целом очень похожих на тот комплекс, который известен в других частях внешней (внутренней, по С. С. Смирнову) зоны Тихоокеанского рудного пояса (см. фиг. 2; Ициксон и др., 1960). Естественно ожидать здесь открытия медных и других месторождений, ассоциирующихся с магматическими комплексами, аналогичными рудоносным комплексам Японии по возрасту и составу.



Фиг. 8. Сводный вертикальный разрез в плоскости, ориентированной перпендикулярно к простиранию Курильской дуги и проходящей через югозападную часть о. Итуруп, по С. А. Федотову и И. П. Кузину (1963), с дополнениями

Очаги землетрясений, происходивших на расстоянии до 170 км от этой плоскости, спроектированы на нее по линиям, параллельным простиранию сейсмичной зоны Курильских островов. Размер кружка соответствует энергетическому классу землетрясений (от К-9 в наименьших кружках до К-13 в кружках, наибольших по размеру). Штриховкой показан слой воды в Охотском море и Тихом океане. Пунктир — предполагаемая поверхность надвига

При поисках нефти и газа на Дальнем Востоке также должен применяться метод сравнительнотектонического анализа. Необходимо учитывать, в частности, специфику нефтяных месторождений Тихоокеанского пояса, которые в Японии, Колумбии и Индонезии располагаются очень близко от зоны действующих вулканов и местами локализуются в пирокластических отложениях. В некоторых крупных месторождениях Калифорнии (Эдисон) и Венесуэлы (Ла-Пац) нефть добывается главным образом из раздробленного метаморфического фундамента вблизи крупных молодых разломов (Кудрявцев, 1959, 1962, 1963). Некоторые соображения о нефтеносности Сахалина, Камчатки и Пенжинского и Корякского районов, основанные на таких сопоставлениях, приведены в конце нашего обзора.

Таким образом, сравнительное изучение геологии Тихоокеанского подвижного пояса имеет значение не только для корреляции стратиграфических разрезов и понимания истории развития структуры наших дальневосточных областей, но и для прогнозов распространения полезных ископаемых и для разработки основных вопросов геодинамики, касающихся механизма тектонических процессов и связи тектоники с вулканизмом, сейсмичностью и гравитационными аномалиями.

В своей работе мы не ставили задачу подробно осветить строение советского сектора Тихоокеанского пояса. Имеется ряд опубликованных работ обобщающего характера, в том числе и наших работ по тектонике южной материковой части Дальнего Востока (Кропоткин, 1954) и по

неотектонике Курило-Камчатской области (Кропоткин, 1961а), в которых это следано с необходимой полнотой. По районам более ранней, мезозойской консолидации, примыкающим к подвижному поясу, здесь следует упомянуть прежде всего работы Ю. М. Пущаровского (1959, 1960а, б), К. Я. Спрингиса (1958), В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова (1958), Е. К. Устиева (1959), И. И. Тучкова, Ю. Н. Попова и других, в которых суммирован общирный материал по геологии северо-восточной Сибири, а также работы Л. И. Красного, В. А. Ярмолюка, Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, А. М. Смирнова, Б. А. Иванова, В. К. Елисеевой. М. А. Фаворской, М. С. Нагибиной по южной части Хабаровского края и Приморью (Нагибина, 1963). В числе более ранних публикаций, в которых давалось тектоническое районирование Дальнего Востока и Северо-Восточной Сибири, в значительной мере подтвержденное исследованиями позднейших лет, можно упомянуть работы А. Н. Криштофовича (1932), В. А. Обручева (1935—1939, 1946), С. В. Обручева (1934, 1938), А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), М. М. Тетяева (1938), П. Н. Кропоткина и Н. П. Хераскова (Кропоткин и Херасков, 1939; Херасков, Давыдова и др., 1939).

По районам, целиком принадлежащим к советскому сектору Тихоокеанского подвижного пояса, за последние десять лет был опубликован целый ряд работ, в которых суммирован фактический материал и дано описание крупных его частей. Это работы И. М. Русакова, Б. Х. Егиазарова и В. А. Титова по району Корякского нагорья, М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьякова, Г. М. Власова, В. П. Мокроусова, В. И. Тихонова, М. А. Пергамента и других по Камчатке, Ю. С. Желубовского и А. Ф. Прялухиной по Курилам, Е. М. Смехова, С. Н. Алексейчика, А. В. Соловьева, В. Н. Шилова, Е. М. Рудича и других по Сахалину. Более подробные ссылки на эти работы приводятся в главе II.

Рельеф и геология дальневосточных морей охарактеризованы в работах Г. Б. Удинцева (1960а, б), П. Л. Безрукова, Н. Л. Зенкевича, Ю. Ф. Чемекова, Г. У. Линдберга, Г. Менарда (Menard, 1964) и др.

Примыкающие к подвижному поясу материковые районы зарубежной Азии охарактеризованы в сводках Ли Сы-туана, Чжан Вэнь-ю, В. М. Григорьева, С. И. Грошина, В. Л. Масайтиса, Пак Сен Ука и Т. Кобаяси.

Новейшие данные о рельефе дна Тихого океана и окружающих его морей обобщены на карте масштаба 1:25000000, подготовленной к печати Институтом океанологии АН СССР и другими организациями (Тихий океан, 1963). Мы рекомендуем при чтении предлагаемого обзора пользоваться этой географической картой и опубликованной нами в другом издании тектонической картой Тихоокеанского пояса и Тихого океана масштаба 1:15000000 (Кропоткин и др., 1964). На прилагаемой тектонической схеме (см. фиг. 1) ввиду ее загруженности условными обозначениями не даны географические названия, не указаны многие особенности рельефа, а структурные подразделения даны в более обобщенном виде, чем на карте масштаба 1:15000 000.

Ограничиваясь в следующих главах краткой характеристикой строения советского Дальнего Востока, мы сосредоточили свое внимание главным образом на сравнительной тектонике всего Тихоокеанского пояса в целом и на описании зарубежных его частей, которые слабо освещены в переводной геологической литературе. Наиболее подробно освещено строение Японии, для которой нами составлены в масштабе 1:2500000 по литературным данным карта тектоники и карта позднекайнозойских деформаций земной коры (неотектоники). До сих пор тектоника этого района изображалась на опубликованных картах слишком схематически.

По остальным районам — Филиппинским островам, Индонезии, Новой Гвинее, Новой Каледонии, Новой Зеландии, Антарктическому сектору

пояса, Южно-Американским Андам, Антильской дуге, Центральной Америке, Мексике и западной части США дается описание, основанное на тектоническом районировании, заимствованном из уже опубликованных работ разных авторов. Списки литературы приводятся по каждому региону в отдельности<sup>1</sup>. Строение северо-американского сектора Тихоокеанского пояса достаточно известно советскому читателю из работ М. Кэя, А. Ирдли, Ф. Кинга, Ч. Шухерта, Ю. М. Шейнманна и Ю. М. Пущаровского. Поэтому мы не даем подробного описания строения северо-американского сектора, ограничиваясь в данном случае только схематическим изображением его особенностей на тектонической карте.

Введение, главы I—IV, IX и заключение написаны П. Н. Кропоткиным, главы V—VIII в основном написаны К. А. Шахварстовой.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Для введения, главы I и заключения список литературы общий.

#### Глава І

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

#### принципы тектонического районирования

На фиг. 1 приведена тектоническая схема Тихоокеанского пояса и Тихого океана, составленная путем обобщения тектонической карты той же территории, опубликованной нами в 1964 г. в другом издании (Кропоткин, Шахварстова, Федоров, 1964) в масштабе 1:15000000. При составлении этой карты использованы новейшие геофизические и геологические данные, которые приводятся в работах С. Н. Алексейчика, Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Г. М. Власова, Б. Х. Егиазарова, Ю. С. Желубовского, Б. А. Иванова, Л. И. Красного, Ю. М. Пущаровского, И. М. Русакова, А. М. Смирнова, А. В. Соловьева, Г. Б. Удинцева, Е. К. Устиева и других по советскому Дальнему Востоку, Ф. Альфельда, ван Беммелена, Дж. Вейля, Г. Веллмана, В. Гамильтона, Г. Герта, Г. Гриндли, У. Дженкса, А. Ирдли, Ф. Кинга, Т. Кобаяси, М. Кристи, Пак Сен Ука, Ф. Роя, Дж. Уикса, Ф. Фиша, Х. Харингтона и многих других исследователей по остальным районам.

Основные принципы тектонического районирования, принятые при составлении карты масштаба 1:15000000, представляют собой дальнейшее развитие идей А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (Архангельский и др., 1937; Архангельский, 1941; Херасков, 1963). Это, во-первых, разделение территории по возрасту складчатости и, во-вторых, выделение в составе складчатых сооружений нескольких структурных этажей, которые соответствуют главным этапам тектонического развития. Структурные этажи, или ярусы, обычно отделены друг от друга несогласиями, характерными для обширных территорий.

На нашей карте показаны докембрийские и палеозойские платформы, области мезозойской складчатости (т. е. складчатости тихоокеанского или верхоянского цикла,  $C_3 - Cr_1$ ) и области кайнозойской складчатости, куда мы включаем зоны, испытавшие складчатость ларамийского, собственно альпийского и так называемого камчатского, еще не завершенного, циклов. Области мезозойской и более древней складчатости показаны суммарно, без расчленения на структурные этажи. Структурные этажи выделены только в областях кайнозойской складчатости.

Следуя А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому, мы считаем, что зоны третичной складчатости входят в состав альпийских геосинклинальных областей. Сейсмичный Тихоокеанский подвижный пояс включает в себя как эти геосинклинальные области, так и зоны интенсивных глыбовых дислокаций на материках в областях более ранней консолидации. Кроме того, в него входят краевые (предгорные) прогибы на платформах, окружающих Тихоокеанскую область, глубокие желоба по краям океанических плит и впадины окраинных морей — Японского, Охотского, Карибского и др. По своему геологическому строению (осадочный комплекс мощностью до 5—12 км, залегающий непосредственно на базальтовом слое) и по своей позиции посреди молодых складчатых цепей, похожей на позицию «срединных массивов», а также по признакам недавнего погружения глубокие впадины окраинных морей напоминают глубокую депрессию Черного моря.

Как известно, А. Д. Архангельский считал Черноморскую впадину типичной современной геосинклиналью, а моря и островные дуги Дальнего Востока (с Камчаткой и Корякским хребтом) рассматривал как альпийскую геосинклинальную область. Границы Тихоокеанского подвижного пояса показаны на карте цепочкой черных кружков; в Индонезии он сливается со Средиземноморско-Гималайским подвижным поясом.

В дополнение к упомянутым двум принципам, при составлении тектонической карты использован еще один принцип — районирование по глубинному строению земной коры. Оно основано на геофизических данных (глубинное сейсмозондирование, дисперсия поверхностных волн при землетрясениях, гравиметрические и магнитные съемки) и на корреляции между толщиной и строением коры, аномалиями силы тяжести в редукции Буге и высотой уровня поверхности земной коры (Кропоткин и др., 1958; Гурарий, Соловьева, 1963). Это дает возможность отделить области с корой материкового типа, т. е. с хорошо развитым гранитным слоем складчатым фундаментом континентов, от областей, имеющих кору океанического типа. Следуя Г. Штилле и С. Бубнову, мы разделяем океанические области на две категории: 1) древние домезозойские, в основном, вероятно, докембрийские впадины, охватывающие всю внутреннюю часть Тихого оксана за пределами так называемой «андезитовой линии» и 2) впалины окраинных морей и Атлантического и Индийского океанов. Они имеют в основном мезозойский и кайнозойский возраст.

Тектоническое расчленение акваторий проведено по принципам, близким к тем, которые были использованы Г. Б. Удинцевым (1960а, б). Основными критериями в этом случае были геоморфологическая характеристика, глубинное строение коры по геофизическим данным и экстраполяция от тех участков суши, геологическое строение которых достаточно хорошо известно.

По геологическим и морфологическим данным и на основании анализа тектонических движений нами показан на суше и на океане целый ряд крупных разрывных нарушений, в большинстве своем относящихся к категории надвигов и сдвигов. При анализе мезозойских и кайнозойских движений мы исходили из представлений Г. Штилле (1957), Дж. Умбгро-ва, Г. Хесса (Hess, Maxwell, 1953), Т. Кобаяси, С. Н. Бубнова, Б. Уиллиса, Э. Крауса, Г. Бениоффа (Benioff, 1959), Б. Гутенберга и других о надвигании или дрейфе островных дуг в сторону Тихого океана и о крупных масштабах сдвиговых перемещений по разрывам Тихоокеанского пояса (Калифорния, сдвигн между Филиппинскими островами и островами Фиджи и Самоа). Такая точка зрения является традиционной для тихоокеанской геологии и подтверждается новейшими детальными исследованиями по батиметрии Японского моря и геологии окружающих его районов — Кореи, Японии и Приморья (Kobayashi, 1956), по палеомагнетизму и анализу напряжений и смещений в очагах землетрясений (Балакина, 1962: Scheidegger, 1960). Суммарное перемещение в течение мела и кайнозоя по хорошо изученному разлому Сан-Андреас в Калифорнии составляет 350—550 км (Hamilton W., 1961). Восточный дрейф японской дуги при образовании впадины Японского моря оценивается в 430 км, сдвиг в районе Новые Гебриды — о-ва Фиджи — около 1000 км (по Г. Хессу; см. главу VI). По смещениям полос магнитных аномалий,

пересеченных широтными разломами Мэррей, Пайонир и Мендосино в северо-восточной части Тихого океана, хорошо документируются сдвиги на 650 км (Raff, 1962) и менее определенно — на 1430 км. Величину того же порядка (500—1500 км) могло составить сокращение земной поверхности при образовании складчатых поясов Анд, Японии, Скалистых гор и хребтов Новой Гвинеи. Протягивающиеся внутри этих поясов зоны высоких хребтов и плоскогорий характеризуются удвоенной толщиной коры (55—70 км). Границы таких зон, в которых толщина коры резко возрастает, показаны на карте особыми знаками. Это увеличение толщины коры, вероятно, произошло вследствие сдавливания складчатых зон при тангенциальных напряжениях верхнемелового и кайнозойского времени.

Первая тектоническая карта Тихоокеанской области была опубликована А. Д. Архангельским в 1941 г. В подвижном поясе, обрамляющем Тихий океан, А. Д. Архангельский различал зоны кайнозойской складчатости (включая островные дуги) и расположенные дальше от океана в Азии и Северной Америке зоны мезозойской складчатости. Мезо-кайнозойский подвижный пояс отделяет Тихий океан от докембрийских материковых платформ (кратонов) — Северо-Американской, Южно-Американской, Антарктической, Австралийской, Китайской и Сибирской. В пределах Тихого океана на карте А. Д. Архангельского были выделены: а) платформенные области в глубоких его частях (котловины Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Маршаллова, Юго-Западная и др.); б) аналоги молодых складчатых горных сооружений на островах и подводных хребтах, разделяющих эти платформы (Гавайский, Срединно-Тихоокеанский, Маршаллов, Туамоту и другие хребты); в) глубоководные рвы (желоба) по периферии океана.

На нашей карте сохранено это основное тектоническое районирование. В пределах Тихого океана показаны котловины (океанические плиты или платформы) и возвышенности — окраинные валы, которые примыкают к глубоким желобам со стороны океана (Японо-Курильский, Алеутский валы и др.), а также подводные хребты, отделяющие котловины одну от другой (Удинцев, 1960а, б; Dietz, 1954; Menard, 1964). Океанические плиты Тихого океана, морфологически выраженные в виде котловин, имеют глубину более  $4-5 \ \kappa m$  и кору небольшой мощности ( $3-10 \ \kappa m$ ), которая состоит главным образом из базальтового слоя. По своему строению они резко отличаются от материковых платформ.

В Тихом океане в отличие от впадин Атлантического океана, более распространен характерный «надбазальтовый» слой со скоростью распространения продольных волн от 4 до 5,5 км/сек (Гурарий, Соловьева, 1963; Hamilton E., 1960). Это может указывать на бо́льшую древность Тихого океана. По геологическим данным устанавливается по крайней мере верхнепротерозойский возраст Тихоокеанской впадины<sup>1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Доказательства древнего возраста Тихоокеанской впадины недавно были резюмированы В. Е. Хаиным и О. К. Леонтьевым (Хаин, 1962; Панов, 1961; Леонтьев, 1963). Они сводятся в основном к геологическим данным о распространении верхнепротерозойских (синийских, рифейских) морских отложений и складчатых структур байкальского цикла, приблизительно параллельных контурам впадины, на окружающих ее материках — в Становом хребте, в Канаде (белтиды), в Австралии (складки в формации Аделаида) и пр.

Следует упомянуть, что в последнее время Г. Менард (Menard, 1960), Дж. Т. Вильсон и Р. Дитц высказывают мнение о молодом возрасте юго-восточной части Тихого океана, примыкающей с обеих сторон к Южно-Тихоокеанскому и Восточно-Тихоокеанскому поднятиям. Это предположение основано на том, что сейсмичная зона Восточно-Тихоокеанского поднятия составляет продолжение восточной ветви Срединного хребта Индийского океана. Считая, что этот Срединный хребет связан с процессами растяжения и образования океана между Австралией и Антарктидой, происходившими в мезозое и кайнозое, они приписывают такой же возраст зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. На ней, по геотермическим и сейсмологическим данным, предполагается подъем подкорового течения и растекание его в обе стороны.



Фиг. 9. Линеаменты и желоба в области Тихого океана, показанные на карте, составленной в равноплощадной проекции, по Менарду (Menard, Fischer, 1958)

1 — группы островов; 2 — группы гайотов; 3 — подводные горы; 4 — желоба; 5 — линеаменты (разломы различного типа и др.); 6 — области с глубиной менее 4000 м; 7 — сдвиги

Океанические хребты и валы имеют, судя по единичным данным, базальтовую кору повышенной мощности (7-20 км). Их скорее можно считать аналогами срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов (Menard, 1958), нежели аналогами третичных складчатых сооружений, как думал А. Д. Архангельский. На карте выделены возвышенности вулканического происхождения на этих хребтах, поднимающиеся до изобаты 2000 м и выше. По линейному расположению хребтов и вулканов устанавливается сеть разломов, рассекающих дно Тихого океана в различных направлениях, в особенности с северо-запада на юго-восток (острова Гавайские, Лайн, Гилберта, Туамоту, Самоа, Тубуаи и другие в центральной, западной и юго-западной частях океана; фиг. 9). В восточной половине Тихого океана доминируст широтная сеть разломов; они пересекают крупнейшую Северо-Восточную котловину и Восточно-Тихоокеанское поднятие. Это разломы Мендосино и Пайонир (около 40° с. ш.), Меррей (34° с. ш.), Клэрион (20° с. ш.), Клиппертон (10° с. ш.) и Салаи-Гомес (2° ю. ш.). Они, может быть, генетически связаны со сдвигами в районе желоба Кайман и Антильской дуги (Menard, 1955; Fisher, Norris, 1960; Menard, Fisher, 1958; Menard, Dietz, 1952).

Интересной особенностью Тихоокеанской области являются признаки раздробления и переработки докембрийских и палеозойских платформ по ее периферии. Н. С. Шатский подчеркнул эту особенность Тихоокеанского пояса в своей последней, опубликованной посмертно работе, цитаты из которой были приведены выше на стр. 6, 7 (Шатский, 1960). Обломки палеозойских или более древних платформ встречаются не только среди Тихоокеанского подвижного пояса в виде массивов, консолидированных домезозойской складчатостью, но и в краевых частях центральной области, ограниченной андезитовой линией. Сюда относится прежде всего Новозеландское подводное плато с островами Кэмпбелл, Баунти и Чатам, ограниченное хорошо выраженным континентальным склоном; существование коры материкового типа здесь не вызывает сомнения. Менее уверенно можно относить к числу опущенных участков материковых платформ подводные возвышенности Наска-Сан Фелис и Хуан Фернандес у берегов Чили и Перу и возвышенности Кокос и Альбатрос, соединяющиеся друг с другом у Галапагосских островов.

Такие же неясные по своему генезису подводные горы Дайдо (с островами Бородино и Окино-Огари) в пределах Филиппинской котловины Дитц рассматривает как остатки древних складчатых сооружений (Dietz, 1954).

#### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ЦИКЛЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В тектоническом развитии Тихоокеанского полвижного пояса различается несколько этапов, или циклов. Т. Кобаяси выделил в Японии пермотриасовый орогенический цикл Акиёси и проследил его проявления по всей западной части Тихоокеанского пояса (Kobayashi, 1949). На островных дугах северо-западного и юго-западного обрамлений Тихого океана Г. Хесс различает две группы прогибов (тектогенов) и развившихся из них складчатых сооружений — более древнюю среднемезозойскую. полвергшуюся интенсивным деформациям в верхнеюрское и нижнемеловое время (южная Япония, Рюкю, Тайвань, западные Филиппины, Новая Каледония, Новая Зеландия), и более молодую, характерную для внешних островных дуг. Молодая группа характеризуется интенсивным прогибанием в верхнем мелу и в третичном периоде и складчатостью кайнозойского, в особенности плиоценового и четвертичного времени (Островные дуги, 1952; Hess a. Maxwell, 1953). Мезозойский цикл близок в этом понимании к тому, что описано в Японии под названием пикла Сакава и в Северной Америке — под названием невадийского орогенического цикла. Молодые (Cr<sub>2</sub>, Pg, N) прогибания, формирование глубоких сейсмических трогов (желобов) вдоль островных дуг и новейшая складчатость попробно охарактеризованы Г. Штилле (Штилле, 1957; Stille, 1944), Р. ван Беммеленом, Дж. Умбгровом, Ф. Кюененом и другими (Островные луги. 1952).

Н. С. Шатский, как мы видели, проводит различие между кайнозойской складчатостью альпийского пояса западной Азии и Европы и более молодой, по возрасту, кайнозойской складчатостью Тихоокеанского пояса, в котором «живая» геосинклинальная область еще не завершила своего развития.

Как уже указывалось, для молодой геосинклинальной системы, окружающей Тихий океан, характерно сочетание вулканических островных дуг, складчатых поясов, прорванных гранитами верхнетретичного возраста, сейсмичных глубинных разломов, глубоких желобов и резко выраженных нарушений изостатического равновесия (Штилле, 1957, 1964; Гутенберг и Рихтер, 1948; Weeks, 1959).

Принятое нами разделение истории тектонического развития Тихоокеанского подвижного пояса на четыре этапа имеет много общего с тем делением на циклы орогенеза, которое предлагалось прежними исследователями. Этому подразделению приблизительно соответствуют структурные ярусы и подъярусы, показанные на тектонической карте.

Древнейший — протерозойский и нижнепалеозойский этап развития пока еще слабо расшифрован. Однако имеющиеся данные позволяют утверждать, что по периферии Тихого океана (в пределах современного подвижного пояса и у края соседних платформ) в верхнем протерозое и нижнем палеозое существовали эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные морские бассейны и формировались складчатые сооружения с простираниями, приблизительно параллельными ограничениям Тихоокеанской впадины (Хаин, 1962: Stille, 1944). Трансгрессии распространялись от Тихого океана на окружающие материковые платформы синий или рифей Кореи, Китая, юго-восточных окраин Сибирской платформы. Австралии и Аргентины. Складчатые сооружения байкальского или ассинтского цикла, сформировавшиеся к концу верхнего протерозоя (рифея), известны в этих же районах (Байкал, хребет Джугджур, северовосточная Корея, хребет Флиндерс близ г. Аделаида) и в Скалистых горах Северной Америки. гле отложения альгонка (белтская серия и др.). соответствующие рифею, принадлежат к миогеосинклинальному комплексу окраин платформы. В Японии к верхнему протерозою могут принадлежать отложения серий Микабу и Самбагава, представляющие собой метаморфизованные вулканогенно-терригенные комплексы древней эвгеосинклинали.

Фаунистически охарактеризованные отложения Тихоокеанских геосинклиналей начинаются с кембрия (Скалистые горы, Восточная Кордильера Колумбии, Передовые Кордильеры Аргентины, валуны с кембрийской фауной на западном берегу моря Росса в Антарктиде, кембрий на Южном острове Новой Зеландии), ордовика (Пенжинский хребет, северозападная Мексика, центральная Колумбия, Перу, Боливия, Новая Зеландия) илп готландия (Япония, Новая Гвинея). Девон хорошо представлен в Южной Америке (Боливийский массив, Восточная Кордильера Перу и др.) и более ограниченно в Новой Зеландии, Новой Гвинее, Новой Каледонии и в Японии. В последнем случае девонские отложения залегают согласно на силурийских. Доготландское горообразование, эквивалентное либо байкальскому, либо каледонскому циклу, изучено в хребте Хида на о. Хонсю.

Значительно лучше, чем предыдущий, изучен герцинско-нижнемезозойский этап развития Тихоокеанского пояса. Он начинается в девоне или силуре и заканчивается в середине триаса. Сначала складкообразовательные процессы и поднятия проявляются в этом цикле более ограниченно, на фоне преобладающего прогибания. Они известны приблизительно на границе верхнего девона и карбона (складчатость Кесен в Японии и аналогичные фазы в Пенжинском кряже, несогласия в палеозое Анд — Колумбия, Перу, Чили), в середине карбона (складчатость Шимидзу в Японии, несогласия на р. Хатырке в Корякском нагорье), в конце верхнего карбона — начале нижней перми (складчатость Сетамаи в Японии, перерыв в осадконакоплении в районе Пенжинского хребта, местное горообразование в Колумбии, в палеозойском массиве Боливии и северо-западной Аргентины). Но постепенно сжатие усиливается, напряженность орогенических движений нарастает, и в результате горообразовательных движений пермского и триасового периода, известных в Японии под названием цикла Акиёси, значительная часть Тихоокеанского пояса превращается в сплошные массивы суши, интрудированные гранитными батолитами. В результате этих движений мы видим повсеместно, в том числе в районах, удаленных друг от друга почти на половину окружности Земли, характерное несогласие между дислоцированными пермскими отложениями и триасом или более поздними мезозойскими отложениями. Каменноугольные и пермские отложения обычно представлены морскими терригенными, карбонатными и вулканогенными сериями, причем внутри перми иногда отмечаются перерывы, связанные с местными поднятиями. Климатический фактор проявляется в формировании тиллитов и угленосных отложений гумидной зоны холодного или

умеренного поясов южного полушария в верхнем палеозое Боливии и северо-западной Аргентины и, возможно, в верхней перми Японии. Верхнепермские валунные конгломераты и валунные известняки Усугину и Ясуба имеют здесь, по мнению Т. Кобаяси, ледниковое происхождение (Kobayashi, 1949). Это могли быть марино-гляциальные или озерные отложения вокруг пентров оделенения возвышенностей, сформированных в начале и в середине перми. Н. М. Страхов считает, что Северный полюс при своем перемещении к современному положению, двигаясь из центральных частей Тихого океана, где он находился в нижнем палеозое, лолжен был пересечь Тихоокеанский подвижный пояс в конце перми или в триасе в районе Алеутской дуги и Чукотского полуострова (Страхов, 1960). Судя по палеомагнитным данным, полюс пересек его в нижнем триасе и несколько западнее, в районе Камчатки. Относимые к нижнему триасу черные сланцы Корякского хребта с пыльцой хвойных растений и черные верхнепермские сланпы и песчаники и нижнетриасовые песчаноглинистые морские отложения серии Инаи на восточном побережье о. Хонсю могут принадлежать к зоне умеренного или холодного климата. В это же время теплолюбивая фауна фузулин и кораллов, характерная для перми Приморья, Корякского нагорья и Японии, уступила свое место бореальным пелециподовым фаунам триасового периода.

Несогласие между пермью и триасом хорошо документируется по трансгрессивному налеганию морских нижнетриасовых отложений на дислоцированный верхний палеозой в южном Приморье и в Японии, по такому же налеганию среднего триаса на пермь в Новой Каледонии и морского верхнего триаса на пермские отложения на Корякском нагорье, в Японии, в северо-западном Калимантане (Борпео), Мексике и некоторых районах Анд. Ингрессии нижнетриасового моря проникали в район Владивостока и в грабен Майзуру (префектура Хиога на западном побережье о. Хонсю) из впадины, которая явилась зародышем совремснной депрессии Японского моря. К концу среднего триаса (ладинский век, начало норийского) здесь отмечается регрессия моря и накопление угленосных континентальных отложений с флорой так называемого монгугайского яруса.

В Южной Америке триас представлен в основном красноцветными континентальными  $(T_1 + T_2?)$  и морскими  $(T_3)$  отложениями с покровами лав (серия Ла-Кинта), несогласно залегающими на верхнем палеозое. Как и на Дальнем Востоке, эти толщи заполняют грабенообразные впадины, возникшие на складчатом основании, консолидированном складчатостью в конце перми.

Позднегерцинский — раннемезозойский орогенез, достигший апогея в конце перми и в триасе, хорошо известен также в зоне, связывающей Тихоокеанский подвижный пояс с поясом Тетис (о. Калимантан, п-ов Индокитай). К этому времени относится формирование структуры древнего ядра Японской дуги («Палеониппон»), вероятно также массива Срединного хребта Камчатки, восточной Австралии, Боливийского массива и массивов Гондураса, п-ова Юкатан и центральной Мексики, где намечается связь с герцинским поясом Аппалач. Ряд погруженных массивов («Охотия» в центральной части Охотского моря, часть подводной возвыненности Ямато в центре Японского моря, подводные плато Квинсленд и Ново-Зеландское вместе с поднятием Лорд-Хау к востоку от Австралии) также, по всей вероятности, принадлежит к областям позднегерцинской или раннемезозойской консолидации.

Дислокации верхнепермского и триасового времени распространились на территорию Кореи (движения Сёрин, по Т. Кобаяси) и сопровождались в Японии, Приморье, Корее и других местах внедрением характерного комплекса гранитов и гранодиоритов. Это так называемые гродековские граниты Приморья (абсолютный возраст 176—212 млн. лет), аналогичные им интрузии туманского, хесанского и возможно, танченского комплексов Кореи (150—220 млн. лет), гранитные батолиты о. Кюсю и юго-западного Хонсю (230 млн. лет) и восточной Австралии. Магматическая деятельность как бы выплеснулась за пределы геосинклиналей на территорию Китайской платформы — явление, характерное для Тихоокеанского пояса и повторившееся еще резче в меловом периоде в связи с движениями янышаньского цикла. С дислокациями более ранних фаз (карбон) связаны граниты на Южном острове Новой Зеландии (285 млн. лет) и в северном и пентральном Чили (265 млн. лет).

Этап тектонического развития, охватывающий верхний триас юру и нижний мел, чрезвычайно характерен для областей мезозойской или тихоокеанской складчатости (Аляска. Северо-Восточная Сибирь – вторая половина так называемого верхоянского пикла. по Н. П. Хераскову: Пушаровский, 1960а). Он может быть выделен и в прелелах кайнозойского полвижного пояса как период геосинклинального развития, начавшийся с крупных прогибаний и трансгрессий верхнетриасовой эпохи и завершившийся в результате горообразовательных движений конца юры, начала и середины мела. Эти движения привели к формированию складчатых поясов невадийского орогена в Скалистых горах Северной Америки, пояса Сакава по внешней зоне Японии и основных складчатых структур Новой Зеландии (так называемый орогенез Хоконуи) и Новой Каледонии. Несогласия между триасом и юрой отмечаются в Японии, на о. Калимантан и в Береговых Кордильерах Перу и Чили; они могут рассматриваться так же как постумные движения предыдущего цикла (Акиёси). Более широкое, но все же не универсальное распространение имели лвижения в конце юры — начале мела, с которыми связаны несогласия в Японии (так называемая складчатость Ога), во многих районах центральной и южной Америки (Венесуэла, Запалная Кордильера Перу), на Антильских островах, в Мексике (местные несогласия), в Новой Зеландии (крупная фаза горообразования после киммериджа) и Новой Каледонии. Разрез мезозоя (геосинклинальный граувакковый комплекс) и фазы лислокаций Новой Зеландии имеют особенно много общего с тем, что известно в бассейне р. Колымы и на Верхоянском хребте.

Горообразование в середине мела, хорошо известное в Приамурье и Сихотэ-Алине (так называемая австрийская фаза) и в Японии (кульминационная фаза орогенеза Сакава), лежит по времени близко к предсантонской, начальной фазе андийского орогенеза Южной Америки. Она отчетливо проявилась в несогласиях между верхним и нижним мелом на территории Венесуэлы, Колумбии, Эквадора, Перу и Чили (Западная Кордильсра), в Аргентинских Кордильерах, на Огненной Земле и на островах Новая Георгия и Южных Оркнейских. Возможно, к этому же времени относятся перерывы, отмеченные в меловых отложениях Новой Зеландии.

Как известно, в мезозоидах Скалистых гор Канады, Аляски, Северо-Восточной Сибири, Сихотэ-Алиня и Приамурья меловая складчатость привела к общему осушению геосинклиналей и сплошному заполнению территории прежних геосипклиналей складчатыми сооружениями (Пущаровский, 1960а). Имеется, следовательно, большое отличие мезозоид от рассматриваемых областей Тихоокеанского пояса. Возникшие в нем складчатые сооружения составили лишь ядра геоантиклиналей, из которых процессы складкообразования и поднятия постепенно распространялись в течение верхнего мела и кайнозоя в широкие геосинклинальные прогибы. Геосинклинали в это время не только не замкнулись, но даже продолжали расширяться, как можно убедиться, например, из анализа исторни Японского моря. Позднейшая миграция складчатости от оси геоантиклинали Сакава в сторону современного глубоководного желоба особенно хорошо видна во внешней зоне Японии.

Таким образом, мезозойский этап, охватывающий время от середины триаса до середины мела, не имеет в молодом Тихооксанском подвижном

поясе такого самостоятельного значения, как в мезозоидах. Он может рассматриваться отчасти как время постумных дислокаций  $(T_3-J_1)$  предыдущего цикла, отчасти как вступление к ярко выраженному, еще не закончившемуся новейшему циклу, охватывающему верхний мел и кайисзой.

Отложения верхнего триаса, юры и нижнего мела представлены в Тихоокеанском поясе главным образом морскими терригенными геосинклинальными формациями большой мощности, иногда с участием известняков (верхняя юра внешней зоны Японии, Новой Гвинеи, о. Куба). Наряду с морскими, распространены континентальные формации, частью угленосные (внутренняя зона Японии; формации такого типа известны в Корее и Приморье), гипсоносные (Центральная и Южная Америка — J<sub>3</sub>, Cr<sub>1</sub>), или красноцветные соленосные (J<sub>3</sub> — Мексика). Сходство литологической характеристики (песчано-глинистые серии) и фауны мезозоя Северо-Восточной Сибири и Новой Зеландии объясняется отчасти тем, что, судя по палеомагнитным и геологическим данным, эти удаленные районы лежали вблизи противоположных полюсов и принадлежали к холодным климатическим зонам мезозойской эры (Kobayashi, 1949).

В сериях среднемезозойских осалков (J<sub>3</sub> - Cr<sub>1</sub>) встречаются кремнистые отложения и радиоляриты, в некоторых районах отложившиеся на большой глубине (мезозой Индонезии). Они обычно связаны с вулканогенными формациями мезозоя (о. Хоккайдо и др.). Магматическая деятельность была сосредоточена в отдельных, довольно ограниченных зонах и проявилась во внедрении рядов основных и ультраосновных интрузий, связанных с глубинными разломами, и гранитоидов, принадлежащих главным образом верхней юре или меловому периоду (Xecc, 1952). По возрасту эти граниты могут соответствовать так называемым гранитоидам австрийской фазы (середина мелового периода), широко распространеным в мезозоидах северо-восточной Азии (Сихотэ-Алинь, Приамурье), а также яньшанским гранитам, интрудированным в Китайскую платформу во время мезозойских фаз диастрофизма. В Японии граниты юрскомелового возраста распространены в горах Китаками, в зоне Риоке и других и связаны с внутренней окраиной того внешнего пояса Японской дуги, в котором интенсивно проявился орогенический цикл Сакава (юра — нижний мел). На границу нижне- и верхнемеловой эпохи здесь падает значительная перестройка структурного плана дислокаций.

Четвертый этап тектонического развития охватывает верхнемеловую эпохуи кайнозой; горообразовательные движения этого цикла продолжаются и в настоящее время. Вулканизм и разнородные тектонические движения приобрели в Тихоокеанском поясе в течение верхнего мела и кайнозоя большую интенсивность, чем в предыдущем цикле. Происходило раздробление материковых зон, консолидированных герцинско-нижнемезозойским или более ранним орогенезом, и растаскивание раздробленных глыб. В результате образовались и расширились впадины окраинных морей — Японское море, южная впадина Охотского моря, Берингово море, глубокие моря Индонезии. Произошло углубление и расширение впадин Мексиканского залива и Карибского моря, Калифорнийского залива и др. Заложившиеся или углубившиеся в это время прогибы заполнились мощнейшими толщами верхнемеловых и нижнетретичных отложений (о. Сахалин, юго-западная часть Корякского нагорья, о. Хоккайдо, Филиппинские острова, южный прогиб Новой Гвинеи, Патагонская Кордильера, геосинклиналь Боливар в западной Колумбии, прогиб Маракаибо в Венесуэле, Антильские острова). В других случаях, например по западному побережью Японии и в береговых хребтах Калифорнии, интенсивное прогибание началось позже, с нижнего миоцена. Тем не менее и здесь накопились толщи вулканогенно-осадочных пород верхнетретичного и четвертичного возраста, достигающие мошности 5-10 км. Восточ-

ное побережье Камчатки, Филинпинские острова, Северный остров Новой Зеланпии демонстрируют картину миграции прогибов с накоплением вулканогенно-осадочных толщ верхнемелового и кайнозойского возраста, достигающих суммарной мощности 10-20 км. Во многих случаях (восточная Япония, Филиппины, северная часть Калимантана — Северное Борнео, Индонезия, Новая Зеландия, Колумбия и Эквадор) видно, что миграция прогибов была направлена в сторону океана. По мнению Г. Хесса. Р. ван Беммелена. Г. Штилле и других. это позволяет рассматривать современные глубокие желоба по периферии океанов как новейшую стадию миграпии окраинных геосинклинальных прогибов. Так, например, предшественниками желоба, протягивающегося у берегов юго-восточной Японии, были третичный прогиб Накамура и более древние геосинклинали Симанто (мезозой) и Титибу (верхний палеозой). Несмотря на мололость желобов, возраст которых обычно рассматривается как верхнечлиоценовый и четвертичный, в них уже успело накопиться 5-8 км осадков (желоба Курило-Камчатский, Пуэрто-Рико), не считая залегающих под осалками эффузивов. Последние составляют часть базальтового слоя коры. Одновременно с миграцией прогибов происходила и миграция складчатости в сторону Тихого океана у берегов островных дуг, окаймленных желобами по его периферии. В Антильской дуге миграция происходила в сторону Атлантического, а в Зондской — в сторону Индийского океана.

Таким образом, в интервале, охватывающем последнюю сотню миллионов лет (Cr<sub>2</sub> + Kz), в пределах Тихоокеанского подвижного пояса шел бурный процесс формирования геосинклинальных прогибов различного типа, в том числе впадин внутренних морей и желобов. Происходило оседание межгорных прогибов (центральная Камчатка, Таловский и Вывенский прогибы, грабены Фосса Магна в Японии и Альтиплано в Боливии, восточное побережье Северного острова Новой Зеландии), краевых прогибов (Предандийский, Новогвинейский и др.) и прогибов, проникающих в глубь консолидированных платформ наподобие апофизов (Сахалинский прогиб — типа так называемых входящих углов, по Н. С. Шатскому). Одновременно, в особенности в кайнозое, происходил DOCT складчатых сооружений — геоантиклиналей всех островных дуг, хребтов Корякского нагорья, Камчатки, Тайваня, Сулавеси (Целебеса), формирование складчатой структуры Анд и осушение почти всей Андийской геосинклинали, поднятие Скалистых гор и образование надвигов, по которым глыбовые чешуи их восточного края надвинуты на Северо-Американскую платформу. Древние комплексы надвинуты здесь на палеогеновые отложения окраин платформы. Образование крупных надвиговых чешуй и общее утолщение коры в системе Скалистых гор, Южно-Американских Кордильер и высоких хребтов Новой Гвинеи было связано с поддвиганием Северо-Американской, Южно-Американской и Австралийской платформ под складчатые комплексы по периферии Тихого океана. Формирование складчатой структуры островных дуг сопровождалось растяжением и образованием впадин типа Японского моря на тыльной стороне каждой дуги, при общем надвигании масс и миграции складчатости в сторону выпуклости дуги, к ближайшему желобу. Как уже говорилось во введении, эти структурные соотношения рассматриваются со времен Э. Зюсса как указание на общее движение дуг в сторону океана (Штилле, 1957; Kobayashi, 1956). Общее движение масс в сторону Тихого океана могло проявляться в одних случаях, например в Азиатском сегменте, в Алеутской дуге и дуге Тонга-Кермадек, в форме дрейфа или продвижения дуг к его центру, а в других (Северная и Южная Америка, Австралия) — в форме смещения целых материковых массивов и поддвигания платформ под складчатые сооружения. Предполагаемое движение глыб обычно называют сейчас с подкоровыми течениями (Островные дуги, 1952; Kobayashi, 1956; Меnard, 1958; Vening Meinesz, 1960).

Горообразовательные движения проявлялись в течение верхнего мела и кайнозоя в целом ряде фаз или кульминаций. Тектонические импульсы нарастали crescendo и лостигли наибольшей напряженности в новейшее. плиоцен-четвертичное время (Бубнов, 1958). Они начинаются с предсантонской, или начальной, фазы андийского орогенеза и затем проявляются в несогласиях и полнятии общирных возвышенностей приблизительно на границе мела и палеогена. Это ларамийский орогенез Скалистых гор, Мексики, Антильских островов, почти всей системы Анд от Венесуэлы до Огненной Земли и Земли Грехэма в Антарктиде, сказавшийся, хотя и менее интенсивно, также в Японии, на Сахалине, на Камчатке и Корякском нагорье. Затем движения повторились в эоцене (предверхнеэоценовые несогласия на о. Калимантан, в Восточной Мексике и на Антильских эоценовые дислокации в Центральной Америке и в Андах), островах. в среднем олигоцене (северная часть о. Калимантан), приблизительно на границе палеогена и неогена (несогласия на Тихоокеанском побережье Японии, в Новой Гвинее, Новой Зеландии, Калифорнии, Восточной Мексике, береговых цепях Перу, Аргентинской Кордильере), во второй половине миоцена (так называемая алеутская фаза на Камчатке и Курильских островах) и приблизительно на границе миоцена и плиоцена (Филиппины, Новая Гвинея, Новая Каледония, Северный остров Новой Зеландии, Калифорния, краевой прогиб Венесуэлы, прогиб Альтиплано в Андах). Самые последние кульминации складкообразовательного процесса известны под названием сахалинской и пасаденской фаз. Дислокации конца плиоцена закончили формирование складчатой структуры третичных отложений Сахалина и пологих складок на Курильских островах. Еще более молодые деформации (так называемая пасаденская орогения) прослеживаются в смятии нижнечетвертичных слоев в Береговых хребтах Калифорнии (Штилле, 1957).

Наряду с этими фазами усиления складчатости и роста поднятий («пароксизмами» или «кульминациями» орогенеза), вероятно, происходили и более медленные непрерывные процессы конседиментационного складкообразования. Они не улавливаются в несогласиях, но могут предполагаться по аналогии с Японией и другими молодыми складчатыми областями, где такой характер складчатости доказывается изменением мощностей.

Интенсивные орогенические движения во всем периферическом поясе и общее надвигание его складчатых структур и соседних платформ (Северо-Американской, Южно-Американской и Австралийской) в сторону Тихого океана сопровождались в течение верхнего мела и кайнозоя активнейшим магматизмом как в форме интрузий разнообразного состава, так и в форме вулканической деятельности. Здесь можно упомянуть верхнемеловые или эоценовые перидотитовые пояса по всем островным дугам, а также на востоке Камчатки и в Новой Гвинее, описанные Г. Хессом, колоссальные по своей протяженности (до 1500 км) пояса верхнемеловых гранитов на западных склонах Анд, побережье Мексики, в Сьерра-Неваде и на Калифорнийском полуострове, эоценовые или еще более молодые гипабиссальные интрузии Японии, восточного Сихотэ-Алиня и Кордильер<sup>1</sup>.

Мощные вулканогенные серии накапливались при образовании почти всех прогибов и грабенов Тихоокеанского пояса. Молодой плиоценовочетвертичный «огненный пояс» вулканов, окаймляющий Тихий океан, в значительной мере наследует общее расположение более древнего вул-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возраст биотитовых гранитов из префектуры Киото (Япония) определен в 67— 111 млн. лет, гранитов центрального Чили — 95 млн. лет, Северного Чили — 100— 105 млн. лет (начало верхнемеловой эпохи) и 120 млн. лет (верхняя юра — нижний мел). Таким образом, в Южной Америке и других районах трудно отделить верхнемеловые граниты от более ранних. В Приморье возраст верхнемеловых и нижнетретичных гранитоидов датируется как 60—90 млн. лет.

канизма. Дно Тихого океана усеяно вулканическими вершинами и гайотами; океанические валы или хребты представляют собой сплошь вулканические образования. На дне океана благодаря отсутствию размыва сохранились без больших изменений не только молодые, но и древние мезозойские формы вулканического рельефа (конусы крупных вулканов и пр.). К их числу относятся гайоты, поднимающиеся на 4 км над уровнем океанического ложа, на которых обнаружена мелководная фауна нижнемелового возраста (Hamilton E., 1956). Экстраполяция от наиболее изученных участков показала, что на дне Тихого океана должно быть около 10 000 вулканических вершин. Огненный пояс вокруг него выглядит как сыпь, распространившаяся из этой впадины на соседнюю полосу суши.

Таким образом, мы видим, что в сложной, полициклической истории развития Тихоокеанского пояса с докембрия до наших дней не раз формировались в результате складчатости общирные области консолидании (конец рифея, конец палеозоя — начало мезозоя), интрудированные гранитами и имевшие, по-видимому, типичную материковую кору. Они подвергались размыву и поставляли обломочный материал в прогибы, сохранявшиеся по краям океана или возникавшие в грабенах и депрессиях внутри континента. Но в дальнейшем наступало раздробление консолицированных участков, заложение новых геосинклинальных прогибов между ними и возникала новая складчатость, которая охватывала геосинклинали второй генерации и в той или иной степени перерабатывала древние массивы. Так, например, анализ истории пояса Фрэзер показывает в нем существование складчатых сооружений позднепротерозойского времени (бельтиды, по Ю. М. Шейнманну), их размыв и трансгрессивное перекрытие кембрием. Они были раздроблены и подверглись основательной позднейшей переработке в палеозойской геосинклинальной (главным образом эвгеосинклинальной) системе западного побережья Северной Америки, хорошо описанной М. Кэем и А. Ирдли.

Остановимся несколько подробнее еще на одном примере полициклического развития.

Палеогеография палеозоя и мезозоя Кореи, Приморья и внутренней зоны Японии достаточно хорошо известна. Все авторы. в том числе В. В. Белоусов, Т. Кобаяси и С. Н. Бубнов, согласны с тем, что здесь происходило зональное обрастание архейской Китайской платформы позднейшими складчатыми сооружениями и что оно привело в конце палеозся — середине триаса к осушению области, расположенной в районе современного Японского моря. В дальнейшем на площади, расположенной между Кореей. Японней и Приморьем, имело место накопление мезозойских континентальных и солоноватоводных толщ, и только в конце мела палеогене стала расширяться и углубляться депрессия, из которой постепенно образовалась глубокая впадина Японского моря. Как уже указывали С. Н. Бубнов и Т. Кобаяси, глубокая впадина Японского моря это прореха в сплошном слое материковой коры, образовавшаяся при дрейфе Японской дуги (Kobayashi, 1956). В главе IV будут рассмотрены геологические и геофизические данные, которые подтверждают эту точку зрения и позволяют связывать изгиб Японской дуги с ее дрейфом и с растяжением в зоне Японского моря (Kawai a. oth., 1962).

С геосинклиналью Японского моря связаны геосинклинали Синдзи и Уэцу на западном побережье о. Хонсю. Они заложились на докембрийском и палеозойском фундаменте в палеогене — почале неогена и в значительной части уже охвачены складчатостью, которая обязана своим возникновением сжатию земной коры в зоне Японской дуги. Сложный характер современных горизонтальных и вертикальных движений в Японии хорошо изучен благодаря повторным триангуляциям и нивелировкам.

Таким образом, полицикличность развития — заложение новых геосинклиналей в тех зонах, где более древний фундамент был растянут, разорван и раздвинут, а затем постепенный захват окраин этих геосинклиналей более молодой складчатостью можно проследить в Тихоокеанском поясе даже за такой «короткий» отрезок времени, который охватывает верхний мезозой и кайнозой. Процессы переработки ранее консолидированных складчатых областей, с раздроблением их на отдельные массивы (центральный Калимантан, подводные плато Лорд-Хау и Новозеландское, массивы Юкатана и Гондураса и др.), образованием новых глубоких впадин геосинклинального типа (впадины Японского, Южно-Китайского, Тасманова морей, моря Банда, Мексиканского залива, западной части Карибского моря и др.) и последующей складчатостью по краям геосинклинальных прогибов вблизи островных дуг наблюдаются во многих частях Тихоокеанского пояса.

Следовательно, мы можем сказать, что полицикличность развития неоднократные обновления, приводившие к регенерации геосинклиналей, составляют характерную черту Тихоокеанского пояса. Судя по работам Р. Штауба, Л. Гланжо и других, подобные регенерации и полицикличность наблюдаются также и в средиземноморской зоне геосинклинального пояса Тетис. Сходство Критской дуги с островными дугами Тихоокеанской области, общность ряда тектонических фаз и циклов и другие аналогии в структуре и развитии Тихоокеанской и Средиземноморской областей характеризуют, возможно, общие черты тектогенеза, свойственные геосинклинальным подвижным поясам Земли.

#### ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ НА СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

Основываясь на том разделении геологической истории Тихоокеанского пояса на четыре этапа тектонического развития, которое дано во введении, мы приняли для всего подвижного пояса единую шкалу структурных этажей. Крупные участки более ранней мезозойской, палеозойской и докембрийской стабилизации (платформы и массивы, образовавшиеся при их раздроблении), не переработанные или частично переработанные кайнозойской складчатостью, показаны на карте масштаба 1:15 000 000 (Кропоткин и др., 1964) особыми знаками без подразделения на структурные этажи. Это подразделение было невозможно также и для тех кайнозойских структур, которые находятся под водой. На фиг. 1 в связи с более мелким масштабом карты структурные этажи и подэтажи даны в более обобщенном виде.

Таким образом, структурные ярусы (этажи) выделены различными знаками на карте только на суше в областях кайнозойской складчатости и геосинклиналях подвижного пояса. В качестве самого нижнего структурного этажа или метаморфического фундамента складчатости выделены образования докембрийского и нижнепалеозойского возраста, отвечающие в основном наиболее раннему из перечисленных этапов развития. Эти древние комплексы выступают на дневную поверхность в ядрах антиклинориев Новой Гвинеи, Новой Зеландии, Анд, во внутренней зоне западной и юго-западной Японии и в других местах.

Нижний структурный ярус подразделен на два подъяруса, из которых первый приблизительно соответствует герцинско-раннемезозойскому циклу, а второй — среднемезозойскому (T<sub>3</sub> — Cr<sub>1</sub>) этапу развития.

Выступы нижнего подъяруса сложены средним палеозоем (D) и верхним палеозоем (C, P). Верхний палеозой в Тихоокеанском поясе распространен гораздо шире, чем средний, и его выходы занимают большую площадь в Срединном хребте Камчатки, в ядрах антиклинориев Корякского хребта, Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Новой Зеландии (Южный остров) и в особенности в системе Южно-Американских Анд и Мексики. Им сложены Боливийский массив, массив Коауила, ядра Кордильер Колумбии и западной Венесуэлы и Береговая Кордильера Чили с ее аналогами на побережье Перу. Ориентировка дислокаций в этом структурном этаже иногда заметно отличается от позднейшей.

В качестве верхнего подъяруса нижнего структурного яруса зон кайнозойской складчатости выделены триасовые (главным образом Т<sub>3</sub>), юрские и нижнемеловые отложения, часто представляющие собой почти непрерывную серию. Нижний и средний триас, возможно, следовало бы относить еще к предыдущему подъярусу как образования, связанные с пиклом Акиёси. Однако отложения этого возраста распространены весьма ограниченно и часто не могут быть отделены от верхнего триаса и юры, а несогласие между пермью и триасом является настолько отчетливым рубежом, что мы сочли возможным включить триас пеликом в верхний полъярус нижнего структурного этажа. Среднемезозойский (Т<sub>3</sub> - Сг<sub>1</sub>) подъярус выступает главным образом в ядрах и на крыльях антиклинориев. сформированных в результате меловой (Новая Зеланлия, Анлы) или кайнозойской (Корякский хребет, Япония, Южная и Центральная Америка) складчатости. Он дислоцирован по тектоническому плану, тесно связанному уже со складчатостью новейшего этапа. Кроме того, имеются образования этого же возраста в грабенах (западная часть о. Хонсю. север о. Кюсю), заложившихся в начале мезозоя на более древнем фундаменте. Ориентировка складчато-глыбовых дислокаций и в этих случаях подчинена тому же плану. Г. Хесс выделяет складчатые сооружения островных дуг, сформированные в среднемезозойском этапе (Япония. Новая Каледония, Новая Зеландия), как особую систему, более древнюю, чем островные дуги, сопровождаемые сейсмически активными желобами.

В пределах нижнего структурного яруса показаны мезозойские доверхнемеловые гранитоиды (гранитоиды раннего этапа развития), характерные для второй половины третьего этапа развития (J, Cr<sub>1</sub>).

Четвертому этапу развития, который охватывает последние 100 млн. лет и тесно связан с современными дислокациями, соответствуют в нашей схеме средний и верхний структурные ярусы, или этажи, в системе кайнозойской складчатости. Средний структурный этаж — это верхнемеловые и нижнетретичные отложения, в одних разрезах непрерывные, а в других подразделяющиеся по поверхности ларамийского несогласия на два подъяруса — верхний мел и палеоген. Такое подразделение проводилось нами на картах более крупного масштаба, но в масштабе 1 : 15 000 000 оно не могло быть выдержано. Средний этаж сложен морскими, реже континентальными отложениями вулканогенного и терригенного типа, обычно сильно дислоцирован и образует крылья или ядра антиклинальных структур. Сюда же отнесены гранитоиды среднего этапа развития, принадлежащие по возрасту к верхнему мелу или палеогену; это наиболее распространенная группа интрузий. Такой же возраст имеет большинство ультраосновных интрузий, очень характерных для Тихоокеанского пояса.

К верхнему структурному этажу отнесены главным образом верхнетретичные отложения, а также четвертичные отложения в тех зонах, где они достигают большой мощности и составляют непосредственное продолжение осадочных комплексов неогена. Местами в верхний ярус включена и часть палеогена. Степень дислоцированности пород верхнего яруса в общем слабее, чем в более древних отложениях, и обычно уменьшается вверх по разрезу. По сравнению с предыдущими, на этом этапе седиментации возрастает роль континентальных отложений. Поэтому мы подразделили отложения верхнего структурного яруса на три типа по характеру формаций. Они показаны на карте различными обозначениями: 1) преимущественно морские отложения неогена (частью также верхний палеоген и четвертичные); 2) континентальные обломочные третичные отложения межгорных прогибов и грабенов; 3) мощные вулканогенные комплексы, принадлежащие по возрасту главным образом к неогену и четвертичному периоду. К верхнему ярусу принадлежат сравнительно редко встречаюциеся (если не считать небольшие внедрения, которые не выражаются в масштабе карты) верхнетретичные гранитоиды позднего этапа развития — гранит-порфиры, гранодиориты, монцониты, диориты и др. Однако роль молодых интрузий в металлогении Тихоокеанского пояса представляется очень важной.

Кроме того, особыми знаками на карте показаны недислоцированные молодые (плиоценовые, четвертичные) отложения наложенных впадин и комплексы слабо дислоцированных или горизонтально залегающих кайнозойских отложений краевых прогибов (Pg, N, Q). Эти прогибы на окраинах платформ, так же как и глубокие желоба по краям океанов, были вовлечены в интенсивные нисходящие движения кайнозойского времени у границ Тихоокеанского подвижного пояса и рассматриваются нами как его составная часть.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДВИЖЕНИЙ В ТИХООКЕАНСКОМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОМ ПОЯСЕ

В современной структуре Тихоокеанского подвижного пояса видны все признаки живой геосинклинальной области — разнородные вертикальные и горизонтальные движения глыбового характера, складчатость, интенсивный магматизм, сейсмичность и нарушения изостатического равновесия. Внутри молодого геосинклинального пояса выделяются: 1) участки более превних массивов, в той или иной степени консолилированные мезозойской, палеозойской и более древней складчатостью («Палеониппон» во внутренней зоне Японии, Срединный хребет Камчатки, плато Колорадо, Боливийский массив, погруженные плато — возвышенности Ямато в Японском море, Лорд-Хау в Тасмановом море и др.); 2) геоантиклинали, сформированные в результате мезозойской и кайнозойской складчатости и обычно выраженные в виде горных цепей или островных дуг; 3) внутренние прогибы (интрагеосинклинали, межгорные прогибы типа Центрально-Камчатской и Таловской депрессий и долины Сан-Иоахим, крупные грабены типа Калифорнийского залива); 4) впадины глубоких окраинных морей, внешне напоминающие срединные массивы, а в действительности представляющие собой современные эвгеосинклипали (Японское море, южные части Охотского и Берингова морей, глубокие бассейны Индонезии, Мексиканский залив и др.). По простиранию эти впадины переходят в краевые или родственные им прогибы (например, депрессия Охотского моря — в Западно-Камчатский прогиб, депрессия Японского моря в прогиб Татарского пролива и Сахалина); 5) краевые прогибы и глубокие океанические желоба (троги или рвы).

Зоны интенсивного прогибания располагаются в краевых частях Тихоокеанского подвижного пояса, окаймляя его с обеих сторон. Таким образом они отделяют подвижный пояс как от древних материковых платформ, так и от океанических «платформ» Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Такими окраинными прогибами являются большей частью либо краевые прогибы на платформах (Пенжинский, Предтайваньский с его продолжением на тыльной стороне дуги Рюкю по краю Китайской платформы, Новогвинейский, Предандийский) и родственные им образования (прогиб Сахалина и Татарского пролива), либо глубокие океанические желоба (Алеутский, Курило-Камчатский, Марианский, Тонга-Кермадек, Атакамский, Гватемальский, Пуэрто-Рико, Яванский и др.). Известно, что некоторые из них по простиранию переходят в краевые прогибы на материковых платформах, например желоб Пуэрто-Рико — в Предандийский прогиб, а Яванский желоб — в Предгималайский прогиб.

В ряде случаев вместо краевых прогибов мы наблюдаем по границе с материковой платформой области прогибания иного типа — глубокие бассейны окраинных морей (Берингова, Охотского в его южной части, Японского, Тасманова и др.). Однако, как уже указывалось, они связаны по простиранию с краевыми прогибами (например, бассейн Тасманова и Кораллового морей — с Новогвинейским прогибом) и составляют каждый раз необходимое звено в той цепи структур прогибания и растяжения, которая окаймляет Тихоокеанский подвижный пояс. Там, где он сливается со Средиземноморско-Гималайским подвижным поясом (Индонезия, п-ов Индокитай), обе каймы прогибания — внешняя (желоба) и внутренняя (краевые прогибы) — поворачивают на северо-запад и прослеживаются затем в виде краевых прогибов и шовных зон далеко в глубь Евразии.

Преобладающее в Тихоокеанском поясе общее движение масс к Тихому океану дополняется сдвиговыми дислокациями, почти параллсльными его ограничениям. Значение сдвигов было подчеркнуто в особенности Г. Беньоффом (Benioff, 1959), Г. Веллманом и П. Амандом. Смещение зоны Калифорнийскогго полуострова и прибрежной зоны Калифорнии в северном направлении позволяет объяснить генезис грабена Калифорнийского залива (Hamilton W., 1961).

Поверхностная складчатость и вулканизм, несомненно, связаны с глубинными дислокациями (Заварицкий, 1946). Как уже указывалось, сейсмологические исследования показали, что как в коре, так и на глубинах до 700 км, землетрясения Тихоокеанского пояса в подавляющем большинстве случаев связаны со сжатием, направленным почти горизонтально вкрест простирания островных дуг (Балакина, 1962; Honda, 1959; Continental drift, 1962). Смещения в очагах землетрясений имеют характер надвигов или взбросов, нередко со значительной сдвиговой компонентой. У выхода глубинных зон скалывания к поверхности Земли, т. е. в зонах перехода от островных дуг к океаническим желобам, наблюдаются наибольшие градиенты из статических аномалий. Нарушения изостазии, повидимому, связаны с надвигами по этим же зонам скалывания (положительпые аномалии на дугах, отрицательные — на желобах) и с короблением коры под действием тангенциальных напряжений (Гутенберг, 1949).

## Глава II

## ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (Корякское нагорье, Камчатка, Курилы, Сахалин и Охотское море)

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ В СТРОЕНИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Молодая область незавершенной кайнозойской складчатости, расположенная у периферии Тихого океана между о. Хоккайдо и п-овом Аляска, включает в себя Алеутскую и Курило-Камчатскую островные дуги с примыкающими к ним глубокими желобами, более зрелые альпийские области Корякского нагорья и Камчатки, глубокие впадины Берингова и Охотского морей и своеобразную структуру о. Сахалин, составляющую продолжение Хоккайдо-Сахалинской ветви Ниппонской геосинклинали (фиг. 10, см. Приложение). Магматизм и горизонтальные и вертикальные движения проявлялись здесь с большой интенсивностью в течение верхнемеловой эпохи и кайнозойской эры и проявляются в настоящее время. Здесь, как и в других частях Тихоокеанского подвижного пояса, особенно большую роль в формировании складчатых структур сыграли движения верхнетретичного времени, а в формировании рельефа — поднятия четвертичного времени. Схематическая карта позднекайнозойских деформаций земной коры (фиг. 11-А, 11-Б и 11-В, см. Приложение), изображающая вертикальную компоненту суммарного перемещения верхних слоев земной коры за неоген и четвертичный период, показывает величину дифференциальных движений (до 8—10 км) в этой области. Вся она выглядит как общирная зона дробления, состоящая из множества продолговатых глыб, вытянутых по простиранию структур и деформированных складчатостью (Кропоткин, 1961а; Чемеков, 1957; Горячев, 1962, 1963).

Вулканизм, сейсмичность, резкие нарушения изостатического равновесия, сдвиговые дислокации и молодая складчатость характеризуют эту область как современную активную геосинклинальную систему, вполне отвечающую тому определению геосинклиналей, которое дают А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (Архангельский, Шатский, 1933). По А. Д. Архангельскому, геосинклинальная область, или система, состоит из чередующихся опускающихся участков (геосинклиналей в узком смысле, межгорных прогибов и др.) и поднимающихся геоантиклинальных участков. «Под названием геосинклинальных областей разумеются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные вертикальные движения, обычно называемые эпейрогеническими, в этих областях имеют относительно очень большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы,

движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятых глыб (геоантиклиналей), что обусловливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерны для последних движения, обусловливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям, далее, свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем или расположены на суше, совершается особенно интенсивно, и здесь накопляются особенно мощные толщи осадочных пород» (Архангельский, 1941, стр. 44—45).

С северо-запада, со стороны материка, к подвижному поясу примыкают области, консолидированные во время предыдущих циклов складчатости и подвергшиеся более слабым дислокациям в кайнозое. Это области мезозойской складчатости Северо-Восточной Сибири, докембрийский массив п-ова Тайгонос, палеозойский массив полуостровов Чукотского и Сьюард, охватывающий, вероятно, и всю мелководную часть Берингова моря (срединный массив «Берингия»), и аналогичный массив в центральной и северной части Охотского моря — «Охотия» (Красный, 1960; Беляевский, Федынский, 1961). Возможно, этот массив вместе со Срединным хребтом Камчатки и домеловым складчатым фундаментом о. Сахалин был сформирован в результате позднегерцинской и раннемезозойской складчатости, аналогично массивам внутренней зоны Японии.

Окраинный вулканогенный пояс, который выделен на тектонической карте СССР в качестве самостоятельной структурной зоны и подробно описан Е. К. Устиевым, следует между Чукоткой и п-овом Тайгонос и у восточного склона Сихотэ-Алиня вдоль западных границ области кайнозойской складчатости. Он связан, по-видимому, с заложением и углублением впадины Японского моря и Татарского пролива и впадины южной части Охотского моря, которая продолжается в Западно-Камчатский и Пенжинский прогибы. По Н. С. Шатскому, «окраинный вулканогенный пояс может рассматриваться как образование начального этапа заложения геосинклинальных прогибов кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса. Резко срезая различные структурные элементы мезозойской складчатости северо-востока Сибири, между хребом Джугджуром и бассейном Анадыря, он фиксирует местоположение зон крупных тектонических швов, отделявших с запада зарождавшуюся геосинклинальную площадь» (Тектоническая карта СССР, 1957, стр. 72).

Окраинный вулканогенный пояс сложен верхнемеловыми и третичными лавами, которые во многих местах (хребты Гыдан, Сихотэ-Алинь) прорваны интрузиями, по возрасту и химическому составу близкими к распространенным здесь эффузивам или более кислыми. Формирование вулканогенного пояса, несомненно, было связано с глубинными разломами, возможно такими же огромными глыбовыми надвигами, как и глубинные разломы современных островных дуг (Устиев, 1959).

Однако границы кайнозойского подвижного пояса совпадают с этими крупными сколами далеко не везде и могут быть более отчетливо проведены по западным и северным ограничениям впадин, примыкающих с запада к островным дугам. Углубление и расширение этих впадин происходило особенно интенсивно в течение верхнего мела и кайнозоя. Таковы глубокие впадины окраинных морей — южной половины Берингова моря, южной части Охотского моря и Японского моря и узкие прогибы на их продолжении. Постепенно затухая в сторону материка, такие прогибы глубоко проникают в консолидированные области северо-восточной Азии. Подобные апофизы или метастазы, ответвляющиеся от крупных геосинклиналей, представляют собой Пенжинский прогиб между главным массивом мезозоид и Майнской геоантиклиналью и прогиб о. Сахалин и Татарского пролива между мезозоидами Сихотэ-Алиня и массивом Охотии. В миниатюре тот же процесс расщепления окраины материка виден, например, в образовании прогиба Амурского залива, который продолжается в Артемо-Тавричанскую впадину.

Если, таким образом, северо-западная граница между юной геосинклинальной областью и консолидированными структурами материкового типа имеет неправильный зубчатый вид или вообще оказывается нечеткой (например, в бассейне р. Анадырь), то юго-восточное ограничение геосинклинали имеет гораздо более определенный характер. Эта граница прослеживается по южному и юго-восточному краям глубоких сейсмичных желобов --- Алеутского, Курило-Камчатского и Японского (Тускарора), которые соединяются между собой в непрерывную полосу. К ним со стороны океана примыкает пологий вал, по которому разбросано много подводных вулканических вершин (Удинцев, 1960а, 1961; Канаев, 1960). Далее к центру океана простирается абиссальная равнина, имеющая строение коры, типичное для океанических плит. Сейсмичность и вулканизм злесь схолят на нет. Из центра Тихого океана как раз к месту стыка Алеутской и Курило-Камчатской дуг, где связанные с ними желоба схолятся под прямым углом, выходит одна из крупнейших структурных линий земного шара — Гавайский океанический вал. Этот вал вместе с островами Лайн и Туамоту образует систему поднятий, которая пересекает из конца в конец почти всю Тихоокеанскую впадину (Menard, 1958).

Ограниченная со стороны океана полосой желобов, а со стороны материка глубокими впадинами окраинных морей и ответвляющимися от них прогибами, средняя часть подвижного пояса состоит из ряда геоантиклиналей (хребты, островные дуги), сформированных в результате мезозойской и кайнозойской складчатости, между которыми расположены внутренние прогибы. Кроме того, в средней части подвижного пояса имеются остаточные массивы (например, в районе Срединного хребта Камчатки), консолилированные более ранней складчатостью. Все эти линейно вытянутые окраинные прогибы, интрагеосинклинали и геоантиклинали образуют несколько систем, каждая из которых связана с поясом нормальных и глубокофокусных землетрясений, т. е. с широкой зоной скалывания. уходящей на большую глубину. С северо-востока на юго-запад выделяются следующие системы геоантиклиналей и прогибов: 1) Алеутская, к западной части которой принадлежат Командорские острова: 2) Камчатско-Корякская, связанная с Курильской на юго-западе и затухающая на северо-востоке; 3) Курильская двойная дуга; 4) система центрального Хоккайдо и о. Сахалин. Ее южная часть (о. Хоккайдо) рассматривается более подробно в следующей главе.

Более древние массивы располагаются главным образом во внутренних зонах подвижного пояса, расположенных ближе к материку (т. е. в западной части Корякской системы, в Срединном хребте Камчатки, на о. Сахалин). Они во многом аналогичны внутренней зоне Японии («Палеониппон»), которая представляет собой область позднегердинской раннемезозойской складчатости, переработанную кайнозойскими орогеническими движениями. С этими более консолидированными зонами связаны складчатые структуры (в мезозойских и кайнозойских отложениях) более простого строения, разрез которых приобретает черты миогеосинклиналей.

Во внешних зонах, примыкающих к океану, — в Алеутской дуге, в югозападной части Корякской системы (Олюторско-Вывенская зона), в восточной части Камчатки, на Курильской дуге и в южной части Хоккайдо-Сахалинской системы, так же как и во внешней зоне Японии, мы видим многочисленные проявления верхнемелового и третичного магматизма и накопление мощных вулканогенных толщ, характерное для эвгеосинклиналей. Здесь же наблюдаются более интенсивная складчатость и надвиги кайнозойского цикла, а также современная сейсмичность и вулканизм.

Н. Г. Бродская сделала попытку проследить распространение различных типов формаций в кайнозойских прогибах Камчатки, Сахалина и Японии в связи с тектоническими движениями (Бродская, 1963). После поднятий, приблизительно соответствующих ларамийской орогенической фазе, осушивших большую часть площади этих прогибов в конце мела и начале палеогена (палеоцен), началось значительное прогибание всех кайнозойских геосинклиналей. Эоцен и нижний олигоцен характеризуются распространением лимнических, реже — паралических угленосных формаций и терригенных прибрежно-морских отложений. Период максимального прогибания падает на верхний олигоцен и миоцен, когда формируются мощные вулканогенно-осадочные формации. Плиоцен обычно характеризуется ослаблением вулканизма, обмелением бассейнов и накоплением молассовых формаций (пресноводные, частью морские песчаноглинистые отложения). Этот ритм тектонических движений, завершив**шихся** осушением значительной части кайнозойских прогибов в тех районах, гле проявилась плиопеновая и четвертичная складчатость, находит себе аналогию и в некоторых других частях Тихоокеанского пояса (например в Калифорнии).

#### ПЕНЖИНСКИЙ ПРОГИБ, КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ И АЛЕУТСКАЯ ДУГА

За последние десять лет в результате работ Б. Х. Егиазарова, И. М. Русакова, Г. А. Закржевского, А. В. Дитиара, А. Ф. Михайлова, В. А. Титова, М. А. Пергамента, Ю. Б. Гладенкова, Ю. П. Дегтяренко и других исследователей значительно расширились сведения о геологическом строении Корякского нагорья и Пенжинско-Анадырской депрессии (Русаков и Егиазаров, 1958, 1959а, б; Егиазаров и Русаков, 1960; Егиазаров и Закржевский, 1960; Егиазаров, 1959, 1963; Верещагин и Михайлов, 1958; Михайлов, 1959, 1961; Титов, 1959, 1961; Геол. строение Камчатки, 1961; Богидаева и Матвеенко, 1960; Пергамент, 1961а, б; Геол. Коряк. нагорья, 1963; Гладенков, 1963; Кайгородцев, 1963). Опираясь на стратиграфические разрезы, геологические карты и описания, составленные этими исследователями, здесь можно наметить тектоническую зональность, связанную с различными этапами развития Тихоокеанского пояса. и поставить вопрос о существовании покровных (надвиговых) структур, которые не были правильно интерпретированы или ускользали от внимания исследователей.

К внутренней зоне относится бо́льшая часть Корякской системы с выходами палеозойского складчатого фундамента на восточном побережье Пенжинской губы в ядрах Майнского (Таловско-Бельского), Ваегинского, Западно-Корякского и Восточно-Корякского антиклинориев и в зоне Хатырско-Наваринского (Пикасьваям-Хатырского, по Б. Х. Егиазарову) антиклинория. Разрезы верхнего палеозоя в западных районах (Пенжинский кряж, Понтонейские горы) имеют миогеосинклинальный характер и сложены главным образом песчаниками, аргиллитами и известняками, тогда как в восточных районах на р. Хатырке верхний палеозой представлен главным образом зеленокаменными вулканогенно-осадочными формациями с яшмами и известняками. Это эвгеосинклинальная серия офиолитового типа, похожая на отложения геосинклинали Титибу (Чичибу) в Японии. Первые находки палеозойских известняков с фауной мшанок были сделаны И. М. Русаковым в 1955 г., но широкое распространение палеозоя в Хатырско-Наваринском антиклинории было

3\*

35

ŗ

доказано только в последние годы (Миклухо-Маклай и Русаков, 1958; Русаков и Егиазаров, 1958, 1959б). Крылья антиклинальных поднятий Корякского нагорья сложены мезозоем (верхний триас, юра и очень мощный мел). Суммарная мощность мезозойских отложений достигает 10-15 км. Наиболее опущенные зоны — Пенжинский (Орловский, по Егиазарову; Пенжинско-Аналырский, по Власову) и Таловский прогибы на западе, межгорный Верхне-Хатырский прогиб. Нижне-Хатырский (Опухско-Пекульнейский) прогиб на побережье Берингова моря в районе Пекульнейского озера и Нижне-Анадырский прогиб на востоке заполнены вулканогенныма и терригенными третичными отложениями. Третичные отложения пислопированы гораздо слабее, чем мезозой и палеозой. Великореченский прогиб между Ваегинским и Восточно-Хатырским антиклинориями и район на восточном побережье Пенжинской губы, принадлежащий к Майнскому поднятию, отличаются широким развитием меловых (главным образом верхнемеловых) отложений, которые образуют округлые, сравнительно пологие складки.

С. М. Тильман и Г. М. Сосунов относят ту часть внутренней зоны, которая расположена по рекам Пенжина и Анадырь, к Еропольской геоантиклинальной зоне с разрезами рифея (?) и палеозоя, близкими к гсосинклинальным (Тильман и Сосунов, 1960). Однако в пределах Пенжинско-Анадырского тылового прогиба этот палеозойский фундамент должен быть погружен на большую глубину, так как на нем залегает мощная серия слабодислоцированных меловых и третичных отложений.

Крупные тектонические швы типа глубинных разломов отделяют внутреннюю зону от внешней Олюторско-Вывенской зоны и подразделяют внутреннюю зону на несколько подзон. Разлом, который с севера ограничивает внешнюю Олюторско-Вывенскую зону, проходит у оси Западно-Корякского антиклинория и далее на восток через прямолинейную долину р. Укэлаят к р. Опухе и к системе сбросов, отделяющих центральную впадину Берингова моря от его мелководной части. Этот разлом, по-видимому, имеет в бассейне р. Укэлаят характер сдвига. В районе Западно-Корякского антиклинория в области водораздела рек Таловка и Вывенка он сопровождается цепочками ультраосновных интрузий.

Другой глубинный разлом протягивается вдоль Пенжинского хребта по восточному берегу Майнского антиклинория. С ним связаны отчетливая линейная ориентировка складок антиклинория, крупные ультраосновные интрузии в бассейне р. Талой и в Усть-Бельских горах и разнообразные более мелкие интрузивные тела в осевой части Пенжинского хребта. Этот длительно развивающийся линеамент подчеркнут наличием молодой неогеново-четвертичной прямолинейной флексуры, которая прослеживается на протяжении 500 км по границе Майнского антиклинория и Таловского прогиба.

Разломы надвигового типа ограничивают с обеих сторон Ваегинский антиклинорий и с юга — Западно-Корякский антиклинорий и создают, по-видимому, целую систему чешуй в восточной части Корякского нагорья. Антиклинории Ваегинский, Восточно-Корякский и Хатырско-Наваринский представляют собой результат виргации Западно-Корякского антиклинория, который расщепляется на несколько ветвей в восточном направлении. Ваегинский антиклинорий тянется почти прямолинейно к устью Анадыря и, возможно, имеет связь с хребтом Золотым, а Восточно-Корякский и Хатырско-Наваринский образуют дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью на север. Благодаря этому изгибу преобладающее северо-восточное простирание складок сменяется юго-восточным в районе бухты Угольной; здесь развивается несколько надвиговых чешуй, перемещенных к северу (Бушуев, 1954). Хатырско-Наваринский антиклинорий состоит из складок, осложненных крутыми и пологими надвигами. На севере эти складки надвинуты на Верхне-Хатырский прогиб. Послед-
ний представляет собой палеогеновый трог, зажатый между надвигами, наползавшими с двух сторон — со стороны Восточно-Корякского и Хатырско-Наваринского антиклинориев.

Как можно убедиться из геологических карт, составленных И. М. Русаковым по бассейну р. Хатырки и соседним районам (Геол. Коряк. нагорья, 1963) и опубликованных по съемкам Ю. Б. Гладенкова (Богидаева и Матвеенко, 1960), блоки палеозоя в западной части Хатырско-Наваринского антиклинория, как правило, отделены тектоническими разрывами от примыкающих к ним верхнеюрских — нижнемеловых или верхнемеловых отложений. Нередко тектонической границей являются вытянутела ультраосновных интрузий. Такой тектонический контакт, тыө имеющий характер надвига палеозойских блоков на верхний мел. прослеживается, например, от верховьев рек Линлиретваам и Четкинваям до р. Хатырки (в том районе, где направление ее течения резко изменяется с широтного на меридиональное) и далее на восток. В 15-20 км южнее. также с юго-запада на северо-восток, проходит крупный разрыв, отмечающий, возможно, фронтальную линию другой надвиговой чешуи. Он закартирован Ю. П. Ершовым и А. Н. Успенским на р. Опухе и пересекает среднее течение р. Четкинваям и р. Хатырку в 15 км выше устья р. Четкинваям. Профили показывают, что как на р. Опухе, так и на р. Хатырке разрыв имеет характер надвига. Река Четкинваям (в нижнем течении) и другие притоки р. Хатырки, а также р. Эльгинмываям с притоками протекают по пониженным участкам рельефа, сложенным верхним мезозоем (J<sub>3</sub> — Cr<sub>1</sub>, Cr<sub>2</sub>), тогда как водораздельные участки картируются как блоки палеозоя, ограниченные со всех сторон разрывами или телами ультрабазитов. Это особенно хорошо видно к югу от р. Четкинваям и между р. Хатыркой и р. Эльгинмываям. По-видимому, судя по деталям тектонических границ и их соотношению с рельефом, палеозой здесь везле занимает более высокое гипсометрическое положение, чем соприкасающиеся с ним мезозойские отложения, которые, возможно, образуют тектонические окна в долинах рек. Еще южнее, между нижним течением рек Опухи и Хатырки и в районе Пекульнейского озера, закартированы протяженные разрывы того же северо-восточного простирания.

В пределах Ваегинского антиклинория некоторые выходы палеозойских пород, охарактеризованные девонской фауной, представляют собой, по последним данным, тектонические отторженцы (клиппены, экзотические утесы), «плавающие» в массе терригенных отложений верхнетриасового и юрского возраста (Кайгородцев, 1963). Следует проверить, не указывают ли так же, как в Альпах и Татрах (где шарьяж с перемещением на 50 км недавно доказан бурением), эти зоны клиппенов и отдельные надвиговые чешуи в Хатырско-Наваринском и Ваегинском антиклинориях на развитие покровных структур (шарьяжей).

Ю. Б. Гладенков (1964) рассматривает весь комплекс кремнистых и вулканогенных пород р. Хатырки, отнесенный И. М. Русаковым к палеозою, как значительно более молодой по возрасту. Он относит эти породы к так называемой пекульнейской серии (верхняя юра и валанжин), охарактеризованной мезозойскими радиоляриями, ауцеллами (J<sub>3</sub> — Cr<sub>1</sub>val) и аммонитами. Структуру Хатырско-Наваринской зоны Гладенков рассматривает как сравнительно простой антиклинорий, с выходами юрско-меловых (?) пород в ядрах отдельных антиклиналей. Крылья антиклиналей и антиклинориев в целом сложены верхнемеловыми породами сенона (песчанистая эльгинмынская свита) и маастрихта (туфы, базальты и песчаники высокореченской свиты), трансгрессивно залегающими на предыдущем комплексе. Отмечаются разрывы, ограничивающие почти со всех сторон ядра антиклиналей, но эти разрывы он считает главным образом крутопадающими сбросами и взбросами, а не надвигами, как предполагал И. М. Русаков. Палеозойские породы в районе р. Хатырки встречаются, по Гладенкову, только в виде небольших экзотических глыб, сложенных нижнепермскими известняками, или в незначительных по размеру эрозионных окнах (например, на р. Иомраутваам).

Такой полный пересмотр представлений о структуре и стратиграфии восточной части Корякского хребта представляется нам необоснованным. Фауна в известняках р. Хатырки, залегающих среди кремнистых и вулканогенных толщ, отмечалась в ряде мест и характеризует все отделы карбона и перми в стратиграфической последовательности, а не случайные горизонты (как можно было бы ожидать, если бы действительно, как думает Ю. Б. Гладенков, при отложении пород кремнисто-вулканогенного комплекса в них за счет разрушения более древних комплексов сопредельных районов заносились глыбы палеозойских известняков). В бассейне р. Иомраутваам древний кремнисто-вулканогенный комплекс трансгрессивно перекрыт фаунистически охарактеризованным верхним триасом (Русаков, Трухалев, 1962).

Первые находки известняков с мшанками, принадлежащими к палеозою, были сделаны на р. Комеутюям, правом притоке р. Опухи, еще в 1937 г. Площадь, на которой сейчас обнаружены палеозойские известняки и вмещающие породы в бассейне рек Укэлаят, Опухи, Хатырки и у Пекульнейского озера, слишком велика для того, чтобы рассматривать их как небольшие бескорневые тектонические отторженцы. Находки мезозойских радиолярий в районе Пекульнейского озера, на которые указывает Гладенков, могут относиться к более молодым толщам яшм, внешне похожим на палеозойский комплекс, а валанжинские ауцеллы р. Пнаквывээм были собраны в слоях, залегающих над конгломератами верхней части пекульнейской серии. В этих конгломератах уже содержится галька яшм с радиоляриями, известняков и основных эффузивов. Это указывает на доваланжинский, может быть значительно более древний, возраст кремнисто-вулканогенного комплекса.

Во всяком случае находки известняков с палеозойской фауной. которые Ю. Б. Гладенков, А. Ф. Михайлов, В. А. Титов, Г. Г. Кайгородцев и другие рассматривают как инородные тела по отношению к вмешающим их осадочно-вулканогенным породам, ставят перед тектонистами интересную задачу, решение которой необходимо для понимания структуры альпийского складчатого сооружения Корякского нагорья. Можно согласиться с Ю. Б. Гладенковым, когда он пишет, что «происхождение таких тел, отмеченных в вулканогенно-осадочных образованиях триаса, верхней юры — валанжина, а также верхнего мела в пределах Корякского нагорья (Майнские и Усть-Бельские горы, бассейны рек Хатырки, Великой, Алгана — данные В. Ф. Белого, Г. Г. Кайгородцева и др.) не всегда ясно; они встречаются в виде экзотических скал и глыб, пространственно часто вытянутых в единую цепочку. Связаны ли они шарьяжами или тектоническими блоками, являются ли они продуктами разрушения Кордильер во время формирования мезозойских толщ или выбросами вулканической деятельности — в каждом конкретном случае этот вопрос нало решать отдельно. Судя по всему, в большинстве случаев палеозойские поролы среди мезозойских залегают в виде бескорневых глыб и блоков» (Гладенков, 1964, стр. 130).

Как мы видели, в области Корякского нагорья многие разрывы приурочены к ультраосновным интрузивным телам, которые представляют собой прекрасную «смазку» для движения надвиговых чешуй. Такая роль ультраосновных массивов давно установлена при изучении покровной структуры динарид (Албания, Греция) и других районов альпийской складчатости Европы.

Высказывая эти соображения, мы надеемся, что они дадут основание для специальных тектонических полевых исследований, которые позволят

подтвердить или опровергнуть предположения о наличи шарьяжей в структуре Корякского нагорья.

В целом для внутренней зоны, которая охватывает бо́льшую часть Корякского нагорья, характерен параллелизм простираний складок в палеозойских, мезозойских и третичных отложениях, который говорит об унаследованности в развитии геосинклинальной зоны, сохранявшейся на протяжении нескольких циклов. Степень смятия уменьшается с переходом от палеозойских отложений (в которых обычны углы падения от 30 до 70°) к мезозойским и третичным. Неоген затронут заметной складчатостью только по краям прогибов. Однако возможно, что глыбовые нарушения (взбросы, надвиги, сдвиги) достигли наибольшего размаха именно в это время. В районе бухты Угольной меловые отложения, а по южному краю Верхне-Хатырского прогиба палеозойские отложения, надвинуты на палеоген.

Рассматривая историю формирования структуры внутренней зоны, мы легко можем выделить здесь несколько этапов развития, характерных для Тихоокеанского пояса. Наиболее древними породами являются кварцевосеринитовые и кварпево-хлоритовые сланны и кварпиты, относимые к протерозою. Палеозой Майнского антиклинория --- на р. Таловке и в Понтонейских горах — представлен силурийскими и девонскими отложениями (известняки, кварпиты, метаморфизованные эффузивы, сланпы) и отложениями каменноугольного и пермского возраста. Это морские отложения нижнего карбона (песчаники, аргиллиты), верхнекаменноугольные континентальные (?) отложения с лепидофитами и отложения нижней перми (конгломераты, песчаники, аргиллиты) и верхней перми (песчаники, глинистые сланцы). Трансгрессивное налегание, а местами и угловое несогласие между девоном и нижним карбоном и перерыв. намечаюшийся в середине карбона, указывают на герцинские тектонические движения, предшествовавшие главным фазам диастрофизма. Основными для формирования структуры складчатого фундамента, выступающего в ядрах антиклинориев, оказались движения в конце перми и первой половине триаса. А. В. Дитмар описал в северной части Ваегинского антиклинория транспрессивное налегание конгломератов и песчаников с фауной норийского яруса на известняково-кремнистую толщу девонского возраста. Угловое несогласие между девоном и триасом составляет здесь 20-40° (Дитмар, 1960). Несогласие в основании верхнетриасовых отложений на восточном побережье Пенжинской губы уже давно было обнаружено Б. В. Хватовым (Кропоткин, Шаталов, 1936) и затем более подробно изучено А. Ф. Михайловым и А. Д. Кочетковой (Михайлов, Кочеткова, 1958).

В той части Майнского поднятия, которая расположена к западу от зоны линейно вытянутых складок Пенжинского хребта, влияние неглубоко залегающего палеозойского складчатого фундамента сказывается в брахиформном, изометричном характере сравнительно пологих складок меловых отложений на восточном побережье Пенжинской губы и в нижнем течении р. Таловки.

В восточных районах, в разрезах по р. Хатырке, также имеются указания на присутствие силура и девона — кораллы в валунах базальных конгломератов карбона (Миклухо-Маклай, Русаков, 1958), но хорошо изученный разрез палеозоя начинается с нижнего карбона и имеет, как уже говорилось, иной, эвгеосинклинальный характер. Нижний карбон (1200 м) представлен яшмо-кварцитами, зеленокаменными эффузивами и линзами известняков с фауной брахиопод и фораминифер нижнекаменноугольного возраста (визе-намюр). Выше с размывом и угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает толща зеленокаменных эффузивов основного состава и туфов с прослоями яшм, песчаников и рифогенных известняков, принадлежащих к среднему и верхнему карбону и нижней перми (1200—1400 м). Нижнепермские образования с угловым несогласием перекрываются серией песчаников, алевролитов и углистоглинистых пород, содержащих пыльцу гингковых и кордаитов (1500 м); она припадлежит к верхней перми, может быть к нижнему триасу (Русаков, Егиазаров, 1958, 1959а).

Отчетливое угловое несогласие между верхнетриасовыми отложениями и верхним палеозоем в восточных районах столь же несомненно, как и в западных (Русаков, Трухалев, 1962). Таким образом, значительная часть Корякского нагорья стала сушей в начале триаса. Отсюда мог сноситься обломочный материал, который поступал в триасовые прогибы, заполненные отложениями аспидной формации. Такие прогибы, по данным С. М. Тильмана и Г. М. Сосунова, протятивались между Анадырем и Чаунской губой. Возможно, палеозойский складчатый фундамент составляет основу срединного массива Берингии, занимающего неглубокую северную часть Берингова моря и низменность в низовьях Анадыря.

Новый цикл осадконакопления в области Корякского нагорья охватывает верхний триас и нижнюю юру. Образования этого времени имеют мощность до 4000 м и представлены морскими песчано-глинистыми отложениями и туфами. На них с небольшим несогласием залегают верхнеюрские и нижнемеловые (валанжин) отложения, которые состоят главным образом из полимиктовых и туфогенных песчаников, аргиллитов и кремнистых пород с фауной ауцелл (650—2000 м). Трансгрессивное залегание верхнеюрско-валанжинских отложений на нижележащих толщах и базальные конгломераты в ее нижних горизонтах наблюдаются на правобережьер. Хатырки и в районе Пекульнейского озера.

На отложениях среднемезозойской серии  $(T_3-Cr_1)$  с перерывом и местами с угловым несогласием залегает мощная серия апт-альбских и верхнемеловых (сеноман, турон, сенон) отложений, широко распространенных на крыльях всех антиклинориев, в Великореченском прогибе и в районевосточного побережья Пенжинской губы, где они представлены очень полно и наиболее хорошо изучены (Верещагин и Михайлов, 1958; Пергамент, 1961; Жамойда и др., 1963). Мощность апт-альбских отложений, представленных конгомератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами и покровами андезитобазальтов, достигает 1000—5000 м. Верхний мел имеет мощность 1000— 1500 м и представлен морскими толщами песчаников, туфов и аргиллитов и континентальными угленосными отложениями, которые принадлежат к сенону. Несогласие между верхним мелом и палеогеном отмечается во многих разрезах, но в некоторых местах этот перерыв отсутствует.

Третичные отложения Пенжинского, Таловского (Парапольского), Вывенского (Вивникского) и Нижне-Хатырского прогибов достигают большой мощности (6-12 км) и отличаются большой изменчивостью. Это морские терригенные осадки, туфогенные песчаники, континентальные отложения, содержащие прослои углей (палеоцен бухты Угольной, эоцен побережья Пенжинской губы), покровы эффузивов основного, среднего, реже — кислого состава. Мощные осадочно-вулканогенные толщи эоценового и нижнемиоценового возраста отделены несогласием от среднего и верхнего миоцена; этот миоценовый комплекс часто представлен внизу конгломератами и выше — морскими отложениями. Плиоцен, представленный прибрежно-морскими, коптинентальными (в том числе угленосными) и вулканогенными отложениями, распространен только на побережье в Пенжинском и Нижне-Хатырском прогибах. Здесь же в Нижне-Анадырском прогибе произошло накопление довольно мощных четвертичных отложений. Обломочный материал поступал с возвышенностей, быстрый рост которых приходится на конец неогена и четвертичный период (Кропоткин, 1961).

Образование верхнепалеозойской офиолитовой формации в бассейне-

р. Хатырки и в других районах сопровождалось интрузивной деятельностью основного и ультраосновного состава. Позже внедрились интрузии юрских (?) гранитоидов, приуроченные к иомраутской толще верхнетриасового — нижнеюрского возраста и малые интрузии такого же состава, принадлежащие к верхнему мелу — палеогену. Вулканизм, отчетливо проявляющийся в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое, завершился в верхнем плиоцене и четвертичном периоде обширными трещинными излияниями андезито-базальтов. Они образуют плато на многих возвышенностях Корякского нагорья, бронируя скрытую под этими покровами третичную поверхность выравнивания (Егиазаров, Закржевский, 1960; Егиазаров, Русаков, 1960).

Таким образом, во внутренней зоне Корякского хребта мы видим ряд черт, характерных для геосинклиналей альпийского (мезозойско-кайнозойского) цикла.

Это, во-первых, большая мощность отложений мезозоя — до 15 км для среднего мезозойского комплекса, включающего верхний триас, юру и нижний мел, до 10 км — для серий верхнемеловых и третичных вулканогенных и осадочных образований. Кроме того, характерным является их геосинклинальный облик. В меловых отложениях встречаются толщи с многократным ритмичным переслаиванием пород флишоидного типа, а среди третичных, в особенности неогеновых отложений, — формации молассового типа (конгломераты, песчаники, угленосные песчано-глинистые серии).

Во-вторых, мы видим здесь интенсивные проявления складчатости и молодых разрывных дислокаций, причем кульминации складкообразования падают на предверхнетриасовое время, среднюю юру, вторую половину неокома (готерив, баррем), конец мела — начало палеогена (палеоцен ларамийская фаза) и затем приблизительно на границу нижнего и среднего миоцена и на нижний плиопен. Наиболее существенное значение для формирования складчатой структуры имели, по-видимому, кайнозойские фазы диастрофизма. Комплекс отложений олигоценового и нижнемиоценового возраста обычно залегает с резким угловым несогласием на верхнемеловых образованиях, принадлежащих к сенону и датскому ярусу. В юговосточной части Корякского хребта отложения маллэнской свиты (олигоцен и нижний миоцен) в свою очередь с резким угловым несогласием и базальным конгломератом в основании перекрываются среднемиоценовой ундал-уменской свитой. Наконец, плиоценовые отложения корфовской свиты несогласно перекрывают средне- и верхнемиоценовый комплекс. Эти кульминации складкообразовательного процесса сопровождались ростом и поднятием геоантиклиналей и осушением геоантиклинальных зон и прилежащих к ним частей геосинклинальных и тыловых прогибов, гле начинали накапливаться комтинентальные толщи или происходил размыв. В то же время в более глубоких частях прогибов продолжался процесс осадконакопления, может быть, в сочетании с конседиментационными деформациями складчатого типа. Поэтому во многих случаях мы не видим в разрезе перерывов, соответствующих кульминациям орогенического процесса. Только после движений, происходивших приблизительно на границе нижнего и среднего миоцена, резко усилились поднятия по всей площади внутренней зоны и она подверглась осушению. Однако по ее окраинам, на продолжении третичных прогибов, продолжается и сейчас аккумуляция континентальных отложений (район Пекульнейского озера, низовьев рек Анадырь и Пенжиной) и морских отложений (Анадырский залив, Пенжинская губа). Общее коробление земной коры и поднятие возвышенностей (до 2000-2562 м над уровнем моря в центральной части Корякского нагорья), происходившее в пеогене и четвертичном периоде, определило главные черты современного рельефа страны.

В-третьих, мы можем наблюдать в Корякском нагорье характерную для альпийских складчатых областей картину дробления на отдельные сравни-

тельно узкие зоны, по которым доверхнетриасовый складчатый фундамент либо опущен на большую глубину (5-20 км) под мезозойские и третичные отдожения прогибов, либо выдвинут на поверхность в виде отдельных массивов или в ядрах антиклинориев. Разнородные дифференциальные движения, по-видимому, привели здесь к возникновению крупных надвитовых чешуй, о которых было сказано выше. Мезозойские отложения в осевых частях и на крыльях антиклинориев образуют линейно вытянутые складки с углами падения 20-60°. Третичные отложения дислоцированы слабее и главным образом по краям прогибов. Верхнемеловые и третичные отложения восточного побережья Пенжинской губы. Великореченского и Нижне-Хатырского прогибов имеют более спокойный, брахиоформный вид с углами падения крыльев 15—30°, редко до 60°. Во всех этих случаях ослабление складчатости в меловых отложениях объясняется близостью палеозойского фундамента. В пелом, следовательно, Корякское нагорье представлет собой типичную складчатую систему, достигшую такой же зрелой стадии развития геосинклинального процесса, какую мы вилим в альпийской зоне Европы и запалной Азии. в Скалистых горах Северной Америки и Андах Южной Америки. Однако нет возможности исключать эти более консолидированные участки из целостной системы Тихоокеанского подвижного пояса, которая, по А. Д. Архангельскому, как раз и характеризуется сочетанием более зрелых массивов и подвижных, еще не замкнувшихся геосинклинальных прогибов (желобов и пр.).

К внешней зоне Тихоокеанского пояса принадлежит южная часть Корякского нагорья — Олюторско-Вывенская зона, которая находит себе аналогию в структурах восточной Камчатки и Алеутской дуги. В ней различаются с запада на восток следующие структуры.

1. Крупный Вывенский (Вивникский) прогиб, который лежит на продолжении Срединного Камчатского прогиба и депрессий Карагинского залива и залива Корфа. Он заполнен палеогеном и мощным неогеном (до 4000 м), частью угленосным. Складчатость в третичных отложениях довольно интенсивна и связана с надвигами.

2. Антиклинорий гряды Малиновского. Эта структура, сложенная дислоцированными вулканогенными толщами верхнего мела и палеогена, может рассматриваться как продолжение Восточно-Камчатского (хребет Кумроч, о. Карагинский) антиклинория. Антиклинорий гряды Малиновского протягивается от п-ова Говен к центральной части Корякского нагорья.

3. Прогиб по рекам Апука и Пахача, заполненный мощным неогеном, который собран в пологие складки. Восточное ограничение почти прямолинейной долины рек Апука и Ачайваям намечает линию молодой флексуры, отделяющей этот прогиб от поднятия Олюторской гряды.

4. Олюторский антиклинорий, сложенный главным образом верхнемеловыми отложениями ватынской серии. Это разнообразные вулканогенные породы (порфириты, спилиты, туфы, яшмы), кремнисто-глинистые породы и сланцево-песчаниковый флиш, образующий в общей сложности типичный геосинклинальный комплекс мощностью до 4000 м. Породы сильно дислоцированы (углы 30—80°) и подвергнуты зеленокаменным изменениям. Ватынская серия представляет собой офиолитовую формацию, похожую на верхнепалеозойскую офиолитовую формацию р. Хатырки, но значительно более молодую по возрасту. Простирание складок на протяжении антиклинория постепенно меняется от меридионального и северо-восточного до широтного по мере приближения к тектоническому шву, отделяющему внешнюю зону от внутренней зоны Корякской системы.

Замечательной особенностью Олюторского антиклинория является южное продолжение этой структуры в виде подводного хребта, который тянется на 430 км почти точно по меридиану в западной части Берингова моря.

Отличие внешней. Олюторско-Вывенской зоны от внутренней зоны Котоякского нагорья заключается, во-первых, в том, что здесь мы уже соверпенно не видим выступов палеозойского складчатого фундамента и отложений среднего мезозоя и наблюдаем только мошный комплекс верхнемеловых и третичных формаций, характерных для последнего (четвертого) этапа развития Тихоокеанского пояса. Во-вторых, внешняя зона отличается от внутренней типичным эвгеосинклинальным обликом верхнемеловых отложений. Этот зеленокаменный офиолитовый комплекс. образовавшийся в глубоком морском бассейне, не похож на песчанико-аргиллитовый, с конгломератами. туфами и континентальными угленосными формациями, комплекс верхнего мела в Пенжинском прогибе и внутренней зоне Корякского нагорья. Различия прослеживаются и в палеонтологической характеристике меловых отложений (Жамойда, Липман и др., 1963). Следующее отличие заключается в довольно широком распространении (в Вывенском прогибе и в районе нижнего течения рек Апука и Пахача) плиопеновых прибрежно-морских, континентальных (угленосных) и вулканогенных отложений, которые залегают несогласно на миоцене. Наконец, четвертая особенность состоит в том, что каждая крупная структура внешней зоны продолжается в пределы Берингова моря. Антиклинорий гряды Малиновского продолжается в поднятие о. Карагинского; Олюторский антиклинорий — в одноименный подводный хребет: Вывенский прогиб и прогиб по рекам Апука и Пахача — в депрессии Карагинского и Олюторского заливов, где и до настоящего времени продолжается процесс геосинклинальной седиментации. Последний прогиб в сущности представляет собой окраину гораздо более крупного геосинклинального бассейна, который занимает глубокую западную часть Берингова моря.

Во внешней зоне чаще, чем во внутренней, встречаются очень молодые кислые интрузии (гранит-порфиры и пр.), прорывающие неоген. Плиоценовые отложения затронуты пологой волнистостью, что указывает на проявление новейших складкообразовательных процессов.

Таким образом, по ряду признаков внешняя зона Корякского нагорья выделяется вместе с восточной Камчаткой и Алеутской дугой как область более позднего, еще не завершившегося геосинклинального развития, в которой наблюдается чередование геоантиклинальных поднятий (антиклинориев) и геосинклинальных прогибов, еще не испытавших интенсивной складчатости и инверсии вертикальных движений.

Разрез Алеутской дуги имеет много общего с разрезом внешней зоны Корякской системы (Пущаровский, 1963; Coats, 1956, 1959, 1962; Cates, Fraser, 1954). Самое западное звено Алеутской дуги — Командорские острова представляют собой крупные антиклинальные складки северозападного простирания (Власов и др., 1963; Геол. строение Камчатки, 1961). В ядрах антиклиналей выходит мощная (3000 м) толща верхнеолигоценовых туфов, андезитов, базальтов и конгломератов с прослоями каменного угля. Слои образуют складки с углами падения на крыльях от 20 до 50°. На них с размывом и, может быть, с небольшим несогласием залегает морская свита конгломератов и псаммитовых туфов нижнего миоцена, которая выше переходит в свиту туфов, туфогенных песчаников и диатомитов с прослоями известняков. Последняя, по-видимому, принадлежит к нижнему или среднему миоцену. Видимая мощность миоцена около 1400 м; углы падения (8-20°) меньше, чем в олигопене. На олигопеновых и миоценовых отложениях с резким угловым несогласием залегают андезиты и туфы (500 м), относимые к плиодену. Они дислодированы еще слабее, но местами также имеют наклон до 30° (возможно, в результате внедрения интрузии диоритов). По-видимому, складчатая структура Командорских островов была сформирована в основном в результате орогенических движений так называемой алеутской фазы, обусловившей Камчатке, Алеутских и Курильских островах несогласное залегание верхнемиоценового комплекса отложений на породах, относимых к олигоцену и нижнему и среднему миоцену. Однако проявления еще более поздней, так называемой сахалинской фазы, близкой к валахской орогенической фазе Штилле, в этой области также несомненны. Высокая сейсмичность Алеутской дуги и расположение глубоких очагов в зоне, имеющей наклон на север, позволяют рассматривать ее вместе с примыкающим к ней желобом (глубина до 7678 м) как зону глубинного надвига.

### КАМЧАТКА

Первые тектонические схемы Камчатки, не утратившие своего значения и до настоящего времени, были составлены Л. А. Гречишкиным (1935), И. Б. Плешаковым (1938), М. Ф. Двали (1955) и Б. Ф. Дьяковым (1955). В 1941 г. под редакцией А. Н. Заварицкого была составлена геологическая карта Камчатки (1941). Вместе с В. И. Влодавцем, Б. И. Пийпом, С. И. Набоко, А. Е. Святловским и другими вулканологами он рассмотрел вопросы связи современного и плиоцен-четвертичного вулканизма с тектоническими линиями — продольными и поперечными разломами и пр. (Заварицкий, 1955; Святловский, 1955, 1960). В дальнейшем наиболее разработанные схемы строения полуострова были предложены О. С. Вяловым (1952), Г. М. Власовым (фиг. 12; Власов, 1958, 1959; Власов и др., 1963) и коллективом авторов Камчатского геологического управления под редакцией В. Г. Васильева (Геол. строение Камчатки, 1961). Тектоника южной Камчатки рассматривалась в работах В. П. Мокроусова (Мокроусов, 1959; Мокроусов, Толстихин, 1958, 1959), В. И. Тихонова (Тихонов, 1959; Тихонов, Ривош, 1961); В. Ф. Канаева и Г. Б. Удинцева (Канаев и Удинцев, 1961; Тихонов и Удиндев, 1960). Металлогения Камчатки рассматривается в работах Л. И. Тихомирова (Тихомиров и Эрлих, 1961), Г. М. Власова, В. А. Ярмолюка и др. Ссылки на работы многочисленных исследователей. изучавших геологическое строение Камчатки, приводятся в упомянутых сочинениях. В 1959 г. П. Н. Кропоткин проволил полевые исследования в южной Камчатке (с. Налычево — Петропавловск, реки Авача, Быстрая, Плотникова — Большерецкий район) и составил тектоническую карту Камчатки в масштабе 1:2500000, близкую к схеме, предложенной Г. М. Власовым (Кропоткин, Власов, 1960). Однако в этой схеме уже нашли отражение те данные об изменении северо-восточного простирания Камчатских складчатых структур на северо-западное южнее 54° с. ш., на которые обратил внимание В. И. Тихонов. Г. М. Власов сначала совсем не учитывал этот поворот простирания; В. И. Тихонов, напротив, продолжает придавать северо-западным простираниям главное значение в дочетвертичной тектонике по всей южной Камчатке вплоть до 56° с. ш. (фиг. 13). Схема, составленная нами, имеет в этом отношении промежуточный характер и в основном совпадает с новейшими тектоническими схемами. опубликованными камчатскими геологами под редакцией В. Г. Васильева (Геол. строение Камчатки, 1961) и в статье Г. М. Власова, В. А. Ярмолюка и Ю. В. Жегалова (1963).

На Камчатке, как и на Корякском нагорье, недочетом многих геологических съемок последних лет является, на наш взгляд, слабое внимание к изучению дислокаций типа пологих надвигов, характерных для альпийских складчатых зон. Структуры такого типа отмечались еще Л. А. Гречишкиным и, вероятно, в значительной степени определяют стиль тектоники Богачевского и других районов восточной зоны Камчатки.

В структуре Камчатки, как и на Корякском хребте и в Японии, хорошо различаются внутренняя и внешняя зоны, в свою очередь подразделяющиеся на ряд поднятий и прогибов (см. фиг. 10). Западная часть Камчатки принадлежит к в н у тренней зоне и на значительной площади характеризуется неглубоким залеганием палеозойского или раннемезозой-



Фиг. 12. Тектонические районы Камчатки (по Власову, Ярмолюку и Жегалову, 1963) 1 — границы тектонических районов; 2 — границы структурно-фациальных зон; 3 — границы наложенных вулканических поясов; 4 и 5 — прогибы; 6 — срединные массивы и выступы фундамента; 7 — Срединный вулканический пояс; 8 — Восточный вулканический пояс; 9 — Центрально-Камчатский глубинный разлом. Ц и ф р а м и о т м е ч е н ы: I — Западно-Камчатская структурнофациальная зона; II — Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона; III — Восточно-Камчатская структурно-фациальная зона. Б у к в а м и о б о з н а ч е н ы: С — Срединный массив древних пород; Х — Хавывенский выступ; Г — Ганальский выступ; ЛП — Лесновское поднятие; ТП — Тигильское поднятие; ХП — Хайрюзовское поднятие; П — Парапольская впадина;

ПВ — Паланская впадина; Б — Большерецкая впадина; ВК — Восточно-Камчатский прогиб. ТШ — Тюшевский прогиб





 1 — домезозойский (палеозойский?) складчатый комплекс; 2 — мезозойский складчатый комплекс;
3 — третичный складчатый комплекс; 4 — области распространения молодого вулканизма (раннечетвертичного и современного);
5 — молодые наложенные прогибы Курильского направления;
6 — молодые наложенные поднятия Курильского направления;
7 — разломы, связанные с домсзозойский и третичными складчатым комплексами;
8 — молодых поднятий и прогибов (Курильское направления;
9 — тектонический уступ перед Курило-Камчатской впадиной;
10 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б);
11 — вулканы ского складчатого фундамента и спокойным слабо отрицательным магнитным полем. Фундамент выступает на поверхность в Срединном хребте. Верхний мел и палеоген представлены здесь главным образом терригенными песчано-глинистыми отложениями с подчиненным количеством туфов и кремнистых пород в отличие от восточной зоны, в которой туфы и лавы играют бо́льшую роль. Во внутренней зоне выделяется пять крупных структурных единиц.

1. Западно-Камчатский прогиб, расположенный в основном на шельфе и составляющий часть Курило-Пенжинского тылового прогиба, который протягивается из глубокой впадины южной части Охотского моря в Пенжинскую губу и в нижнее течение р. Пенжиной. В. Г. Васильев называет Западно-Камчатский прогиб Большерецкой впадиной. В пределах полуострова лежит только восточное крыло прогиба, являющееся одновременно западным крылом поднятия Срединного хребта. В районе Усть-Большерецка фундамент вскрыт скважиной на глубине 0,7 км. Севернее, на широте 56° с. ш. фундамент, вероятно, залегает на глубине нескольких километров под верхнетретичными и нижнетретичными отложениями, образующими пологие складки меридионального направления. Мощность одних лишь третичных отложений достигает в северной части прогиба 6—7 км.

2. Поднятие Срединного хребта Камчатки представляет собой выступ складчатого фундамента внутренней зоны, сводообразно изогнутый и приполнятый повейшими движениями. Наиболее древние комплексы, относящиеся, вероятно, к докембрию, представлены здесь гнейсами и кристаллическими сланцами. На них несогласно залегают породы малкинской серии (4000 м) — метаморфизованные эффузивы и однообразная мощная толща филлитов и песчано-глинистых отложений. По спорам ее возраст определяется как домезозойский (синий — кембрий, девон — карбон). На южном погружении хребта по р. Быстрой обнаружены плохо сохранившиеся раковины Dentalium sp., которые в разрезах Северо-Восточной Сибири не поднимаются выше карнийского яруса. По всей вероятности, в Срединном хребте мы имеем дело с отложениями палеозойской, может быть также и раннемезозойской (кихчикская серия) геосинклинали, дислоцированными в результате позднегерцинского или раннемезозойского орогенеза приблизительно в то же самое время, когда произошла консолидация внутренней зоны Японии и складчатого фундамента о. Сахалин. Простирание складок во всех этих толшах северо-северо-западное или мерилиональное. Имеются многочисленные интрузии гранитов — как связанных с этой эпохой орогенеза, так и более древних и более молодых.

3. Тигильская зона составляет северное продолжение этой структуры. Она состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга антиклинальных поднятий, в ядрах которых выходят палеоген и верхний мел, а крылья сложены неогеновыми отложениями мощностью до 4—5 км. Эти довольно пологие складки меридионального и северо-северо-восточного направления сформированы в основном в миоцене.

Восточнее располагаются Паланский (Тигильский) прогиб, сложенный мощным, полого дислоцированным неогеном и затем геоантиклиналь. Камчатско-Корякского Срединного хребта, протягивающаяся на северовосток вплоть до Парапольского дола. Эта слабо изученная структура сложена мелом и палеогеном и на большом протяжении так же, как и массив южной части Срединного хребта, перекрыта плиоценовыми и четвертичными покровами базальтов и андезитов. Судя по слабой дислоцированности третичных толщ и общим соотношениям, можно предполагать, что Паланский прогиб и эта геоантиклиналь также относятся к внутренней (миогеосинклинальной) зоне и развились поверх участка коры, испытавшего более раннюю консолидацию.

Геоантиклиналь Камчатско-Корякского Срединного хребта — это морфологически выраженное молодое поднятие, подчеркнутое прямолинейной цепью позднетретичных — раннечетвертичных и более древних вулканов и крупной магнитной аномалией такого же простирания. По представлениям В. Г. Василъева, мы здесь имеем глубинный разлом типа взброса с приподнятым северо-западным крылом. Восточное крыло должно составлять в этом случае депрессию Центрально-Камчатского прогиба. Если это верно, то границу внутренней зоны может быть следует проводить восточнее. Поскольку Центрально-Камчатский прогиб находит себе продолжение в депрессии пролива Литке и Вывенском (Вивникском) прогибе, принадлежащем к внешней зоне, мы предположительно проводим границу внешней и внутренней зон по глубинному разлому, хорошо выраженному в рельефе и отделяющему геоантиклиналь Срединного хребта от Централь-

Таким образом, переходя к описанию внешней зоны Камчатки, мы должны прежде всего охарактеризовать Центрально-Камчатский прогиб. который охватывает верхнее и среднее течение рек Камчатки и Озерной. Он сложен верхнемеловыми и третичными вулканогенно-осадочными отложениями, частично принадлежащими к молассовой формации. Эти отложения образуют пологие складки (с углами падения  $10-20^{\circ}$ ), разбитые дизъюнктивными нарушениями. В структуре прогиба намечаются две тектонические впадины — Козыревская в среднем течении Камчатки и Озерновская на побережье Карагинского залива. Третичные отложения на большой площади перекрыты четвертичными лавами (вулканы Шивелуч и Ключевская сопка у восточного борта прогиба) и аллювиально-озерными отложениями. На юге, в верховьях рек Камчатки и Быстрой. прогиб суживается и переходит в узкую долину рифтового характера. Молодые разломы расходятся отсюда на юго-запад и юго-восток, где они ограничивают Авачинско-Начикинскую депрессию, заполненную молассовым комплексом неогена и четвертичными отложениями. Эта грабенообразная структура, подчеркнутая рядами вулканов, расположенных параллельно ее бортам вдоль линий северо-западного простирания (Корякская сопка, Авачинская сопка и др.; хребет Халзан — Вилючинская сопка), повторяет в общих чертах, но в угловатой форме тот изгиб в простирании складчатых структур, сложенных верхнемеловыми и третичными отложениями, о котором уже говорилось на стр. 44. Поэтому мы не можем согласиться с В. И. Тихоновым, когда он утверждает, что в начале четвертичного периода произошла коренная перестройка структур. И этот изгиб, и взаимно-перпендикулярные системы разломов южной Камчатки представляются нам как результат длительного, унаследованно развивавшегося процесса такого же типа, какой привел к возникновению коленообразного изгиба складчатых структур и грабена Фосса Магна в Японии. В обоих случаях такое осложнение простираний, вероятно, было вызвано дислокациями сдвигового тица, например смешением запалной Камчатки на юг по отношению к ее восточной части.

Южная оконечность Камчатки почти по всей площади перекрыта четвертичными андезито-базальтами; с ними связаны дацитовые и липаритовые лавы и пемзы, частью принадлежащие к верхам плиоцена. Благодаря такому широкому распространению эффузивов здесь трудно выделить определенные складчатые структуры. По-видимому, по восточному побережью от Вилючинской бухты до мыса Лопатка протягивается антиклиналь, сложенная палеогеном. Западнее распространен полого дислоцированный неоген, из-под которого ближе к Срединному хребту местами выступает верхнемеловой комплекс. Неясно, имеем ли мы здесь продолжение Западно-Камчатского прогиба со сравнительно неглубоким залеганием палеозойского фундамента или же эту Южно-Камчатскую зону следует сопоставлять со структурами внешней зоны Камчатки.

Судя по рельефу морского дна и по наличию выходов миоцена и плиоцена, образующих складки северо-западного простирания, на о. Шумшу — самом северном из Курильских островов — можно предполагать, что Южно-Камчатская антиклиналь продолжается во внешнюю дугу Курильской системы, морфологически выраженную как подводный хребет Витязя.

В типичном своем вырэжении внешняя зона Камчатки представлена в структурах Восточно-Камчатского антиклинория, Восточно-Камчатского прогиба и Прибрежных поднятий (Кроноцкий полуостров, район Усть-Камчатска, мыса Африка и Камчатского мыса). К Восточно-Камчатскому антиклинорию, который испытывает крутой изгиб на 54° с. ш., на юге примыкает антиклинальное поднятие Валагинского и Ганальского хребтов; в обоих этих хребтах выходят докембрийские и палеозойские толщи северо-западного простирания. Можно рассматривать это поднятие как результат виргации Восточно-Камчатского антиклинория. Другая ветвь проходит через хребет Дзендзур и бассейн р. Жупановой к полуострову мыса Шипунского и дальше постепенно погружается, образуя почти меридиональное поднятие на дне моря. Это поднятие прослеживается на 150 км до осевых частей Курило-Камчатского желоба, изменяя свою ориентировку параллельно изгибу прибрежных структур материка (Тихонов, Удинцев, 1960).

В этой впргации между обеими ветвями геоантиклинального поднятия — Ганальско-Валагинской и Дзендзур-Шипунской располагается Налычевский прогиб, заполненный мощными толщами неогена. Налычевский прогиб, так же как и Начикинско-Авачинский грабен, продолжается к юго-востоку и затем сливается с этим грабеном на материковом склоне в единую депрессию, которая углублена на 2000 *м* по сравнению с соседними участками.

Восточно-Камчатский антиклинорий протягивается из районов Петропавловска и мыса Шипунского через хребты Дзендзур, Тумрок, Кумроч и выходы палеогена на мысе Озерном на о. Карагинский и далее к п-ову Говен, где его продолжением является антиклинорий гряды Малиновского. Антиклинорий сложен сильно дислоцированными зеленокаменными вулканогенно-кремнистыми и терригенными, главным образом верхнемеловыми отложениями и разбит на отдельные чешуи, которые надвинуты в сторону ближайших прогибов. Палеоген и верхний мел местами прорваны интрузиями гранитов и диоритов. Структура антиклинория усложнена, кроме того, грабенообразными прогибами, которые в бассейне рек Щапиной и Левой Жупановой заполнены верхнетретичными толщами, тоже смятыми в складки.

Восточно-Камчатский прогиб протягивается от Кроноцкого залива до г. Усть-Камчатска и залива Озерного. В значительной своей части он скрыт под покровами четвертичных лав. В более обнаженных и изученных районах — на р. Богачевке, на побережье Камчатского залива и в Усть-Камчатском районе видна внутренняя структура прогиба. Он заполнен мощным (4-6 км) вулканогенно-терригенным флишем олигоденового и миоценового возраста, сходным с отложениями геосинклинали Накамура в Японии. Породы сильно дислоцированы, складчатость усложнена взбросами и пологими надвигами. Зона нарушений такого типа, по которым складчатый комплекс западного крыла прогиба надвинут на его более прогнутую восточную часть, прослеживается на 200 км от среднего течения р. Богачевки через р. Малую Чажму на побережье Камчатского залива до Усть-Камчатска. В основных чертах она была намечена Л. А. Гречишкиным еще в 1930-х годах. На севере эти надвиги соединяются с системой надвиговых нарушений, по которым верхний мел Восточно-Камчатского антиклинория в хребте Кумроч надвинут на третичные отложения описываемого прогиба. В форме очень молодой флексуры, выраженной в рельефе, эта зона разлома прослеживается до залива Озерного по западному краю депрессии, расположенной в районе оз. Нерпичьего,

у оз. Столбового и в окрестностях Усть-Камчатска. Здесь, в северной части прогиба, появляются мощные толщи плиоценовых моласс и складчатость ослабляется. Плиоценовые и четвертичные отложения заполняют Усть-Камчатскую депрессию и наиболее опущенные, грабенообразные участки в восточной части прогиба на Кроноцком полуострове.

Крайним восточным членом в структуре Камчатки являются антиклинальные поднятия возвышенностей Кроноцкого полуострова и полуострова, расположенного к востоку от устья р. Камчатки (мысы Африка и Камчатский). Они сложены эффузивно-туфовыми комплексами, вероятно, принадлежащими к палеогену и верхнему мелу, и местами прорваны ультраосновными интрузиями. Каждая из этих окраинных возвышенностей отчетливо продолжается на 100 км на юг в рельефе выступа материкового склона до глубины 4000 м. У этой изобаты возвышенности обрезаны крутым сбросовым склоном Курило-Камчатского океанического желоба.

Возможно, в начале четвертичного периода возвышенности обоих полуостровов и подводная гора, расположенная в Кроноцком заливе между Кроноцким полуостровом и мысом Шипунским, были приподняты выше, чем сейчас, и ориентированы таким образом, что составляли барьер, отгораживавший осевую часть Восточно-Камчатского прогиба от Тихого океана. Иначе трудно понять присутствие пресноводных диатомовых водорослей в четвертичных озерных отложениях на побережье Кроноцкого и Камчатского заливов (у устья р. Сторож). Такие же озерные отложения известны в тектонических депрессиях Центральной и Западной Камчатки, унаследованных от третичного периода. В северной части Восточно-Камчатского прогиба озерные водоемы, отгороженные от океана, сохранились до наших дней — это озера Нерпичье и Столбовое.

Интересные, во многом загадочные вопросы формирования рельефа материкового склона Камчатки, обрыв ее структур у края желоба и особенности структуры Курило-Камчатского и Алеутского желобов мы рассмотрим несколько позже (на стр. 63), а сейчас остановимся ненадолго на вопросе о тектонической позиции вулканов и горячих ключей Камчатки (Заварицкий, 1955).

Рассматривая распределение вулканов и термальных источников по тектоническим структурам Камчатки, легко убедиться, что оно контролируется прежде всего определенной зональностью, связанной с простиранием складчатости, а уже затем — отдельными структурными линиями, ориентированными как вдоль осей этих зон, так и поперек. Выделяются четыре зоны, связанные с геоантиклиналью Камчатско-Корякского Срединного хребта (фиг. 14, I), Восточно-Камчатским антиклинорием и ближайшими частями Центрально-Камчатского прогиба (II), антиклиналью южной Камчатки (III) и прибрежными антиклинальными поднятиями (IV), где известны только термальные источники и третичный вулканизм.

К этим же зонам в районе Начикинского озера и в других местах приурочены небольшие гипабиссальные интрузии верхнетретичных гранитоидов и широкие поля андезито-базальтовых лав, принадлежащих к нижнечетвертичному времени и, возможно, к концу плиоцена. Интересно, что в этом вулканическом комплексе немалую роль играют лавы и пемзы кислого (риолиты) и среднего (дациты) состава. Эти зоны по характеру своего вулканизма имеют общие черты с теми районами Тихоокеанского пояса, где широко распространены более древние эффузивные комплексы такого же типа, включающие серии лав от кислых до средних и основных. Таковы вулканические пояса Скалистых гор и Тихоокеанского побережья США и Мексики, окраинный вулканический пояс Чукотского полуострова, Охотского побережья и Сихотэ-Алиня и, отчасти, внутренняя зона Японии. Во всех этих областях эрозия уже вскрыла корни вулканических



Фиг. 14. Термально-вулканические зоны Камчатки и распространение нефтепроявлений (в скважинах и на поверхности) и минерализованных вод

 І — вулканы действующие; 2 — вулканы потухшие; 3 — высокотемпературные источники с хлориднощелочными водами; 4 — прочие горячие источники; 5 — границы термально-вулканических вон;
6 — районы распространения гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевых и гидрокарбонатно-хлориднонатриевых холодных источников; 7 — разломы; 8 — жидкая нефть; 9 — капельно-жидкая нефть и твердые битумы; 10 — горючие газы

Термально-вулканические зоны: I — геоантиклинали Камчатско-Корякского Срединного хребта, II — Восточно-Камчатского антиклинория (вместе с ближайшими частями Центрально-Камчатского прогиба), III — антиклинали южной Камчатки, IV — прибрежных антиклинальных поднятий построек и обнажила цепочки гранитных батолитов, по возрасту близких ко времени формирования эффузивных комплексов или несколько более древних (Устиев, 1959; Фаворская, 1956, 1958). Таковы, например, батолиты верхнемелового возраста хребта Сьерра-Невада и нижнетретичные «приморские гранитоиды» Сихотэ-Алиня. Интрузии эти многофазные и включают кроме гранитов также и породы среднего и основного состава, которые имеют аналогов (в петрохимическом отношении) среди эффузивов в тех же зонах.

Термальные источники во многих случаях могут указывать на неглубокое залегание еще не совсем остывших магматических тел. В пределах термально-вулканических зон наблюдается общий подъем геотермических поверхностей разных температур. Расчеты показывают, что температуры порядка 100—300° могут сохраняться в уже закристаллизовавшихся интрузиях на протяжении миллионов или десятков миллионов лет (Кропоткин, 1957). Поэтому термально-вулканические пояса Камчатки скорее всепо следует рассматривать как такие зоны, в которых на некоторой глубине имеются еще не вполне охлажденные крупные массы магматического материала. При достаточно глубоком (на несколько километров) эрозионном срезе они будут выглядеть как ряды батолитов, следующих, как это обычно бывает, вдоль антиклинальных поднятий.

Риолиты и дациты представляют собой небольшие порции этой магмы, выжатые на поверхность, а базальты — более глубинный расплав, поступавший по тем же основным тектоническим каналам из подкоровых очагов. Многие элементы соединений, содержащихся в водах термальных источников (CO<sub>2</sub>, Na, Cl, SO<sub>4</sub>, бор, аммиак), могут быть продуктами постмагматических процессов, продолжающихся в течение долгого времени в медленно остывающих интрузивных телах.

Ознакомившись с главными структурными элементами внутренней и внешней зон Камчатки, перейдем к истории формирования этих структур. Первые этапы — докембрийский, о котором можно судить по выходам метаморфических толщ в Срединном и Ганальском хребтах, несогласно перекрытых малкинской серией. и палеозойский — раннемезозойский привели к формированию складчатого фундамента внутренней зоны Камчатки. По характеру магнитного поля Срединный хребет объединяется в одно пелое с Запално-Камчатским прогибом и ближайшими частями Охотского моря. Выше, по-видимому несогласно, залегают меловые отложения — песчаники, алевролиты и аргиллиты омгонской и лесновской серий — во внутренней зоне (Тигильский район и др.), принадлежащие к нижнему мелу и сеноман-турону, и вулканогенные отложения ирунейской свиты, охарактеризованные фауной сенона. Как в западной Камчатке (Пенжинский прогиб, Тигильская зона, Паланский прогиб), так и в восточной — по всему Восточно-Камчатскому антиклинорию и на продолжении антиклинального поднятия Валагинского и Ганальского хребтов около г. Петропавловска — ирунейская серия состоит из зеленокаменных туфов, порфиритов и кремнистых пород. В восточных разрезах она мощнее (свыше 2000 м) и содержит больше основных лав.

Приблизительно на границе мела и палеогена произошли орогенические движения ларамийской фазы, которые привели к осушению большей части Камчатки. Палеоген во всех разрезах залегает на верхнемеловых отложениях несогласно. В разрезах Тигильской зоны он начинается конгломератами, алевролитами и аргиллитами хулгунской свиты с флорой датского века или цалеоцена (1500—2000 м). Выше в разрезах западной Камчатки располагаются мощные терригенные комплексы (песчаники, аргиллиты, подчиненные им пачки туфов) тагильской и ковачинской серий, принадлежащие к эоцену и олигоцену, ваямпольской серии (нижний и средний миоцен) и кавранской серии (верхний миоцен и плиоцен). Небольшие несогласия и перерывы отмечаются под эоценом, который в нижних своих горизонтах представлен песчаниковой угленосной свитой с конгломератами в основании, и между всеми тремя свитами, т. е. приблизительно на границе олицогена и миоцена и между средним и верхним миоценом (алеутская фаза). Степень дислоцированности постепенно ослабляется снизу вверх, и если в верхнемеловых и палеогеновых отложениях обычны углы падения складок от 10 до 40°, то в породах верхнего плиоцена (эрмановская свита) они не превышают нескольких градусов.

В разрезах третичных отложений внешней зоны преобладают вулканогенные породы (эффузивы, туфы) и породы смешанного состава (туфогенные песчаники, граувакки и пр.). Это заметно уже в зоне геоантиклинальных поднятий Срединного Камчатско-Корякского хребта и в Центрально-Камчатском прогибе. Третичные отложения (4000-5000 м) представлены здесь нормально-осадочными, отчасти туфогенными разностями в центральной части прогиба и постепенно замещаются эффузивными и туфогенными образованиями в предгорьях Срединного хребта. В зоне Восточно-Камчатского прогиба палеоген и нижний и средний миопен представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов, туфогенных песчаников. туфов и туффитов; встречаются покровы спилитов и андезитов. Между верхней и нижней частями этого разреза предполагается несогласие, по стратиграфические соотношения до сих пор не совсем ясны из-за почти полного отсутствия фауны, однообразия пород и обилия тектонических разрывов. С полной определенностью устанавливается здесь перерыв, после которого с угловым несогласием залегают конгломераты, песчаники и ракушняки с фауной верхнего миоцена и нижнего плиоцена; они в свою очередь покрываются недислопированными песчано-гравелистыми отложениями и глинами верхов плиоцена. На юг и на запад по направлению к вулканическим зонам роль эффузивов (порфириты, андезиты) в разрезах третичных отложений заметно возрастает. В пределах антиклинали южной Камчатки распространены две вулканогенные свиты: туфо-андезитовая, принадлежащая к олигоцену и нижнему мизцену, и эффузивноосадочная, которая принадлежит к нижнему миодену и низам среднего миоцена и имеет более кислый состав. В это же время в нижнем миоцене здесь произопло внедрение гранитоидов (граниты, кварцевые диориты), которые прорывают туфо-андезитовую свиту и с размывом перекрываются свитой эффузивно-осадочной. По своему составу гранитоиды комагматичны эффузивам обеих свит (Прохоров, 1962). Несмотря на небольшую глубину образования (0,5 км), эти интрузивные породы хорошо раскристаллизованы и, вероятно, представляют собой апикальные выступы батолитов, залегающих под термально-вулканической зоной южной Камчатки.

Таким образом, в разрезах третичных отложений внешней зоны Камчатки заметна большая фапиальная изменчивость, связанная главным образом с увеличением относительной роли вулканического материала в тех областях, которые приблизительно совпадают с тремя вышеописанными термально-вулканическими зонами. Дислоцированность и тектоническая раздробленность третичных отложений во внешней зоне — в Восточно-Камчатском прогибе и на крыльях Восточно-Камчатского антиклинория, сильнее, чем в западной Камчатке, т. е. во внутренней зоне. Однако и здесь с переходом к верхним горизонтам (верхний миоцен, плиоцен) складчатость заметно ослабевает. По степени дислоцированности в обеих зонах предполагается проявление сахалинской фазы орогенеза, затронувшей верхнеплиоценовые отложения. Однако в основном смятие кайнозойских толщ, вероятно, имело конселиментационный характер — складки росли в прогибах одновременно с осадконакоплением. Отчетливая кульминация горообразовательных процессов, которая привела к перерывам и несогласиям в разрезах как восточной, так и западной зоны, падает приблизительно на границу среднего и верхнего миоцена. Это так называемая

алеутская фаза, по И. Б. Плешакову. Как уже указывалось, немного раньше (в нижнем миоцене) произошло внедрение гранитоидных интрузий южной Камчатки.

В общем создается впечатление, что современная структура меловых и кайнозойских отложений Камчатки создалась в основном в результате напряженных тектонических движений ларамийской (Cr<sub>2</sub> — Pg<sub>1</sub>) и алеутской  $(N_1^2 - N_1^3)$  фаз и более спокойного, но продолжительного конседиментационного складкообразования, происходившего, может быть, на протяжении почти всей кайнозойской эры. Второстепенные кульминации и местные поднятия имели место приблизительно на границе палеоцена и зоцена и в конце плиоцена. Общее поднятие всех возвышенностей особенно усилилось в течение четвертичного времени. «Добазальтовые» третичные поверхности выравнивания, скрытые сейчас под покровами нижнечетвертичных андезито-базальтов, приподняты на всех крупных возвышенностях на высоту 500-1800 м над уровнем моря. Имеются доказательства недавнего полнятия не только прибрежных низменностей и озерной депрессии Усть-Камчатского района, но и Центрально-Камчатской депрессии. В ней на отметках 100—110 м собраны морские моллюски (Acmaea sp., Balanus sp.) и известны ходы камнеточцев. В пониженных частях распространены четвертичные озерные отложения (лиатомовые глины, пески с остатками мамонта) мощностью до 120 м.

### КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА И СОСЕДНИЕ РАЙОНЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Геология Курильских островов сейчас известна достаточно хорошо по работам О. Н. Толстихина, Ю. С. Желубовского, Г. П. Вергунова (1961), А. Ф. Прялухиной (Прялухина, 1961; Вергунов, Прялухина, 1963), К. Ф. Сергеева (1962, 1963), А. В. Горячева (1962, 1963) и других исследователей. Подводный рельеф и связанные с ними вопросы тектоники освещались в работах П. Л. Безрукова, В. Ф. Канаева и Г. Б. Удинцева (Безруков и др., 1958; Затонский и др., 1961; Канаев, Удинцев, 1961; Удинцев, 1960а, б, 1961). Геофизические данные о строении коры в районе Курильских островов и в соседних областях Охотского моря и Тихого океана приводятся в работах П. С. Вейцман, И. П. Косминской, Е. И. Гальперина, А. Г. Аверьянова и других (Вейцман и др., 1961; Аверьянов и др., 1962; Косминская и др., 1963).

По своему строению Курилы — это двойная островная дуга, составляющая на севере продолжение структур Камчатки, а на юге — продолжение складок восточной части о. Хоккайдо (п-ов Сиретоко и п-ов Немуро), имеющих северо-восточное и почти широтное простирания. Курильская дуга состоит из двух геоантиклиналей или антиклинориев и расположенного между ними прогиба. У поверхности геоантиклиналь Большой Курильской дуги островов сложена третичными терригенными и вулканогенными отложениями и четвертичными эффузивами, которые приурочены к поясу действующих и потухших вулканов. Третичные отложения дислоцированы и подразделяются на три серии: 1) олигоцен и нижний миоцен; 2) средний и верхний миоден (итурупская серия); 3) плиоден. Наиболее резкое несогласие наблюдается между первой и второй сериями, т. е. немного ниже по разрезу, чем главное несогласие Камчатки (алеутская фаза). Возможно, это различие кажущееся и вызвано недостаточно точной корреляцией разрезов третичной системы. Олигоцен и нижний миоцен на островах Парамушир, Кунашир и Итуруп образуют сильно дислонированный комплекс мошностью более 2000 м. который внизу состоит из флишоидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, а вверху — из андезитов, кварцевых порфиров и туфов. Наклон крыльев складок в отложениях этого комплекса достигает 50-70°. Средний и

верхний миоцен (куйбышевская свита о. Итуруп и ее аналоги) залегает на них несогласно, с базальными конгломератами в основании и представлен тонким чередованием слоев аргиллитов, туфопесчаников, местами также туфобрекчий, туфодиатомитов и туфов кислого и основного состава (2000 м). Углы падения в миоценовых отложениях составляют 20—35°. Плиоценовые отложения залегают на миоцене согласно, может быть с небольшим перерывом и распространены значительно шире, чем предполагалось по данным Ю. С. Желубовского и др. Они известны на всех крупных островах и образуют пологие складки с углами падения до  $15-20^\circ$ . Судя по фауне, это главным образом нижний и отчасти верхний плиоцен; мощность  $N_2$  — до 1000 м. Плиоцен сложен в нижней части главным образом переслаиванием туфодиатомитов, туфоалевролитов, песчаников и пемзовых туфов, а в верхней — андезито-базальтами и туфогенно-осадочными породами (парусная свита о. Итуруп).

Четвертичные отложения представлены вулканическими образованиями мощностью около 600—700 м и осадочными морскими, аллювиальными и другими отложениями. Вулканические образования (андезиты, базальты, дациты и их туфы) обычно образуют два комплекса, разделенные туфогенными породами. Нижний комплекс слагает основания вулканов, верхний — современные вулканические постройки. Четвертичные лавы и туфы участвуют в дислокациях вместе с плиоценом и обнаруживают местами наклон слоев до 10°.

Внешняя геоантиклиналь Курильской дуги, примыкающая к Курило-Камчатскому желобу, морфологически выражена как гряда Малых Курильских островов (о. Шикотан и др.) и возвышенность подводного хребта Витязь. На Малых Курилах обнажаются наиболее древние породы дуги, принадлежащие к меловой системе. Это, во-первых, зеленокаменные породы — туфобрекчии, базальты, шаровые лавы и метаморфизованные туфопесчаники и туфы матакатанской свиты, предположительно относимые к нижнему мелу (500 м). На них несогласно залегает малокурильская свита (300 м), представленная главным образом терригенными породами с верхнемеловой фауной. Она приблизительно соответствует верхам ороченской свиты о. Сахалин. Малокурильская свита состоит из чередующихся слоев песчаников, алевролитов, аргиллитов и кремнистых аргиллитов. Несогласно на меловых отложениях залегает палеоген — туфобрекчии основного состава, порфириты, туфы и андезиты (500 м). Возраст этой нижнетретичной вулканогенной толши, вероятно, является более древним, чем возраст фаунистически охарактеризованных олигоценовых отложений Большой Курильской гряды. Все перечисленные породы (Cr<sub>1</sub>, Cr<sub>2</sub>, Pg) довольно сильно дислоцированы с обычным северо-восточным простиранием складок и, кроме того, пересечены разломами типа сдвигов в направлении, перпендикулярном к простиранию Курильской дуги. Более восточные блоки смешены на юго-восток по отношению к более западным, причем величина смещения по каждому разлому достигает 2-3 км.

Интрузивный магматизм на Курильских островах проявился в два этапа. К первому относятся габброиды, внедрившиеся в палеогене и конце мела; они распространены главным образом на Малых Курилах. Ко второму принадлежит многофазный комплекс гранитоидов, рвущих олигоцен и миоцен. Интрузии гранитоидов обнаружены сейчас почти на всех островах.

Трудно установить структуру Курильской дуги по тем скудным данным, которые можно получить, изучая одни «макушки» огромного двойного хребта, поднимающегося на 4 км над дном Охотского моря и на 10 км — над дном Курило-Камчатского желоба. Цоколь островов должны составлять какие-то мезозойские или более древние комплексы; обломки допалеогеновых габброидов и гранодиоритов встречаются, например, в палеогене о. Шикотан. Все более крупные острова, по-видимому, представляют собой сводовые или расположенные на крыльях недалеко от свода участки антиклинальных складок. Продольные разломы имеют характер взбросов, по которым северо-западные крылья приподняты и надвинуты на юго-восточные. Так, например, на о. Кунашир олигоценово-нижнемиоценовый комплекс надвинут на верхний миоцен, на о. Итуруп отложения среднего и верхнего миоцена надвинуты на плиоцен парусной свиты. Эти взбросы параллельны той основной плоскости, по которой происходят смещения в сейсмичной зоне Курильской дуги (см. фиг. 4, 8; Федотов и др., 1961).

Поперечные сдвиги, закартированные на о. Шикотан, проливают свет на замечательную особенность Курильской дуги — ее кулисообразное строение, связанное с поперечными разломами. Поперечные разломы юговосточного направления рассекают обе геоантиклинали между о. Кунашир и о. Итуруп и вдоль проливов Буссоль и Крузенштерна. Так, например, пролив Буссоль выглядит как понижение, вырубленное на глубину 2000 м поперек обеих геоантиклиналей. По-видимому, это разломы типа сдвигов, по которым отдельные звенья некогда единой геоантиклинали сдвинуты друг относительно друга в юго-восточном направлении. При этом от о. Кунашир на юге до о. Онекотан на севере каждое следующее северу звено смещено на 15-40 км на юго-восток по отношению к к звену, расположенному южнее. В результате отдельные звенья геоантиклинали Большой Курильской гряды расположены кулисообразно. Суммарное смещение по всем сдвигам не превышает 120 км. Помимо сдвига, видимо, имело место растяжение с образованием грабенообразных понижений на этих разломах.

Эти сдвиги могут быть связаны с общим смещением всей дуги и надвиганием масс по основному глубинному разлому в сторону Тихого океана. Аналогичные сдвиги можно заметить в структуре дуги Рюкю и в некоторых других дугах.

Курильская дуга пеликом принадлежит к внешней, эвгеосинклинальной зоне Тихоокеанского пояса. На продолжении палеозойских массивов внутренней зоны Камчатки и Сахалина располагается «Охотия» — срединный массив неглубоких дентральных районов Охотского моря. Судя по данным сейсмозондирования (фиг. 15), Охотия имеет материковое строение земной коры с хорошо выраженным гранитным слоем. Полосы магнитных аномалий протягиваются в пределах этого массива по направлениям, довольно близким к ориентировке складок в палеозойских и докембрийских комплексах Срединного хребта Камчатки и восточного Сахалина (Беляевский, Федынский, 1961). Поверхность массива лежит на глубине 1100-1500 м от уровня моря, но на плоских подводных возвышенностях в его центральной и южной частях массив полнимается до отметки 960 м. На северо-западе (котловина Дерюгина) дно прогнуто до глубины 1744 м. По южному краю массива имеется прекрасно выраженный материковый склон, расчлененный подводными долинами. Они сбегают вниз по склону от края подводных плато (1050 м) до глубины 1700 м и указывают, что в прошлом Охотия была приподнята над уровнем моря (Чемеков, 1957; Красный, 1956). Судя по морфологии и положению в общей структуре. Охотия не может быть включена в рамки Тихоокезнского подвижного пояса с его молодыми глубокным прогибами и кайнозойской складчатостью, переработавшей палеозойские структуры.

Тыловой прогиб, который, как и в других местах, ограничивает подвижный пояс со стороны континента, рассекает здесь в интервале от верховьев р. Пенжиной до мыса Лопатка наискось область палеозойской консолидации, а дальше проходит на юго-запад между нею и внешней зоной. Он составляет часть единой дугообразной зоны растяжения и прогибания, заполненной верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями и состоящей из Пенжинского и Западно-Камчатского (с котловиной Тинро) прогибов на востоке и Южно-Охотской впадины — на юге. Перечисленные три прогиба мы объединяем под названием Курило-Пенжинского тылового или краевого прогиба (Кропоткин, 1961). Судя по геофизическим данным, толщина коры в его северной части, в районе впадины Тинро и материкового склона западной Камчатки, составляет около 20 км, а за вычетом верхнемеловых и третичных отложений — 10—15 км. Такое уменьшение толщины фундамента в два-три раза проще всего объясняется как результат растяжения.



Фиг. 15. Сводка сейсмических разрезов земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану по направлению: р. Колыма (Усть-Средникан) — Тихий океан (юго-восточнее о-ва Итуруп), по Аверьянову, Вейцман и др. (1962)

І — слой воды со средней скоростью v около 1,5 км/сек; 2 — осадочный слой, v — около 2 км/сек; 3 — осадочные слои, v — 3,5—4,7 км/сек; 4 — «гранитный» слой, v — около 6 км/сек; 5 — «базальтовый» слой, v — около 6,5—6,8 км/сек; 6 — подкоровый слой, v — около 8 км/сек; 7 — областы резких изменений угла наклона границ, по сейсмическим данным; 8 — очаги землетрясений; 9 положение срединной поверхности сейсмической зоны. Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5

В южной части прогиб переходит в глубокую котловину, имеющую океанический тип строения коры. Толщина коры составляет здесь 12— 15 км; ее нижнюю половину слагает базальтовый слой, а верхнюю — осадочные отложения, в которых скорость продольных волн около 3,5 км/сек. Плоское дно котловины лежит на глубине 3000—3300 м. Этот переход от материковых структур с утоненной корой к структуре с еще более тонкой корой, лишенной гранитного слоя, связан, по нашему мнению, с величиной растяжения. Там, где растяжение материковых глыб приводит к их разрыву, возникают впадины с корой океанического типа, ограниченные хорошо выраженными материковыми склонами (см. главу IV; Кропоткин, Власов, 1960). Базальтовый слой, выстилающий впадину в южной части Охотского моря, вероятно, составляет продолжение верхнемеловых и третичных эффузивных толщ, известных по их берегам.

Структурные соотношения Курильской дуги и Курило-Камчатского желоба рассматриваются ниже, на стр. 65—67.

# САХАЛИН И СОСЕДНИЕ РАЙОНЫ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И ОХОТСКОГО МОРЯ

Геологическое строение о. Сахалин изучено лучше, чем строение тех районов подвижного пояса, которые мы уже рассмотрели (фиг. 16, 17). Основные данные по геологии и тектонике Сахалина суммированы в работах Е. М. Смехова (1947, 1953, 1957), С. Н. Алексейчика (1954, 1962,



Фиг. 16. Характер складчатости в области геосинклинория Татарского пролива (югозападный Сахалин), по А. В. Соловьеву (1958)

I — системы антиклинальных складок; 2 — консолидированные участки древней складчатости;
3 — предполагаемая граница кайнозойской геосинклинальной области. I — Хандасинская группа складок; II — антиклинорий Поронайского хребта; IV — антиклинорий Приморского хребта; V — Углегорская группа складок; VII — антиклинорий Южно-Сахалинского хребта; VIII — Айская группа складок; IX — Невельская группа складок; X — Корексая струппа складок; IX — Корексая струппа складок; IX — Невельская группа складок; X — Морексая струпа складок; IX — Невельская струпа складок; X — Корексая структура

4963), Г. М. Власова (1958, 1959), А. В. Соловьева (1958), Н. Г. Бродской (1963), А. П. Милашина (1960), Е. М. Рудича (1958), С. Д. Гальцева-Безюк и О. А. Мельникова (1962) (Исслед. геол. и нефт. Сахалина, 1961; Козырев и др., 1960; Гальцев-Безюк, Сычев, 1963; Сальников и др., 1963). Вулканизм о. Сахалин изучался В. Н. Шиловым (1957, 1958, 1959), общие вопросы структурных соотношений Сахалина и Японии —

Е. М. Рудичем, В. В. Белоусовым (Белоусов и Рудич, 1960; Рудич, 1962) и С. Н. Алексейчиком (1962). Вопросы сейсмотектоники рассматривались В. Е. Дибровым (1957) и Л. М. Балакиной (1962). Строение соседних районов Охотского моря освещено Г. Б. Удинцевым (1957, 1961), Татарского пролива и Японского моря — Н. Л. Зенкевичем (1957, 1959), В. Ф. Канаевым и Г. Б. Удинцевым (1961), М. В. Кленовой (Кленова и Гершанович, 1951) и В. М. Лавровым (1961).

В современной структуре Сахалина выделяются два крупных, хорошо морфологически выраженных антиклинория — Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский и разделяющая их Центральная, или Тымь-Поронайская, депрессия, называемая также Центральным синклинорием или Срединной синклинальной зоной. Западно-Сахалинский антиклинорий продолжается на юге в Центральный антиклинорий о. Хоккайдо, а Восточно-Сахалинский прослеживается в виде подводного хребта на 200 км и обрывается у края глубокой впадины южной части Охотского моря. Палеозойский складчатый фундамент выступает на поверхность в ядре Восточно-Сахалинского антиклинория и залегает на небольшой глубине (800 м по скважинам на правобережье р. Поронай) под Центральной депрессией в средней части острова. На юге имеются еще два выступа палеозойского фундамента — Южно-Сахалинский (Сусунайский) и Новиковский (Тонипо-Анивский) антиклинории. На северной оконечности острова по выходам меловых отложений вырисовывается антиклинальное поднятие п-ова Шмидта, которое мы рассматриваем как продолжение Восточно-Сахалинского антиклинория, а А. П. Милашин — как особую, параллельную ему структуру (Шмидтовский антиклинорий).

В северной части Центрального синклинория, у западного побережья (в зоне Татарского пролива) и у восточного побережья, в основном уже на шельфе под водами Охотского моря, фундамент опускается на большую глубину под мощные комплексы верхнемеловых и третичных отложений. Мощность одних лишь неогеновых отложений составляет 6 км в северной части острова, 4 км — у западного и восточного побережий. Таким образом, поверхность домелового фундамента и контуры новейших погружений (см. фиг. 11-А, 11-Б, 11-В) обрисовывают в области Сахалина и Татарского пролива глубокий двойной прогиб, вдающийся между Сихотэ-Алинем и Охотией на 700 км внутрь области, консолидированной мезозойским и палеозойским орогенезом. Этот поперечный прогиб, вероятно связанный с разломами и растяжением платформ и постепенно затухающий по мере удаления от основной геосинклинальной системы, находит себе аналогию в Пенжинском прогибе, расположенном между главным массивом мезозоид и консолидированными участками Срединного хребта Камчатки и восточного побережья Пенжинской губы.

Н. С. Шатский сравнивал прогиб Сахалина с краевыми прогибами. «Весьма своеобразной и очень важной разновидностью краевых прогибов являются поперечные прогибы, заходящие далеко в глубь платформ. Примерами их являются впадины Донецкого и Кузнецкого бассейнов. Поперечные прогибы формируются тогда же, когда и краевые, т. е. в период складчатости и горообразования в соседней геосинклинальной системе, но

Сахалинский

располагаются не вдоль края платформы, а поперек или косо ло отношению к нему» (Тектонич. карта СССР, 1957, стр. 22). Складчатая система центрального Хоккайдо и

о. Сахалин характеризуется на севере мерилиональным, а на юге - северозападным простиранием структур. Двигаясь с юга на север, можно в Хоккайдо-Сахалинской системе отчетливо проследить ослабление геосинклинальных черт — уменьшение роли вулканогенных пород в разрезе мезозоя и кайнозоя, уменьшение напряженности пликативных дислокаций (шарьяжи

Фиг. 17. Геоструктурная схема Сахалина (по А. П. Милашину, 1960)

1 — пониженное поле аномалий силы тяжести; 2 — повышенное поле аномалий силы тяжести; 3 - антиклинории; 4 — синклинории. Антиклинории: І — Шмилтовский, III - Восточно-Сахалинский, V - Рыбновский, VII - Западно-Сахалинский, ІХ — Сусунайский, XI — Мицулевский, XII — Тонино-Анивский, XIV — Крильонский. Синклинории: II — Восточно-Сахалинский, IV — Байкальский, VI — Тымь-Поронайский, VIII — Углегорско-Чеховский, Х-Южно-Сахалинский, ХІІІ - Анивский

залив **~**\*\* ٩ ~ о. Сахалин a m жно-Сахалинск

в районе месторождения Исикари на о. Хаккайдо, пологие куполовидные антиклинали на севере в Охинском районе), ослабление интрузивной деятельности. Третичная геосинклиналь перерождается в северном направлении в структуру типа краевых прогибов (так называемую структуру входящего угла, по Н. С. Шатскому), которая окончательно затухает где-то в Охотском море, недалеко от устья Амура.

По своему положению в общем структурном плане Тихоокеанского пояса, по ограниченному развитию вулканогенных формаций среди верхнемеловых и третичных отложений и по неглубокому или поверхностному залеганию позднегерцинского или раннемезозойского складчатого фундамента в Центральной депрессии и на антиклинориях Сахалина и в центральной части о. Хоккайдо вся складчатая система Хоккайдо и Сахалина должна быть отнесена к внутренней зоне.

Мерициональные разломы определяют тектонику Сахалина. Они отделяют оба антиклинория от Центральной депрессии, прослеживаются вдоль осевой части Восточно-Сахалинского антиклинория на северном Сахалине и тянутся у западного побережья. Глубинный характер этих разломов виден из того, что к некоторым из них приурочены ультраосновные интрузип (п-ов Шмидта, восточное побережье на 51° с. ш.) и цепи третичных вулканов. Так, например, у западного побережья цепь третичных вулканов. судя по исследованиям В. Н. Шилова, протягивалась на площади, занятой сейчас Татарским проливом, далеко на север и на юг от вулканического массива и-ова Ламанон. Параллельный этому разлому крупный сброс прослеживается в рельефе дна Татарского пролива и северной части Японского моря от вулканических островов Рисири. Ребун и Монерон до  $50^{\circ}$  с. ш. на расстоянии 20-50 км от берега Сахалина. Этот разлом в ослабленной форме проявляется и севернее, между 51°30' и 53°30', отделяя чизменное побережье Татарского пролива и Амурского лимана от тех приподнятых участков северо-западного Сахалина, которые лежат на продолжении Запално-Сахалинского антиклинория.

Татарский пролив представляет собой молодой грабен, углубляющийся и открытый на юг, в сторону Японского моря. На севере этот грабен суживается и затухает. Западный борт грабена представляет флексуру или сброс, который южнее переходит в сбросовую дислокацию материкового склона, отделяющую складчатый Сихотэ-Алинь от глубокой впадины Японского моря. Историю формирования структур Сахалина можно представить как результат верхнемеловых и третичных растяжений, за которыми в неогене и четвертичном периоде последовало довольно интенсивное сжатие. Растяжение и образование сбросов и грабенов, похожих на современный грабен Татарского пролива и связанных, возможно, с некоторым смещением Хоккайдо-Сахалинского блока на юг, в сторону Тихого оксана, привело к образованию прогибов вдоль западного и восточного побережий острова. Оба прогиба заполнялись осадками в течение верхнего мела, палеогена и большей части неогена. Постепенно растяжение сменилось сжатием. Сжатие усилилось в особенности к концу неогена и привело к формированию складок в зоне обоих антиклинориев. Деформированные осадочные толщи были выдавлены и частью налвинуты на Центральную депрессию. По всем крупным разрывам образовались надвиги. Некоторые из них прослеживаются на большом расстоянии по простиранию; однако амплитуда перемещений по надвигам была невелика (до 4 км). Так. например, бурением доказан надвиг меловых отложений на палеогеновые по разлому, отделяющему Западно-Сахалинский антиклинорий от Центральной депрессии в районе сел. Победино. Структура Западно-Сахалинского антиклинория не типична для антиклинориев альпийских складчатых областей. В сущности это моноклиналь, усложненная пологой волнистостью и складчатостью и постепенно опускающаяся на запад, в сторону Татарского пролива. Восточный край моноклинали, где фундамент залегает неглубоко под верхнемеловыми отложениями, вздернут и надвинут на Центральную депрессию.

С этой точки зрения депрессия Татарского пролива может рассматриваться как часть Западно-Сахалинского прогиба, еще не захваченная процессом складкообразования. А. В. Соловьев рассматривает всю западную часть Сахалина вместе с Татарским проливом как единый крупный прогиб («геосинклинорий»). Складчатость началась в зоне антиклинория в конце мела (ларамийская фаза), но основные складкообразовательные процессы падают на конец плиоцена — начало четвертичного периода.

Общее сжатие выразилось на Сахалине в складчатой деформации всей толщи третичных отложений на крыльях обоих антиклинориев и на их погружении в северной части острова. Складки имеют меридиональное и северо-западное направление. Они разорваны взбросами с надвиганием на запад в зоне западного крыла Западно-Сахалинского антиклинория и на его северном погружении. В северной части Сахалина, на продолжении Восточно-Сахалинского антиклинория и по всему восточному краю Западно-Сахалинского антиклинория, надвиги перемещались на восток, а на юге, в Сусунайском антиклинории, палеозойские блоки надвигались в западном направлении.

Современная сейсмичность Сахалина и Татарского пролива и анализ смещений в очагах землетрясений показывают, что горообразование на Сахалине продолжается и в настоящее время, причем дислокации обязаны не только сжатию, но и сдвигу отдельных блоков по разломам. Вероятно, все крупные разломы, как, например, разрыв, который отделяет Западно-Сахалинский антиклинорий от Центральной депрессии, имеют здесь сдвиговую компоненту смещения. По своей ориентировке эти разломы почти параллельны Фудзино-Иманскому сдвигу в хребте Сихотэ-Алинь (Силантьев, 1963). Левосторонний сдвиг северо-западного направления прослеживается в южной части острова севернее и восточнее Холмска от западного побережья острова до залива Анива. Частично этот сдвиг переходит в надвиг. Со сдвиговыми смещениями в южной части Сахалина связан интересный факт непараллелизма частных антиклинальных и синклинальных складок по отношению к общему простиранию Западно-Сахалинского антиклинория. Оси складок юриентированы в направлении северо-запад юго-восток под углом 20-45° к простиранию антиклинория в целом; то же самое наблюдается и в северной части о. Хоккайдо. Здесь будет уместно упомянуть, что в главном антиклинории Сихотэ-Алиня также наблюдается непараллелизм и кулисообразное расположение складок, но эти соотношения указывают здесь на сдвиг противоположного знака.

## СИСТЕМА ОКРАИННЫХ ЖЕЛОБОВ И ОБЩАЯ ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МОЛОДЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СЕКТОРЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

В главе I уже говорилось, что Тихоокеанский подвижный пояс окаймлен, как правило, с обеих сторон рядами депрессий, образовавшихся или углубившихся в течение верхнего мела и кайнозоя (см. фиг. 10, 11-А, 11-Б, 11-В). Со стороны океана такой ряд депрессий образуют глубокие сейсмичные желоба, со стороны материка — краевые иля тыловые прогибы и впадины окраинных морей, которые часто составляют их продолжение по простиранию. Во многих случаях несомненна роль растяжений в формировании этих прогибов, тогда как во внутренней части подвижного пояса, в его осевых частях, мы видим все признаки сильнейшего сжатия (складчатые горные сооружения). Такая закономерность в расположении молодых структур, наиболее просто выраженная в юго-восточном секторе (Южная Америка), наблюдается и в северо-западном секторе, но проявляется здесь в более сложной системе дислокаций. На стороне, примыкающей к материкам, депрессии подвижного пояса образуют следующий ряд: 1) впадина Японского моря, Татарского пролива и того прогиба, из которого развился Западно-Сахалинский антиклинорий; 2) прогиб в северной части Восточно-Сахалинского антиклинория и к востоку от него, может быть связанный с впадиной Дерюгина в Охотском море; 3) Курило-Пенжинский тыловой прогиб, который состоит из глубокой впадины в южной части Охотского моря, Западно-Камчатского прогиба, впадины Тинро и Пенжинского прогиба; 4) впадина глубокой части Берингова моря с ее продолжением в тыловые прогибы, протягивающиеся на севере в низовья Анадыря, а на востоке — параллельно вогнутой стороне Алеутской дуги в юго-западную часть Аляски.

Прогибы Японского моря и Сахалина связаны с Хоккайдо-Сахалинской системой дислокаций, которая продолжается в Японскую островную дугу. Курило-Пенжинский прогиб связан с Курильской дугой, а прогиб Берингова моря — с дугой Алеутских и Командорских островов.

С этими же тремя дугами связаны соответственно три звена внешнего ряда прогибов, примыкающие к Тихоокеанской платформе, — желоба Японский, Курило-Камчатский и Алеутский. С каждой из трех систем связан свой ряд вулканов и землетрясений, вплоть до глубокофокусных (в Алеутской дуге очаги до глубин 300 км, в остальных — до 600 км), приуроченных к наклонным зонам скалывания. Зоны скалывания опускаются в сторону материков под углом от 40 до 60°.

Г. Хесс подчеркнул факт причленения глубинных зон скалывания под углом друг к другу (Хесс, 1952). Это особенно заметно на стыке Алеутской и Курило-Камчатской систем дислокаций (угол около 90°), слабее выражено на стыке Курильской и Японской дуги и хорошо заметно по расположению вулканов и глубокофокусных землетрясений в более южном районе, где Марианская дуга примыкает под прямым углом к Японской дуге (см. главу III). Тектонические карты Г. Б. Удинцева, основанные главным образом на геоморфологическом анализе рельефа дна дальневосточных морей, показывают, что и в ближайших частях Тихоокеанской платформы наблюдаются крупные формы (окраинные валы и впадины), повторяющие общее направление желобов (Удинцев, 1961).

Рельеф желобов описан в работах Г. Б. Удинцева, Н. Л. Зенкевича, Г. Менарда, Р. Дитца и Г. Мэррея (Удинцев, 1955, 1960а, б; Зенкевич, 1961; Menard, Dietz, 1951; Murray, 1945). В них приводятся поперечные профили желобов, показывающие интересные особенности, которые являются общими для всех этих замечательных структур. Глубина дна желобов местами достигает десяти с лишним километров (Японский, Курило-Камчатский желоба) и 7678 м — в Алеутском желобе. Таким образом. в их осевой части дно опущено на 2-4 км ниже среднего уровня Тихоокеанской океанической плиты, с которой все желоба имеют много общего по характеру строения земной коры. Крутой склон от островной дуги к желобу всегда имеет несколько уступов сбросового характера, иногда очень резких (углубление на 1-2,5 км на расстоянии 5-10 км). Часто наблюдаются гребневидные выступы на этих склонах, параллельные простиранию желоба; такие гребни поднимаются над общим уровнем склона на 200-1000 м и связаны, вероятно, с неравномерным оползанием масс во впадину. У оси желоба нередко протягивается узкая горизонтальная площадка, выравненная благодаря накоплению осадков вулканических продуктов на дне впадины. То, что эти площадки очень малы, а во многих случаях даже отсутствуют, может служить доказательством молодости тектонического рельефа желобов. В большинстве случаев поверхность крутого внутреннего склона, спускающегося на 5-10 км от оси островной дуги к оси желоба, соединяется под углом с более ровной и пологой поверхностью внешнего склона, которая постепенно переходит в поверхность окраинного вала на Тихоокеанской платформе. Полъем уровня дна на

внешнем склоне от оси желоба до оси окраинного вала составляет обычно около 3—4 км на расстоянии 100—250 км (фиг. 18).

Эти морфологические особенности получают хорошее объяснение в гипотезе надвигания, предложенной Г. Штилле, Д. Умбгровым и др. Островная дуга, по-видимому, постепенно надвигается на поверхность коры



Фиг. 18. Поперечные профили, характеризующие рельеф глубоких желобов, расположенных по периферии Тихого океана, по Р. Дитцу (Dietz, 1954), с дополнениями.

Глубина дана в метрах. Вертикальный масштаб больше горизонтального в 12—17 раз. Справа указан размер горизонтального отрезка, соответствующего длине 1° по меридиану (111 км). Пунктир показывает поверхность внешнего борта желоба и ее вероятное продолжение под надвиг, стрелки – направление надвигания островных дуг

Тихого океана, подобно тому, как это происходит в так называемых послеэрозионных надвигах, описанных О. Ампферером в Восточных Альпах, Н. П. Херасковым в Таджикской депрессии и др. Как известно, в этих случаях чешуя надвига наползает прямо на дневную эрозионную поверхность, производя смятие покоящихся на ней отложений только в очень узкой полосе вблизи фронта надвига. Поверхность внешнего склона желоба погружается к внутренней части желоба всегда с наклоном, который возрастает (если пренебречь деталями) по мере приближения к оси желоба. Экстраполируя эту поверхность и увеличивая ее наклон под внутренним склоном желоба, мы легко можем убедиться в том, что она как раз совпадает со средней поверхностью глубинной сейсмичной зоны скалывания (см. фиг. 15) и с линией, на которой наблюдается наибольший градиент изменения изостатических аномалий (фиг. 19)<sup>1</sup>. Крутая лобовая часть надвига, т. е. выпуклый склон островной дуги, естественно, рассекается при этом разломами, которые облегчают возникновение крупных подводных оползней и соскальзывание масс, т. е. процессы типа гравитационного



Фиг. 19. Схемы возникновения сопряженных зон положительных и отрицательных изостатических аномалий силы тяжести

A — сжатие и надвигание (схема Г. Штилле); показано разложение сил на составляющие векторы. Вертикальные силы  $F_1$  и  $F_2$  вызывают подъем I блока выше положения, соответствующего гидростатическому равновесию, и опускание II блока ниже положения равновесия. В целом зона, включающая оба блока, может быть изостатически уравновешена

Б — коробление коры и подкоровых слоев, постепенно ослабевающее с глубиной по мере перехода в более пластичную зону мантии (схема Д. Гленни, Ф. Венинг-Мейнеса и Л. Кинга). Коробление рассматривается как упругая деформация, вызванная тангенциальным сжатием. Пунктиром указано положение поверхности, соответствующее изостатическому равновесию. Двойные стрелки на обоих чертежах изображают сжатие

тектогенеза. Так можно объяснить наличие сбросовых уступов, оползневых западин и гребней на внутренних склонах желобов и колоссальную высоту и крутизну этих склонов, сравнимую только с крутизной самых высоких горных хребтов.

Гипотеза надвигания, которую мы рассмотрим более подробно в заключительной главе, получает подтверждение в новейших сейсмологических исследованиях (Балакина, 1962; Honda, 1959; Федотов, 1961).

Узкие полосы резких магнитных аномалий обнаружены в северо-западной и северо-восточной частях Тихого океана. В районах, расположенных к востоку от Хоккайдо, Курильских островов и Камчатки (до 170° в. д.), они имеют, по данным О. Н. Соловьева, северо-восточное, курильское простирание, которое постепенно становится восток-северо-восточным, почти широтным, по мере приближения к центру Тихого океана. Оси этих аномалий упираются под примым углом в Алеутскую систему аномалий, которая с обеих сторон охватывает Алеутский желоб в районе Командорских островов и имеет северо-западное простирание в этой части островной дуги и в ближайших частях Берингова моря. Такие соотношения могли бы иметь место при надвигании Алеутской системы дислокаций на более древнюю

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Произведя в крупном надвиге, рассекающем земную кору, разложение сил по правилу параллелограмма, легко убедиться, что в нем должны быть нарушения изостазии — поднятие масс выше положения равновесия в надвинутом блоке и опускание в поддвинутом. Наблюдаемые изостатические аномалии вполне соответствуют этой схеме. Но такое расположение положительной и отрицательной аномалий может быть вызвано также короблением земной коры под действием тангенциального сжатия. Скорее всего фактически имеет место комбинация обеих причин.

систему, характеризующуюся северо-восточным простиранием в северозападной части Тихого океана.

У северо-американского побережья аномалии имеют меридиональное и северо-восточное простирание и подходят к береговой линии и к линии материкового склона под углом 40° в районе Калифорнии и под углом 70° в районе о. Ванкувер. Эта система аномалий прослеживается на 4000 км от берега (до 151° з. д.) вкрест простирания широтных разломов Мендосино, Пайонир и Мэррей (см. главу IX).

С позиций теории надвигания мы получаем возможность объяснить разнообразие структур земной коры и общую ориентировку линеаментов в северо-западном секторе Тихоокеанского пояса. Эти динеаменты хорошо видны на тектонических картах (см. фиг. 1, 10 и др.), на карте позднекайнозойских деформаций (см. фиг. 11-А, 11-Б и 11-В) и на картах аномалий магнитного поля, составленных О. Н. Соловьевым (Беляевский, Федынский, 1961) и Л. А. Ривошем (Тихонов, Ривош, 1961; Ривош, 1963; Штейнберг и др., 1962). Они параллельны простиранию складчатости в Хоккайдо-Сахалинской. Курило-Камчатской и Алеутской системах и связаны с крупными разломами (ограничениями прогибов, желобов) и линиями, на которых располагаются ряды вулканов и ультраосновных интрузивных тел. Глубокие, лишенные гранитного слоя впалины окраинных морей — Японского и южной части Охотского и Берингова — выглядят как прорехи в сиалическом слое, возникшие на тыльной стороне островных дуг при дрейфе дуг в сторону Тихого океана. По-видимому, раздроблению и растяжению полверглись главным образом консолидированные раннемезозойской, позднегерцинской или докембрийской складчатостью области материкового строения. Они охватывали Корею, южное Приморье, полводную возвышенность Ямато (расположенную сейчас в центре Японского моря), внутреннюю зону Японии, Сахалин, Охотию, массивы Срединного хребта Камчатки и побережья Пенжинской губы и большую часть Берингии массива, расположенного в северной половине Берингова моря. Сбросы, которыми ограничены впадины растяжения со стороны материка, сопровождаются крупными линейно-вытянутыми магнитными аномалиями. Такие аномалии тянутся у берегов Сихотэ-Алиня до 50° с. т. и по всему южному ограничению Охотии. Эти аномалии, следующие вдоль материкового склона подводной возвышенности Академии наук, смыкаются под прямым углом с теми аномалиями, которые ориентированы вдоль прогиба и антиклинория восточного Сахалина у запалного края Охотии.

Характерный коленообразный изгиб структур в южной части Камчатки находит себе простое объяснение как результат более значительного смещения Курило-Камчатской дуги и бо́льшего растяжения в южной части Курило-Пенжинского тылового прогиба, т. е. во впадине на юге Охотского моря, по сравнению с его северной частью — Западно-Камчатским и Пенжинским прогибами. Как уже было указано выше, аналогичные смещения в пределах Курильской дуги имели, по-видимому, характер сдвигов и создали характерное кулисообразное строение дуги с глубокими вырубленными в ней поперечными грабенами (проливы Буссоль и Крузенштерна).

К тыловой зоне растяжения с внешней стороны примыкает зона сжатия, в которой, как предполагают Э. Краус, Р. Дитц, Д. Григгс и другие, вероятно, происходит «засасывание» (Verschluckung, как обычно называют этот процесс немецкие тектонисты), стяжение, сокращение слоев коры под действием подкоровых течений. Это — зона островных дуг и желобов. Растяжение коры, происходившее во внутренней зоне, компенсировалось в ней соответствующим сжатием. Здесь образовалась новейтая складчатость, усложненная надвигами и взбросами, и происходило общее надвигание островных дуг в сторону океана при одновременном поддвигании под них и общем погружении Тихоокеанской коры в зонах, соответствующих внешнему склону желобов (см. фиг. 3). Судя по характеру напряже-



Фиг. 20. Расхождение глубокофокусной сейсмической деятельности на промежуточной глубине, по Г. Хессу (1952)

1 — зоны глубокофокусных землетрясений; 2 — оси геоантиклиналей (в.трактовке Хесса); 3 — оси желобов («тектогенов»); 4 — фокусы землетрясений большой глубины (300—650 км); 5 — фокусы землетрясений умеренной глубины (60—300 км)

ний и смещений в очагах землетрясений, такое сжатие и надвигание масс в сторону Тихото океана продолжается и в настоящее время.

Основываясь на этих представлениях о динамике новейших тектонических движений, можно объяснить такие странные на первый взгляд факты, как уже упоминавшиеся на стр. 62 сочленение островных дуг под прямым углом, общие очертания дуг и оборванную или круто изогнутую форму складчатых хребтов южной Камчатки и подводных хребтов в Беринговом море.

По-видимому, надвиг, который сначала мог быть единым для всего северо-западного сектора пояса, наползал в сторону Тихого океана неравномерно. Одни его части отставали от других в этом движении, в результате чего произошли крупные вертикальные разрывы, приблизительно перпендикулярные к фронту надвига. Из одного глубинного надвига могло образоваться несколько отдельных надвиговых систем: Марианская, Японская, Курильская и Алеутская. Эти системы чешуй и складок соприкасаются друг с другом по линиям сдвигов меридионального и северо-западного направлений, вызванных такой неравномерностью движения. По расположению глубокофокусных землетрясений, как оно показано на фиг. 20, по Г. Хессу, можно убедиться, что от Камчатки до Марианских островов на значительных глубинах система дислокаций еще сохраняет более простую форму двух надвигов, тогда как у поверхности она распадается на три огромные чешуи — Марианскую, Японскую и Курильскую. На рисунке, приведенном в статье Хесса (Хесс, 1952, стр. 163), можно убедиться, что каждая из них прекрасно выражается в расположении парных (положительных и отрицательных) изостатических аномалий.

Неравномерностью в продвижении островных дуг в сторону Тихого океана можно объяснить как их общую изогнутую форму, так и разделение некоторых дуг на отдельные звенья, кулисообразно смещенные друг относительно друга (Курильская дуга, дуга Рюкю). Резкий коленообразный изгиб простирания на южной Камчатке между 52,5 и 54° с. т., который хорошо заметен не только в ориентировке складок, разломов и форм рельефа на суше и на морском дне, но и в ориентировке магнитных аномалий на суше и на море, сказывается и севернее, до 56° с. т. Изменение простираний заметно в рельефе морского дна; оно выражается в отклонении к юго-востоку осей подводных возвышенностей, лежащих на продолжении Кроноцкого полуострова и Камчатского мыса. Оси подводных долин или грабенов ориентированы здесь на материковом склоне с юго-востока на северо-запад, тогда как грабенообразные депрессии, лежащие на их продолжении на суше (у края Восточно-Камчатского прогиба), имеют северо-восточную ориентировку.

Такое отклонение простираний во внешней зоне Камчатки межлу 52.5 и 56° с. ш. естественно связать с влиянием Алеутской системы дислокаций (дуга, желоб, вал около него), которая подходит к Камчатке под прямым углом как раз в этом районе и должна влиять на ориентировку напряжений, создавая, так сказать, препятствие к продвижению Курило-Камчатского надвига. Южнее, где этого препятствия нет, структуры южной оконечности Камчатки и Курильской дуги могли более свободно перемещаться в сторону Тихого океана в юго-восточном направлении, вследствие чего и произошел изгиб и перекос структур, сопровождавшийся расколами северо-западно — юго-восточной ориентировки. Суммарное сдвиговое перемещение Курил и южной Камчатки по отношению к центральной Камчатке, по-видимому, составляет около 150 км. Таким образом, расколы северозападно — юго-восточной ориентировки, перпендикулярные к общему простиранию Камчатских структур, расколы, по которым, как это было указано еще А. Н. Заварицким, располагаются поперечные ряды вулканов, имеют, с нашей точки зрения, такую же сдвиговую природу, как и поперечные расколы в проливах Крузенштерна и Буссоль и на многих островах Курильской дуги, отмеченные на тектонических картах Г. Б. Улинпева и пругих (Удинцев, 1961). Они также сопровождаются поперечными рядами наземных и подводных вулканов (Безруков и др., 1958). Сдвиговый характер поперечных разломов доказывается, как уже говорилось на стр. 55. непосредственно по данным картирования на Малых Курилах (о. Шикотан).

Связь поперечных разломов и коленообразных изгибов с неравномерным продвижением островных дуг в сторону Тихого океана уже давно отмечалась японскими геологами в средней части о. Хонсю. Э. Науманн еще в 1887 г. обратил внимание на изгиб магнитных аномалий и коленообразный изгиб складчатых структур и горных хребтов в районе так называемого Великого Грабена (Фосса Магна), т. е. как раз в том месте, где к Японской дуге под прямым углом примыкает дуга островов Марианских и Идзуситито. Вероятно так же, что, как и на Камчатке, эта перпендикулярная дуга создавала препятствие надвиганию Японской дуги и вызвала появление поперечных расколов, сдвигов и поперечного ряда вулканов. Структура и современные дислокации Японской дуги более подробно рассмотрены в главе III.

Замечательные особенности рельефа дна Берингова моря — меридиональный подводный хребет на продолжении Олюторского антиклинория и закрученная подводная дуга банки Бауэрс — трудно объяснить, не прибегая к представлению о горизонтальных движениях, связанных с дрей-



Фиг. 21. Ориентировка векторов намагниченности в горных породах Японских островов, по Каваи, Куме и Ито (Kawai, Kume, Ito, 1962)

А — по третичным (главным образом неогеновым) и четвертичным породам; как в северной, так и в южной Японии векторы (за редкими исключениями) параллельны меридианам; Б — по мезозойским и верхнепалеозойским породам; видно, что имеется систематическая разница в ориентировке векторов намагниченности пород северной и южной Японии; В — реконструкция (пунктир), необходимая для устранения разницы в ориентировке векторов; Е — разлом по западному борту Великого Грабена (Фосса Магна), G — зона островов Идзуситито (Бонинско-Марианская дуга)

фом Алеутской дуги. Олюторский антиклинорий в той части, которая расположена на суше, параллелен общему северо-восточному простиранию других структур внешней зоны Камчатки и Корякского нагорья. Можно предположить, что прежде этот антиклинорий протягивался параллельно антиклинорию гряды Малиновского (п-ов Говена) и о. Карагинского и Восточному антиклинорию Камчатки, но в дальнейшем был отщеплен от основного пучка структур и испытал изгиб, благодаря которому он имеет меридиональную ориентировку в своей подводной части у Олюторского мыса.

Дуга банки Бауэрс, несомненно, представляет собой продолжение более северной из тех двух геоантиклиналей, которые видны в структуре Крысьих островов в системе Алеутской дуги. Отщепленная от общего пучка Алеутской системы она образует несколько звеньев (о. Семисопочный, банка Бауэрс с глубиной 22 м, возвышенности с глубиной 200—567 м; см. Coats, 1959). Они почти прямолинейны, но повернуты по отношению друг к другу так, что образуют полукруг с радиусом кривизны, равным всего лишь 180 км. Из других геоантиклинальных структур островных дуг только немногие (о-ва Фиджи, дуга островов Новой Британии и Новой Ирландии, восточная дуга Молуккских островов от Церама до Танимбара) закручены почти так же сильно с радиусом кривизны 200—280 км. Во всех этих случаях также наблюдается разламывание дуги на отдельные сравнительно прямолинейные звенья и обнаруживается связь с разнородными горизонтальными движениями в ближайших областях.

Прослеживая постепенное изменение простирания отдельных блоков дуги банки Бауэрс и о. Семисопочного, легко убедиться, что первоначально эта дуга должна была иметь более простую структуру и лежала, вероятно, на тыльной стороне Алеутской дуги параллельно ее восточной части. Начиная с работ Э. Зюсса, С. Токуды, Э. Бейли и других и вплоть до новейших исследований С. Эхары, Т. Кобаяси, С. Бубнова, Г. Хесса, Г. Штилле и других, в основе различных объяснений изогнутой формы островных дуг лежит одна и та же основная идея, а именно — предположение о том, что первоначально структура дуги имела более прямолинейную, более простую форму. Изгиб дуги рассматривается почти всеми авторами как результат позднейшей деформации.

Это представление о первоначальной прямолинейности складчатых систем было в значительной мере интуитивным. Оно основывалось на необходимости свести сложную структуру к какой-то более общей и простой картине тангенциальных напряжений в земной коре и на том. что глубинные разломы, по которым начали развиваться прогибы и складчатые структуры в системах островных дуг, должны были иметь сравнительно прямолинейные очертания. Интуитивные догадки подтвердились с открытием глубокофокусных землетрясений и с проведением палеомагнитных исследований, доказывающих позднейший изгиб Японской дуги (фиг. 21). В следующих главах приводится большое количество палеогеографических. тектонических и батиметрических данных, позволяющих довольно уверенно построить реконструкцию прежнего расположения Японской дуги по отношению к континенту. Основываясь на этих данных и на предположении, что все крупные структуры внешней зоны — островные дуги и геоантикличали типа Олюторского хребта и банки Бауэрс — также имели в проплом более простые, более прямолинейные очертания, мы попытались составить гипотетическую схему прежнего их расположения. Из сравнения такой реконструкции с нынешним расположением структур внешней зоны была получена общая схема динамики движений в течение верхнемелового и кайнозойского времени. Она намечена стрелками на фиг. 10.

# Глава III

# ТЕКТОНИКА ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ<sup>1</sup>

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ ЯПОНИИ

Основы изучения тектоники Японии были заложены еще в 1880-х годах Э. Науманном п Т. Харадой. Они обратили внимание в основном на молодые разломы и в своих выводах базировались главным образом на орографических данных и расположении вулканов (Naumann, 1885; Naumann, Neumayr, 1893; Harada, 1888). Уже тогда в пределах Японской дуги, т. е островов Хонсю (Ниппон), Сикоку и Кюсю, были намечены две зоны, вытянутые по простиранию, — внутренняя и внешняя, разделенные гак называемой «средней линией» (Median line), и был выделен поперечный по отношению к этим структурам «Великий Грабен» (Fossa magna), вблизи которого обе зоны испытывают коленообразный изгиб. Науманн впервые попытался связать структурные особенности с геофизическими аномалиями, подчеркнув тот факт, что резкий изгиб изогон (линий равного магнитного склонения) на территории Японии совпадает с Великим Грабеном. Однако истинная причина этой связи магнетизма с тектоникой до сих пор остается невыясненной.

Харада дополнил схему Науманна, привязав к ней зоны проявления новейшего вулканизма. Э. Зюсс подчеркнул тот факт, что в Японии пересекаются островные дуги — Рюкю и южная часть Японской дуги на юге, Курильская дуга и северная часть Японской дуги на севере. Ф. Рихтгофен дал менее точную тектоническую карту Японии, чем предыдущие авторы, но обратил главное внимание на простирание сланцеватости в гнейсах и на расположение разломов, ограничивающих горсты Абукума, Китаками и др.

Т. Огава отметил существование надвига гранито-гнейсов срединной зоны островов Хонсю и Сикоку на метаморфические сланцы внешней зоны но разделяющей их «средней линии» и, таким образом, разъяснил тектоническое значение этой разграничительной линии как крупной дизъюнктивной дислокации, связанной со складчатостью (Ogawa, 1906).

Складчатая структура и стратиграфический разрез Японии были изучены позже. Вплоть до недавнего времени основное внимание уделялось стратиграфии осадочных толщ и петрографическому описанию изверженных пород, тогда как серьезное структурное изучение страны и обобщение геотектонических данных почти не производились. Поэтому, несмотря на то, что уже в 1926—1935 гг. почти вся Япония была покрыта геологической съемкой масштаба 1:75000, сопровождавшейся детальным кар-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В дальнейшем для краткости чаще будет употребляться название Япония.

тированием отдельных литологических горизонтов (кремнистых пород, известняков и пр.) и составлением профилей, до сих пор не существует серьезно обоснованной тектонической карты Японии. Имеются лишь отдельные тектонические схемы очень мелкого масштаба, составленные различными авторами, но, по-видимому, не являющиеся общепризнанными среди японских геологов.

Не случайно как в геологическом очерке Японии, изданном в 1926 г. Канехарой, так и в последней сводке по геологии и минеральным ресурсам Японии, составленной коллективом авторов (М. Саито, Т. Мицути, А. Такабатаке, С. Токунага и др.), практически отсутствует раздел тектоники, тогда как стратиграфия осадочных толщ и описание изверженных пород и полезных ископаемых приводятся довольно подробно (Kanehara, 1926; Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961).

Тектоника и история формирования сложной современной структуры Японии постепенно уточнялись в работах Кото (Коtô, 1915, 1931), Ябе (Yabe, 1929, 1954), Кобаяси (Кобаяси, 1939, 1957; Kobayashi, 1941, 1949, 1953, 1956), Уиллиса (Willis, 1940), Иехары (Yehara, 1940), Эхары (Ehara, 1953, 1955—1958, 1960), Минато (Minato, 1950, 1957) и других геологов (Gorai, 1954; Kano, 1959a, 6; Kawai, 1961; Kimura, 1954, 1957, 1959, 1961; Matuzawa, 1959; Zöllich, 1942). Из них наибольший интерес представляют исследования Т. Кобаяси, которые стали известны в особенности после реферата, опубликованного С. Бубновым (Bubnoff, 1942). Кобаяси обратил внимание на выделение тектонических фаз и циклов по несогласиям и фациальным изменениям в стратиграфическом разрезе (триасовый орогенический цикл Акиёси, меловой орогенический цикл Сакава).

Однако за последние годы многие взгляды Кобаяси подверглись серьезной критике, что подчеркнуто в упомянутых статьях Минато и в особенности Гораи. Это связано с определением более древнего (докембрийского, палеозойского) возраста метаморфических комплексов, отнесенных Кобаяси к мезозою, и установлением отчетливых орогенических фаз в палеозое и на границе перми и триаса.

При составлении настоящего очерка и тектонической карты Японских островов (фиг. 22, см. Приложение) важнейшими материалами явились 54 листа уже упомянутой детальной (1:75 000) геологической карты Японии с имеющимися на них профилями, сводная геологическая карта Японии, изданная в 1960 г. (1:3 000 000), Японский геологический атлас Восточной Азии, использованный главным образом при изучении геологического строения островов Рюкю и соседних районов о. Тайваня (Geol. Atlas of East. Asia, 1929), и те сочинения по тектонике Японии в целом и описанию геологического строения отдельных районов, которые указаны в списке литературы. Характерно, что на геологической карте Японии при довольно дробном расчленении осадочных пород по возрасту (десять групп), а изверженных по составу (семь групп с соответствующими условными обозначениями) совершенно отсутствуют обозначения тектонических разрывных дислокаций. Между тем в Японии имеются крупные надвиги и разломы различных типов.

Из стратиграфических работ нами были использованы обзоры, составленные Фуджимото, Хайасака и Минато по палеозою в целом и карбону, Ябе — по перми и карбону, а также по триасу, тем же Ябе и затем Матумото — по меловым отложениям, Ватанабе, Ябе, Хатаз и Номура по третичным отложениям (Отука, 1939; Hayasaka, 1936; Yabe, 1927, 1938; Yabe, Shimizu, 1933; Yabe, Hatai a. oth., 1940; Matsumoto, 1942; Vatanabe, 1938; Makiyama, 1940; Hayasaka, Minato, 1954; Fujimoto, 1961), а также отдельные статьи (Igo, 1960; Ishizaki, 1962; Kano a. oth., 1959; Tokuyama, 1961; Yoshizawa, 1959). Наряду с упомянутой недавно опубликованной в русском переводе новейшей сводкой (Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961), содержащей стратиграфическое описание Японии, и рефератами, опубликованными в Реферативном журнале «Геология», эти материалы позволили довольно отчетливо представить себе палеографию Японии в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое и увязать палеографические особенности с главнейшими структурными элементами.

Проделанная нами работа, конечно, не претендует на полноту; многие сочинения, написанные на японском языке без английского резюме, совсем не могли быть использованы. Все же обрисованная ниже картина строения и развития Японии оказывается достаточно стройной и обоснованной фактами, чтобы ее можно было предложить вниманию читателей. Многие выводы, сделанные при таком обобщении данных, совпали или оказались близкими к тем, которые сделал Кобаяси. Поэтому результаты трех работ Кобаяси — по тектоническим фазам Японии, по меловому орогенезу так называемого цикла Сакава и по триасовому орогенезу Акиёси, равно как и некоторые выводы С. Бубнова, органически вошли в составленный нами текст. Однако в ряде основных вопросов по тектонике и истории развития Японии пришлось прийти к выводам, резко расходящимся с заключениями Т. Кобаяси.

Для общей ориентировки использовался также обзор А. Н. Криштофовича по геологии стран Дальнего Востока и тектоническая схема Евразии, составленная А. Д. Архангельским (Криштофович, 1932; Архангельский, 1941). Основная схема структурного расчленения Японии на крупные тектонические зоны сохранена в том виде, как она была изображена нами в кратком геологическом очерке Японии и на тектонической карте СССР и сопредельных стран (Кропоткин, 1957; Тектонич. карта СССР, 1957).

### ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЯПОНИИ

Япония имеет тектоническую структуру более сложную, чем большинство островных дуг, включая в себя полностью или частично несколько дугообразно-изогнутых систем, подразделяющихся в свою очередь на различные зоны. Такими системами являются: 1) Главная дуга, охватывающая острова Кюсю, Сикоку и Хонсю и сопровождаемая с востока по дну океана глубоким желобом, который прерывается в районе островов Идзуситито и составляет на юге продолжение желоба Рюкю, а на севере смыкается с Курило-Камчатским желобом; 2) дуга антиклинория о. Хоккайдо, продолжающаяся в структуре о. Сахалин; 3) зона складок восточной части о. Хоккайдо, составляющая юго-западную часть Курильской дугообразной системы, которая также сопровождается с внешней стороны параллельным ей глубоким океаническим желобом (Удинцев, 1955; Ehara, 1954; Hashimoto, 1958); 4) зона островов Идзуситито и Бонин, составляющих продолжение Марианской островной дуги, которая с востока окаймляется таким же желобом; 5) дуга островов Рюкю с параллельным ей глубоким желобом в западной части Филиппинского бассейна.

Строение Бонинско-Марианской дуги и дуги Рюкю и особенности рельефа примыкающих к ним желобов описаны Г. Хессом (Хесс, 1952). В дальнейшем мы ограничимся только небольшими дополнениями к этому описанию.

Структура Главной дуги Японских островов и о. Хоккайдо изображена на прилагаемой тектонической карте (см. фиг. 22) и схематическом профиле (фиг. 23). В пределах Главной дуги, обращенной выпуклостью на юго-восток, различается несколько зон. Внешние зоны, расположенные ближе к Тихому океану, существенно отличаются по своему геологическому строению от внутренних зон. Граница между теми и другими носит название средней линии (Median line) и отмечена особым знаком на тектонической карте как линия крупного разрывного нарушения, разделяющего фациальные зоны различного типа (Kimura, 1959; Yabe, 1959).
Переходя с северо-запада на юго-восток, мы видим здесь следующие зоны.

1. Зона о-вов Оки и п-ова Ното; вместе с примыкающим к ней шельфом островов Цусима и побережьем Цусимского пролива она рассматривается нами как участок древней платформы с развившимся на ней Цусимским краевым прогибом (Нактонг), который заполнен главным образом меловыми отложениями. На о-вах Оки и п-ове Ното, как и в ближайших частях срединной зоны, описываемой ниже (хребет Хида), выходят древние, вероятно докембрийские, гнейсы. Их возраст определяется тем, что галька гнейсов встречается в фаунистически охарактеризованных силурийских породах. Петрографически эти гнейсы похожи на докембрийские породы Китая и Кореи и, по мнению некоторых японских геологов, сопоставляются с ними по возрасту.

2. Внутренняя зона складчатых мезозойских и третичных отложений западного побережья о. Хонсю и юго-западной части о. Хоккайдо. Она известна под названием геосинклинальных прогибов Синдзи (в районе п-ова Симане) и Уэцу (на западном побережье центрального и северного Хонсю). С третичными отложениями здесь связаны залежи каменного угля и месторождения нефти в районе городов Ниигата и Акита.

3. Средняя зона, охватывающая часть о. Кюсю, западную, среднюю и северо-восточную части о. Хонсю и южную часть о. Хоккайдо. Внутри этой зоны в хребте Хида и по южному ее краю (в зоне метаморфических пород Рёке) и в некоторых других местах выделяются пояса распространения более древних пород (силур, девон, филлиты и гнейсы неопределенного возраста), инъецированных гранитами. В остальной части зоны преобладают верхнепалеозойские отложения (карбон, пермь), смятые в складки и на значительной площади прорванные гранитами (от позднепалеозойских до кайнозойских) или перекрытые лавами верхнетретичного и четвертичного возраста.

На севере верхнетретичные вулканогенно-осадочные отложения неогена достигают местами большой мощности, и весь разрез приобретает черты сходства с разрезом геосинклинали Уэцу. Поэтому проведение границы между внутренней (Уэцу) и срединной зоной в северной части о. Хонсю и юго-западной части о. Хоккайдо носит условный характер. С эффузивами и гранитными интрузиями мелового и третичного возраста срединной зоны связаны многочисленные месторождения руд цветных металлов.

В пределах этой же зоны в средней части о. Хонсю (главным образом в поясе разломов Майдзуру) и на его западном окончании имеется ряд грабенообразных впадин, заполненных угленосными триасовыми и юрскими отложениями, которые несогласно и с размывом залегают поверх палеозойского складчатого фундамента. Пояс разломов Майдзуру, наискось пересекающий западную часть о. Хонсю от так называемого внутреннего моря Сетоути до залива Вакаса, сопровождается рядами интрузий основного и ультраосновного состава. Эти внедрения вытянуты в северо-северовосточном направлении и приурочены главным образом к бортам грабенов.

4. Срединная зона с юга и юго-востока сопровождается прогибом Идзуми или ограничена разрывом, по которому палеозойские породы и раннемезозойские гранитоиды надвинуты на внешнюю палеозойскую зону. Этот разрыв, ограничивающий с юга прогиб Идзуми и срединную зону, носит название средней линии, о ней уже было упомянуто выше.

Прогиб Идзуми протягивается вдоль средней линии от середины о. Кюсю до гор Кии, расположенных южнее г. Осака на о. Хонсю. Он заполнен многокилометровой (1,5—12 км) толщей верхнемеловых отложений, смятых в крутые складки в результате позднемелового и кайнозойского орогенеза.



Фиг. 23. Профиль через западную часть п-ова Тюгоку и о. Сикоку. Составлен по геологической карте Японии 1 : 75 000 м-ба и данным Кобаяси (Kobayashi, 1941), Мацумото (Matsumoto, 1949), Одзавы и др. Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 1

1 — докембрий фундамента платформы; 2 — кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы Рёке (M<sub>1</sub>); 3 — породы серий Микабу и Самбагава (вероятно, нижний палеозой и верхний протерозой; M<sub>2</sub>); 4 — метаморфические породы Сангун (вероятно, главным образом нижний и средний палеозой; M<sub>3</sub>); 5 — верхний и, возможно, средний палеозой — граувакки, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы — фация Ямагути (С — карбон, Р — пермь); 6 — верхний и средний палеозой — карбонатные фации; на плато Акиёси — в обратном залегании (С — карбон, Р — пермь); 8 — отложения палеозой — карбонатные фации; на плато Акиёси — в обратном залегании (С — карбон, Р — пермь); 8 — отложения палеозой — карбонатные фации; на плато Акиёси — в обратном залегании (С — карбон, Р — пермь); 8 — отложения палеозой — карбонатные фации; на плато Акиёси — в обратном залегании (С — карбон, Р — пермь); 8 — отложения палеозой — карбонатные фации; на плато Акиёси — в обратном залегании (С — карбон, Р — пермь); 8 — отложения палеозоого, юрского отложения (нижняя часть) прогиба Идзуми (Сг<sub>2</sub>); 10 — верхнемеловые отложения серии Инкстон в Цусимском бассейне (Сг<sub>1</sub>); 10 — верхнемеловые отложения геосинклинали Накамура (Сг<sub>2</sub>, Рg) и нижнетретичные отложения (верхняя часть, Сг<sub>2</sub>ь) прогиба Идзуми; 12 — верхнемеловые и нижнетретичные отложения (N<sub>2</sub>); 14 — основные интрузии (δ); 15 — граниты позднепалеозойские и мезозойские (Y<sub>1</sub>); 16 — граниты верхнетретичного времени (Y<sub>2</sub>)

5. Внешняя палеозойская зона, протягивающаяся южнее средней линии и прогиба Идзуми через среднюю часть островов Кюсю и Сикоку, горы Кии и Титибу (Чичибу), расположенные к северо-западу от Токио. В этой зоне также выделяются две подзоны. Северная подзона (так называемая зона Нагаторо) сложена образованиями более древними, вероятно относящимися к верхнему протерозою и нижнему палеозою и представленными метаморфическими вулканогенными и терригенными породами серий Микабу и Самбагава. По мнению Т. Хамада, сланцевый комплекс Самбагава принадлежит к силуру или нижнему девону (Hamada, 1961). С основными и ультраосновными интрузиями, многочисленными в этой зоне, связаны месторождения медных руд (месторождения Бэсси на о. Сикоку и др.) и хромита.

Южная подзона, известная под названием геосинклинали или зоны Титпбу, сложена главным образом средне- и верхнепалеозойскими песчано-глинистыми и вулканогенными породами (с прослоями кремней, яшм, редко известняков) типично геосинклинального облика. Горные массивы Абукума и Китаками в северной части о. Хонсю, сложенные палеозойскими метаморфическими осадочными породами и мезозойскими гранитами, могут рассматриваться как продолжение внешней палеозойской зоны с обеими ее подзонами<sup>1</sup>.

6. Внешняя зона мезозойских и кайнозойских отложений, которая тоже подразделяется на две подзоны, называемые геосинклиналями Симанто (главным образом мезозой) и Накамура (в основном кайнозой). Смятые в сложные складки мезозойские отложения постепенно погружаются здесь на юго-восток в сторону Тихого океана под нижнетретичные отложения. Рассматриваемая зона охватывает южную часть островов Кюсю и Сикоку и полосу южного побережья о. Хонсю и находит себе продолжение в мезозойских и кайнозойских отложениях северо-восточного побережья о. Хонсю. В самой внешней части этой зоны наклон складок указывает на движение масс со стороны Тихого океана, в то время как во всех ранее перечисленных зонах оно направлено в противоположную сторону, т. е. с севера или северо-запада на юго-восток, от Японского моря к Тихому океану.

Поперечный пояс дислокаций так называемого Великого Грабена (Fossa magna) лежит почти на продолжении вулканической цепи о-вов Идзуситито, причленяющейся к главной дуге западнее Токио. Складки срединной зоны и обеих внешних зон испытывают крутой коленообразпый изгиб вблизи этого грабена. Здесь же, немного восточнее, располагается депрессия Канто, развившаяся на опущенном участке внешних тектонических зон.

Как будет более подробно показано ниже, складчатая структура Главной дуги Японских островов начала формироваться уже в палеозое в результате герцинского орогенеза (ядра антиклинориев в срединной и внешней палеозойских зонах).

Однако в основном она создана орогеническими движениями мезозойской эры главным образом в течение триаса в срединной зоне (акиёсиды, по Т. Кобаяси) и в течение мелового периода во внешних палеозойских

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> С. Бубнов (Bubnoff, 1942) и Т. Кобаяси (Kobayashi, 1941) рассматривают эти массивы как продолжение зоны неритовых фаций палеозоя (так называемых фаций Китаками), совпадающей с северной подзоной палеозойской внешней зоны юго-западной Японии. Такое сопоставление близко к принятому в нашей схеме тектонического районирования. В сводке Саито (Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961) горные области Абукума и Китаками трактуются иначе. Они рассматриваются как продолжение той структурной зоны, которую мы пазываем срединной зоной Японии. Однако при этом отмечается, что характер палеозойских отложений в горах Абукума и Китаками отличается от палеозойских отложений срединной (внутренней, по терминологии Саито) зоны юго-западной Японии.

и мезозойских зонах. В дальнейшем строение Главной дуги было сильно усложнено складчатыми и разрывными дислокациями (в том числе поперечными сдвиговыми смещениями) кайнозойской эры, которые сформировали складчатую структуру кайнозойских геосинклиналей Синдзи и Уэцу во внутренней зоне и в северной части срединной зоны и геосинклинали Накамура — во внешней зоне.

Структура о. Хоккайдо сформирована главным образом в процессе кайнозойской (альпийской) складчатости. Мезозойские (триас — юра) и, вероятно, палеозойские породы слагают ядро антиклинория хребта Хидака, изогнутого и надвинутого на запад (Нагао, 1939). На его крыльях̀ имеют развитие меловые отложения. Кайнозойские отложения о. Хоккайдо образуют складки меридионального и почти широтного (курильского) направления и сосредоточивают в себе крупные месторождения битуминозных углей (месторождение Исикари) и залежи нефти и горючих газов. У границы антиклинория центрального Хоккайдо и геосинклинали Исикари, протягивающейся в западной части острова, имеют развитие пологие надвиги с перемещением масс с востока на запад.

В строении островной дуги Бонин — Идзуситито и северо-западной цепи небольших островов в дуге Рюкю принимают участие главным образом четвертичные и верхнетретичные вулканические породы (Хатаэ, 1957; Хесс, 1952). На более крупных островах в северной части дуги Рюкю (острова Яку и Танегасима) получают распространение осадочные породы, относимые к палеогену и мезозою. В этом отношении замечается аналогия с Курильской дугой, в складчатом основании которой имеются меловые и нижнетретичные отложения. Но на о. Окинава и других крупных островах средней и южной части дуги Рюкю распространены палеозойские породы и прорывающие их граниты, что позволяет сопоставлять осевую часть этой дуги с внешней палеозойской зоной (геосинклиналью Титибу) Главной дуги Японии (Hanzawa, 1935; Foster, 1960).

Рассматривая всю Японию, за исключением платформенной области западной части о. Хонсю (п-ов Ното), о-вов Оки и северной окраины о. Кюсю, как область кайнозойской складчатости с участками и зонами более древней консолидации в антиклинальных ядрах, в срединной зоне, в массивах Абукума и Китаками и т. д., можно выделить в ее структуре несколько этажей (ярусов), отвечающих различным этапам геотектонического развития. Эти структурные этажи показаны на нашей тектонической карте различными условными обозначениями; их распространение интерполировано через те участки, где они прорваны более молодыми интрузиями гранитов. В качестве первого (I) структурного этажа выделен наиболее древний метаморфизованный фундамент складчатого сооружения, сложенный досилурийскими гнейсами и кристаллическими сланцами хребта Хида (Kanuma, 1958; Fujimoto, 1961) и кристаллическими сланцами серий Микабу и Самбагава в северной подзоне палеозойской внешней зоны юго-западной Японии и аналогичными породами в горах Абукума. Сюда же отнесены метаморфические породы Сангун (северная часть о. Кюсю, западная часть п-ова Тюгоку) и Рёке (северное побережье о. Сикоку, п-ов Ким в районе г. Осака и район гор Кисо на о. Хонсю). Возраст метаморфических сланцев Сангун рассматривается японскими геологами как палеозойский, более древний, чем нижнекаменноугольные отложения (Mitsumo, 1959). Их метаморфизм, так же как и метаморфизм части пород хребта Хида, относят на основании определений абсолютного возраста к концу перми — началу триаса (Miller a. oth., 1961).

Гнейсы и кристаллические сланцы зоны Рёке обычно рассматриваются как верхний палеозой, подвергшийся гранитизации и метаморфизму в меловом периоде. Определение возраста метаморфизма сланцев калийаргоновым методом по биотиту дает 82 млн. лет (район медного месторождения Бесси в северо-западном Сикоку), определение возраста интрузий — 94 млн. лет (Miller a. oth., 1961). Это близко к возрасту интрузий в районе гор Абукума (95—102 млн. лет). Однако из той же зоны Рёке возраст интрузий, определенный по свинцу транитных пегматитов о. Сикоку, оказался равным 216 и 230 млн. лет, что соответствует концу перми — началу триаса (Hamada, 1961). Палеогеографические сопоставления позволяют думать, что зона Рёке вместе с соседней зоной Нагаторо (т. е. северной подзоной внешней палеозойской зоны) и западной частью массива Абукума была охвачена складчатостью и горообразовательными процессами в верхнем палеозое и представляла собой геоантиклинальное поднятие «Палеониппон». Если это верно, то в зоне Рёке могли иметь распространение главным образом нижные структурные ярусы палеозоя. Почти все зоны, где выступают породы фунадмента и прорывающие их древние граниты, испытали поднятие и являлись областями размыва и сноса обломочного материала уже в верхнепалеозойскую эпоху.

Комплекс средне- и верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений подразделяется на три структурных этажа — нижний, средний и верхний. Нижний структурный этаж (II на фиг. 22) составляют верхнепалеозойские образования (карбон и пермь) вместе со среднепалеозойскими — силуром, девоном, которые кое-где отмечаются среди них в осевых частях антиклинальных складок. Средний (III) структурный этаж представлен мезозоем и повсеместно, за исключением геосинклинали Симанто, отделен размывом и угловым несогласием от палеозоя. Таким образом, в него включены комплексы ( $T_3 - Cr_1$ ), отнесенные на карте всего Тихоокеанского пояса к верхнему подъярусу нижнего структурного яруса (см. фиг. 1).

Верхний структурный этаж (IV) — это кайнозой, представленный в геосинклиналях Симанто и Уэцу, т. е. во внутренней зоне Японской дуги, неогеном и местами нижним плейстоценом, а в геосинклинали Накамура (внешняя зона) — палеогеном и миоценом. В геосинклинали Исикари и других прогибах о. Хоккайдо сюда отнесены отложения палеогена и всего неогена, местами разделенные несогласием. Отделение среднего этажа от верхнего проведено по границе мезозоя и кайнозоя весьма условно. Местами эта граница отмечена перерывом и несогласием (северная Япония и др.); в других районах, например в прогибе Идзуми, границу среднего и верхнего этажей следовало бы проводить значительно ниже, в основании верхнемеловых отложений.

Во внешней зоне (Накамура) кайнозой нередко образует вместе с верхним мелом непрерывную серию, охватывающую в качестве верхнего члена мощные нижнечетвертичные отложения, также подвергшиеся дислокациям.

В качестве самого верхнего (V) структурного этажа выделены отложения, заполняющие наложенные впадины в районе так называемого Внутреннего моря Сетоути, озера Бива, заливов Осака и Исеноуми на о. Хонсю и центрального антиклинория о. Хоккайдо.

Профиль (AB, CD, см. фиг. 23) составлен нами на пересечении через все зоны Главной Японской дуги от западной оконечности п-ова Тюгоку до южного побережья о. Сикоку по материалам геологических карт масштаба 1:75 000 с использованием работ Мацумото (Matsumoto, 1949), Кобаяси (Kobayashi, 1941, 1953) и Одзава. Профиль проведен через район плато Акиёси, где на площади  $7 \times 18$  км наблюдается картина перевернутого залегания верхнепалеозойских пород, представленных в карбонатной фации (так называемой фации Акиёси) и прекрасно охарактеризованных фаунистически. Это известняки нижнего и среднего карбона и нижней и верхней перми; залегание их почти горизонтальное, волнообразно изогнутое.

Структура плато Акиёси на фиг. 23 дана в трактовке, предложенной Одзавой в 1925 г. На стр. 97—98 указано, почему в данном случае не мог-

ла быть принята схема Т. Кобаяси, в которой здесь предполагались mapриажи с еще более крупными перемещениями.

Строение Японской дуги и дуги Рюкю трудно понять, не имея представления о контурах Китайской платформы. По геологическим и геофизическим данным, которые приводятся в конце этой главы и в главе IV, восточная граница Китайской платформы может быть установлена в двух районах. Первый из них — это уже упомянутый район Цусимского пролива и северного побережья о. Кюсю и п-ова Тюгоку. Этот район, включая зону гнейсов хребта Хида, вместе с п-овом Ното и о-вами Оки был выделен уже Т. Кобаяси как зона древней консолидации и, по-видимому, составляет восточную окраинную часть платформы. Самая южная часть Кореи, о. Цусима и побережье Цусимского пролива могут рассматриваться как мезозойский краевой прогиб, заполненный отложениями юры, нижнего мела и низов верхнего мела и развившийся на окраине платформы перед мезозойскими складчатыми горными сооружениями Главной Японской дуги.

Второй район, где отчетливо намечается восточный край Китайской платформы, — это Тайваньский пролив (современная ось Предтайваньского краевого прогиба) и о. Тайвань. Центральный антиклинорий о. Тайвань представляет собой ось молодого альпийского складчатого сооружения, которое поднимается на высоту почти 4 км над уровнем моря. К ядру антиклинория, сложенному главным образом метаморфическими породами мезозойского возраста, примыкает с запада полоса складчатого палеогена и, еще ближе к проливу, неогена, достигающего мощности 5000 м (до 13 000 м по оценке Иосиносуки). Это отложения типичного нефтеносного краевого прогиба, представленные в нижней части главным образом морскими, а в верхней — континентальными фациями (Чжан и др., 1958). Западнее, уже на материке, выступают докембрийские отложения щита Катазии, составляющего юго-восточную часть Китайской платформы.

Предтайваньский краевой прогиб находит себе продолжение во впадине глубиной до 2700 м, протягивающейся вдоль тыльной, западной стороны дуги Рюкю до прогиба Идзуми. Эта впадина отчетливо прослеживается на 1100 км в восточной части Восточно-Китайского моря и может рассматриваться как краевой прогиб, не компенсированный осадками. Лежащий на ее продолжении прогиб Идзуми в западной части о. Кюсю и на о-вах Амакуса сложен верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями.

Таким образом, восточная граница Китайской платформы совпадает с краем мелководной части Восточно-Китайского моря и проходит от западной части о. Тайвань через район островов Сенто, Секиби и Гото до северной окраины о. Кюсю. Палеогеография Китая показывает, что обширные приподнятые участки платформы, составляющие продолжение Корейско-Шаньдунского и Катазиатского щитов, должны были располагаться именно в восточной ее части, занятой в настоящее время обширным шельфом Восточно-Китайского моря.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ОТДЕЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ЯПОНИИ

### Палеозойская история и домезозойские структуры Японии

В истории геологического развития Японии можно различать пять этапов. 1) докембрий — нижний палеозой; 2) средний и верхний палеозой; 3) нижний мезозой; 4) юра — мел; 5) кайнозой (фиг. 24). Из этих пяти этапов два более ранние распознаются с трудом и не могут быть датированы вполне точно. Первый этап, охватывающий докембрий и начало палеозоя, отмечен формированием гнейсов в срединной зоне

в хребте Хида, на п-ове Ното и северной части центрального Хонсю и в некоторых других пунктах. В хребте Хида гнейсы являются более древними, чем палеозойские отложения, охарактеризованные фауной силура, верхнего карбона и перми (доготландскими, по Fujimoto, 1961). Галька гнейсов, зеленых сланцев и габброидов содержится в отложениях силурийского возраста этого района (Hayasaka, Minato, 1954). М. Гораи и некоторые другие геологи относят гнейсы Хида, центрального Хонсю и гнейсы Хиро, распространенные в южной части центрального Кюсю, к покембрию (Minato, 1957; Gorai, 1954). На п-ове Ното гнейсы и рвущие их граниты перекрыты трансгрессивно залегающими верхнетретичными отложениями, а на о-вах Оки (о. Дого) - третичными вулканическими породами. Эти три района выходов древних гнейсов Т. Кобаяси объединяет под названием зоны гнейсов Хида и рассматривает как метаморфическую осевую зону акиёсид. причисляя к ней на своей тектонической схеме Японии также и узкую полосу побережья Японского моря на запад от залива Вакаса до северной окраины о. Кюсю включительно (Кобаяси, 1957). Складки в палеозойских и мезозойских отложениях о. Хонсю как бы обтекают с юго-востока эту зону, что действительно дает основание предполагать у северного края срединной зоны и в районе п-ова Ното и о-вов Оки существование областей древней консолидации. Однако эта консолидация, вероятно, была связана с более древней складчатостью, чем пермотриасовый пикл Акиёси.

Как уже было отмечено, район п-ова Ното и о-вов Оки представляет собой скорее всего окраинную часть Китайской платформы, к которой с юго-востока примыкают складки палеозоя срединной зоны и складки кайнозоя внутренней зоны, т. е. геосинклинали Синдзи, в районе п-ова Симане. Палеогеография меловых отложений и сейсмические данные о глубинном строении земной коры позволяют предполагать, что к этой платформе относится также самая западная оконечность о. Хонсю (к северу от линии г. Симоносеки — г. Хаги) и северо-восточная окраина о. Кюсю, занятая сравнительно спокойно залегающими меловыми отложениями с пластовыми интрузиями порфиритов.

Основанием для отнесения всех этих участков к древней платформе являются, кроме выходов гнейсового фундамента, морфологические особенности побережья и шельфа. Побережье между заливами Тояма и Вакаса и на п-ове Ното представляет собой невысокую равнину с отдельными низкими и плоскими возвышенностями. В море вблизи п-ова Ното и о-вов Оки имеется широкая полоса шельфа — более широкая, чем у других частей побережья Японии. Этот шельф еще больше расширяется в направлении на запад, к о. Цусима, и объединяет юго-западную Японию в одно целое с Кореей. Гравиметрические и сейсмические данные указывают, что неглубоко залегающий гранитный слой Кореи продолжается в расположенные у побережья Цусимского пролива юго-западные районы Японии, где толщина коры оказывается такая же, как на материковых платформах. На о. Цусима распространены нижнетретичные отложения, образующие пологие складки.

Таким образом, рассматривая п-ов Ното и острова Оки и Цусима с точки зрения морфологии, мы видим, что к системе мезозойских и более молодых складок срединной и внутренней зон Японской дуги примыкает с северо-запада широкая (до 150 км на линии о. Хекура — п-ов Ното г. Тояма, до 125 км на линии о. Дого — п-ов Симане и до 200 км в районе Цусимского пролива) зона сравнительно ровного рельефа, в которой высоты, за редким исключением, варьируют от — 200 м до +250 м. В этом отношении она составляет резкий контраст с известными областями мезозойской и кайнозойской складчатости, которые повсеместно в Тихоокеанском поясе характеризуются отчетливым расчленением рельефа на линейно вытянутые выступы и впадины.



Фиг. 24. Палеогеографические схемы Японских островов, о. Сахалина, Приморского края и п-ова Кореи (деформации и взаимные горизонтальные перемещения структурных элементов не учтены). Пермский (Р), триасовый (T<sub>1</sub> + T<sub>2</sub>; T<sub>3</sub>), юрский (J<sub>1</sub> + J<sub>2</sub>; J<sub>3</sub>) и меловой (Cr<sub>1</sub> и начало Cr<sub>2</sub>) периоды

Выходы гнейсов, характер дислокаций меловых и третичных отложений на этой площади и пространственные взаимоотношения со складками Японской дуги позволяют думать, что здесь мы имеем продолжение массива Китайской платформы, отколотое от нее и отодвинутое в юго-восточном направлении при образовании глубокой впадины Японского моря. Этот вопрос рассматривается более подробно в главе IV в связи с историей формирования впадины Японского моря.

К нижнему палеозою, а возможно и к отложениям верхнего докембрия, аналогичным синию Китая и Кореи или белтской серии Северной Америки, относятся, по всей вероятности, наиболее древние толщи в па-

I — суща (1—3): І — области размыва; 2 — области накопления терригенных (частью угленосных) континентальных отложений; в Т<sub>в</sub> — молассовая формация; 3 — области накопления красноцветных вулканогенных континентальных отложений; ІІ — море (4—8): 4 — прибрежно-морские (неритовые, паралические) и солоноватоводные отложения; 5 — морская терригенная формация;
6 — морская туфогенная или туфогенно-кремнистая формация; 7 — морская вулканогенно-терригенно-кремнистая формация;
8 — карбонатная формация;

леозойской внешней зоне Японской дуги, представленные филлитами и кристаллическими сланцами серий Самбагава и Микабу. Они протягиваются почти непрерывной полосой, составляя северную подзону этой зоны, и примыкают с юга к средней линии и к прогибу Идзуми.

К докембрию здесь относят динамометаморфизованные граниты и ассоцинрующиеся с ними метаморфические породы Терано — габбро-эклогиты, гранатовые и слюдистые сланцы и чарнокитовые породы на о. Сикоку и в восточной части о. Кюсю. Выходы этих пород обнаруживаются только по соседству с силурийскими отложениями и отсутствуют среди среднеи верхнепалеозойских комплексов системы Титибу. Базальные конгломераты силурийских отложений в префектуре Оита (о. Кюсю) залегают несогласно на динамометаморфизованных гранитах. Силурийские породы не обнаруживают контактового метаморфизма на границе с гранитами, что также указывает на досилурийский возраст последних (Noda, 1961; Науата, 1959). Возраст силурийских пород документирован фауной.

Все находки фаунистически охарактеризованных силурийских и девонских пород внешней зоны юго-западной Японии сосредоточены в полосе верхнепалеозойских пород Титибу, т. е. в южной подзоне внешней палеозойской зоны. Силур и девон (D<sub>1</sub> по фауне) обнажаются в антиклиналях и более продвинутых тектонических чешуях посреди этого обширного пояса верхнепалеозойских пород (п-ов Кии, о. Сикоку, центральная и восточная часть о. Кюсю).

Поскольку при движении от Тихоокеанского побережья к срединной зоне мы наблюдаем во внешней зоне Японии закономерное изменение возраста пород в складчатых комплексах — от кайнозойского комплекса зоны Накамура на берегу Тихого океана к мезозойским породам зоны Симанто и верхнепалеозойским, а местами и более древним (силур, девон) породам зоны Титибу, естественно считать возраст пород Микабу и Самбагава, слагающих самую внутреннюю подзону внешней палеозойской зоны, образованием более древним, чем верхний палеозой. Об этом же говорит и возрастание степени метаморфизма. Вполне возможно, как уже говорилось, что породы серий Микабу и Самбагава принадлежат к числу досилурийских — нижнепалеозойских и верхнепротерозойских (синийских) отложений Японии.

Т. Кобаяси связывал метаморфизм пород серий Микабу и Самбагава с меловым орогенезом Сакава, охватившим геосинклинали Титибу и Симанто. В последнее время это представление пересмотрено и, например, М. Минато относит метаморфизм серий Микабу и Самбагава к концу каменноугольного периода (Minato, 1957). Авторы новейшей сводки по геологии Японии рассматривают метаморфические породы Самбагава во внешней зоне и Рёке во внутренней зоне, протягивающиеся по обе стороны срединной линии, как измененные палеозойские породы, формирование которых закончилось в доверхнемеловое время (Геол. и мин. рес. Японии, 1961; Катада и др., 1963).

Таким образом, для позднего протерозоя — нижнего палеозоя, т. е. для наиболее древнего этапа в известной нам геологической истории Японии, можно предполагать наличие приподнятой докембрийской платформы на северо-западе, с которой поступал обломочный материал, и геосинклинального трога на юго-востоке. Этот трог, вероятно, представлял начальную стадию развития Ниппонской геосинклинали.

Второй этап развития структур Японии охватывает средний и верхний палеозой, т. е. период времени от начала силура (готландия) до конца перми. Среди палеозойских образований наиболее распространенными и изученными являются пермские. Силурийские и девонские породы были обнаружены сравнительно недавно, но сейчас известны уже в целом ряде районов внешней и срединной зон. Мощность верхнепалеозойских отложений Ниппонской геосинклинали составляет во внешней зоне (так называемой зоне Титибу) 2500—4000 м.

Наиболее древние из фаунистически охарактеризованных отложений Японии относятся к среднему силуру. Силурийские отложения известны в трех тектонических зонах: в срединной зоне в районе хребта Хида, в южной подзоне палеозойской внешней зоны юго-западной Японии (в горах Кии, в различных районах о. Сикоку и в восточной и юго-западной частях о. Кюсю) и в горах Китаками. Это мощные комплексы туфогенных песчаников, риолитов, туфов, зеленых и черных сланцев и известняков с кораллами (Fujimoto, 1961; Hamada, 1961; Minato a. oth., 1959). В нижних слоях готландия района хребта Хида присутствует большое количество гальки гнейсов, гнейсированных гранодиоритов и аплитов. Местами наблюдается несогласное залегание силура на этих гнейсах, составлявших, вероятно, окраину докембрийской Китайской платформы (Kanuma, 1958). По фауне доказан возраст отложений от верхнего лудлоу до среднего уинлока (Hamada, 1961).

Нижнедевонские отложения тесно связаны в своем распространении с отложениями силурийской системы и известны в массиве Китаками, во внешней зоне юго-западной Японии (о. Кюсю, о. Сикоку, п-ов Кии) и в той части срединной зоны, которая примыкает к хребту Хида. В массиве Китаками отмечается согласное залегание нижнедевонских и силурийских отложений. Нижний девон представлен туфами кислых вулканических пород, эффузивами, глинистыми сланцами, песчаниками, известняками с фауной кораллов, трилобитов и брахиопод и конгломератами, в которых содержится галька метаморфических сланцев и гранитов.

Средний и верхний девон, известный в массивах Абукума и Китаками (район Хикороити и др.), представлен такими же туфами, шальштейнами, глинистыми сланцами и конгломератами и охарактеризован как морской фауной брахиопод, так и остатками наземных растений.

Фауна карбона (C<sub>1</sub>, начиная со слоев этрень, C<sub>2</sub>, реже C<sub>3</sub>) и перми встречена в тех же районах внешней и срединной зон и массивов Абукума и Китаками, неподалеку от выходов силура и девона и во многих других местах в пределах срединной зоны (п-ов Тюгоку, горы Оми к востоку от залива Тояма) и южной подзоны внешней палеозойской зоны (горы Канто и Титибу на о. Хонсю и др.). На о. Хоккайдо палеозойский возраст пород антиклинория Хидака устанавливается только на основании литологического сходства с палеозоем о. Хонсю.

Кобаяси считает, что палеозойская эра в целом была в Японии сравнительно спокойной и характеризовалась скорее эпейрогеническими движениями, чем орогеническими. Дислокации каменноугольного и более древних периодов являются, по его мнению, незначительными и ниже перми нет типичных складчатых сооружений (Kobayashi, 1956). Однако из последних сводок по палеозою Японии видно, что по мере более углубленного изучения отложений этой эры в ней выявляются отчетливые фазы складчатости и несогласия (Hayasaka, Minato, 1954; Fujimoto, 1961). Такие несогласия отмечены, во-первых, в конце верхнего девона перед отложением каменноугольных пород серии Хикороити (складчатость Кесен, приблизительно соответствующая бретонской фазе), во-вторых,— внутри визейского яруса перед отложением верхневизейской серии Онимару с Dibunophyllum (складчатость Шизу) и, в-третьих, в верхнем карбоне, перед отложением нижнепермских пород (серии Сакамото в горах Китаками и ее аналогов в других районах). Это допермское несогласие, так называемая складчатость Сетамаи, за которой последовала трансгрессия нижнепермского моря, прослеживается в разрезах верхнего палеозоя по всей Японии (Minato, 1950, 1957; Yamada, 1959). В горах Китаками благодаря складкообразованию, поднятию суши и размыву этот перерыв в серии палеозойских отложений охватывает весь уральский ярус; нижнепермские отложения залегают здесь на среднекаменноугольных породах серии Нагаива или на более древних отложениях. Даже на о. Кюсю, где имеются верхнекаменноугольные отложения зоны *Triticites*, граница между уральским ярусом и перекрывающими его нижнепермскими отложениями зоны *Pseudoschwagerina* отмечается несогласием. Это несогласие доказано также в округе Хиросима на п-ове Тюгоку (срединная зона) и, по-видимому, соответствует астурийской фазе орогенеза. Хаясака и Минато считают, что несогласия и следующие за ними трансгрессии этих трех фаз ( $D_3-C_1$ ;  $C_1^2$ ;  $C_3-P_1$ ) проявились столь же отчетливо, как и складчатость в конце перми, приблизительно соответствующая пфальцской фазе по схеме  $\Gamma$ . Штилле.

В северной части о. Хонсю, в горах Китаками, в средней его части в горах Хида и на о. Сикоку в разрезах пермских отложений отмечается перерыв между нижней пермью (морские толщи сланцев и известняков с фауной P<sub>1</sub>) и верхней пермью, которая начинается конгломератами и состоит главным образом из черных сланцев и песчаников. Эти конгломераты, называемые в горах Китаками «конгломерат Усугину», содержат гальки и огромные валуны гранитов, филлитов, амфиболитов и гнейсов. Галька такого состава появляется уже в нижней перми. Кобаяси считает, что эти валунные конгломераты, так же как и конгломераты Ясуба, состоящие главным образом из валунов известняка, имеют, по всей вероятности, ледниковое происхождение (Kobayashi, 1949).

Пока неясно, можно ли перерыв в середине перми связывать с определенной орогенической фазой. По-видимому, можно говорить о постепенном нарастании интенсивности тектонических движений в течение палеозоя. По имеющимся данным трудно определить, каковы были складчатые структуры, сформированные в результате слабых орогенических движений конца девона и середины и конца карбона. По всей вероятности, это были пологие антиклинали на месте ядер антиклинориев, выросших в дальнейшем в результате тех более интенсивных орогенических движений, которые происходили приблизительно на границе перми и триаса (пфальцская фаза), в конце среднего триаса (фаза Акиёси, или лабинская) и позже.

Кобаяси подчеркивает фациальные отличия в разрезах палеозоя различных зон Японских островов (Kobayashi, 1941, 1956). Его схему без изменений принимает и С. Бубнов (Bubnoff, 1942). Однако критический пересмотр этого вопроса с учетом современных данных о литологическом характере каменноугольных и пермских отложений различных районов Японии позволяет внести существенные коррективы в схему Кобаяси и свести разнообразие фаций верхнего палеозоя к двум типам разреза. Первый тип это карбонатные фации, в которых почти весь разрез карбона и перми представлен известняками. Кобаяси называет этот тип разреза фацией Акиёси. Сюда относятся известняки Оми к востоку от залива Тояма на северном побережье о. Хонсю (С1, С2, С3, Р1, Р2), известняки Акиёси-даи в западной части п-ова Тюгоку  $(C_1 - P)$  и района Таишаку, расположенного немного восточнее на том же полуострове. Вся область преобладающего развития карбонатных фаций отчетливо тяготеет к той площади древней платформы, охватывающей северное побережье о. Хонсю вблизи выходов гнейсов Хида и в самой западной части п-ова Тюгоку, о которой мы говорили вначале, и к соседним участкам срединной зоны вблизи ее северозападной границы. По литологическому характеру породы верхнего палеозоя в фации Акиёси обнаруживают сходство с карбонатными фациями верхнего палеозоя Китайской платформы. Мощность карбонатного разреза верхнего палеозоя составляет, по Кобаяси, только 700 м, т. е. в несколько раз меньше, чем мощность разреза в фациях Титибу (1700 м) и Ямагути (3000-4000 м). К юго-востоку, т. е. в направлении к центральной и восточной частям срединной зоны, эти известковые фации переходят

83

6\*

отложений, включающего главным образом верхний палеозой, присутствуют известняки с фауной силура и среднего девона. Как и в Японии, здесь известны все отделы верхнего палеозоя (C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub>, P<sub>1</sub> — в морских фациях), представленные осадочно-вулканогенными породами, среди которых много яшмо-кварцитов и встречаются линзы рифогенных известняков. На нижнепермских отложениях с угловым несогласием залегает мощная (1500 *м*) толща песчано-глинистых пород, относимая к верхней перми или нижнему триасу по присутствию пыльцы кордаитов в углисто-глинистых сланцах (Миклухо-Маклай и Русаков, 1958). Судя по описанию, эта толща напоминает верхнепермскую свиту черных сланцев Тояма, которая в Японии тоже залегает на морских нижнепермских отложениях с размывом. Этот размыв отмечен появлением мощных конгломератов Усугину (см. выше). Мощность разреза верхнего палеозоя в Корякском хребте того же порядка, что и в Японии и Сихотэ-Алине.

# Нижнемезозойский этап геологической истории Японии и формирование структуры срединной зоны

Конец перми или начало триаса — это эпоха, которая ознаменовалась крупным поднятием и регрессией моря, отступившего с площади почти всей Японии, за исключением внешней мезо-кайнозойской зоны (геосинклиналь Симанто) и района о. Хоккайдо. Складчатость, приуроченная к этому же времени и соответствующая пфальцской фазе, по Г. Штилле, пазывается в Японии фазой Тате.

Если в течение верхнего палеозоя различия между срединной и внешними зонами были невелики и по всей площади, за исключением срединной геоантиклинали и полнятий хребта Хида и запалных частей массивов Абукума и Китаками, доминировали условия морского геосинклинального бассейна, то, начиная с триаса, эти различия становятся очень резкими. В то время как во внешней геосинклинальной зоне Симанто, тянущейся вдоль берегов Тихого океана, продолжается в течение триаса и юры прогибание с накоплением мощной непрерывной серии тонкозернистых батиальных осалков, на плошали срединной и внутренних зон Главной дуги формируются складчатые сооружения. Они в дальнейшем почти не покрываются морем и лишь на отдельных участках подвергаются опусканию с накоплением континентальных или прибрежно-морских отложений, составляя в целом массив суши, который можно назвать, следуя Кобаяси, «Эониппон». По мнению Гораи и других, диастрофизм верхнепалеозойского — раннемезозойского времени охватил не только срединную зону. но и зону Самбагава — Микабу, т. е. северную подзону внешней палеозойской зоны, так же как и район массивов Абукума и Китаками (Gorai, 1954). Т. Кобаяси считает, что структуры срединной зоны в основном сформированы в результате пермотриасовой складчатости Акиёси, главная фаза которой падает на ладинский век (Kobayashi, 1956). Однако имеющиеся факты позволяют думать, что не меньшее значение имели орогенические движения Тате в конце перми — начале триаса и складчатость в конце триаса. Это видно из различий в мощности, в характере разреза и степени дислоцированности триаса в различных зонах Японии. Выходы триаса можно сгруппировать здесь в зависимости от их тектонической позиции в пять поясов.

1. Пояс мезозойской геосинклинали Симанто, т. е. внешний пояс, о котором уже говорилось. Хотя из-за отсутствия фауны (что, вероятно, обусловлено батиальным характером осадков) триас не документирован палеонтологически, все же можно не сомневаться, что он полностью представлен здесь вместе с юрой в мощной серии тонкозернистых осадков (глинистых сланцев с прослоями песчаников), в которых много прослоев кремней, но мало известняков и почти нет конгломератов. Вероятно, здесь нет в разрезе ни длительных перерывов, ни несогласий. Зона Симанто продолжается на севере на о. Хоккайдо.

2. Следующий пояс составляет зона перехода от этой внешней геосинклинали к зоне палеозойских складок Титибу и Китаками. Здесь нижний триас достигает большой мощности в южной части гор Китаками, в горах Канто и на о. Сикоку. Это морские песчано-сланцевые отложения серии Инаи, имеющие мощность 1400—3000 *м* и залегающие с угловым несогласием на пермских породах (в горах Китаками). Серия Инаи охватывает не только скифский ярус ( $T_1$ ), но и часть анизийского яруса среднего триаса ( $T_2^{1}$ ), и несогласно перекрывается норийским ярусом (серия Сарагаи  $T_3^2$ ). В районе гор Китаками в базальных слоях триаса (низы  $T_1$ ) серии Инаи развиты туфобрекчии основного состава. Это свидетельствует о вулканической деятельности на границе перми и триаса (Onuki, Bandô, 1959).

В сложенных триасом синклиналях этого переходного пояса, как правило, присутствуют отложения верхних ярусов системы  $(T_3^1, T_3^2)$  сравнительно небольшой мощности (200 *м* на о. Сикоку) и местами встречаются отложения с морской фауной ладинского яруса  $T_2^2$  (свита Зохойн на о. Сикоку).

Таким образом, здесь мы видим несогласия или перерывы между  $P_2$  и  $T_1$  и между  $T_2^1$  и  $T_3^2$ , причем датировать второй из них более точно оказывается затруднительно.

3. Еще далее к северо-западу расположен триасово-юрский прогиб в средней части о. Кюсю на границе внешней палеозойской зоны и зоны прогиба Идзуми. Возможно, этот прогиб является зародышем крупного верхнемелового прогиба Идзуми. Триас представлен здесь только верхним отделом  $(T_3^2)$  и залегает, по-видимому, несогласно на палеозое.

4. В пределах срединной зоны выделяется ряд выходов триаса в крупном поясе разломов Майдзуру, который сопровождается интрузиями основных пород и, пересекая ее наискось в северо-восточном направлении, протягивается от внутреннего моря до залива Вакаса. Имеется также площадь триаса к востоку от озера Бива. Эти участки триаса, по-видимому, связаны с котловинами типа грабенов, образовавшимися на поверхности эродированного палеозоя после орогенеза Тате или позже. На всех таких участках распространения триаса представлен верхний отдел системы, который в Шидака и в горах Ибуки достигает 1700-2000 м мощности. Это отложения молассового типа — конгломераты, песчаники, сланцы, местами с фауной пелеципод, а также с прослоями угля. Кроме того, в восточной части пояса грабенов Майдзуру у побережья Японского моря в районах Комори и Якуно распространен морской нижний триас (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы) и средний триас (сланцы с Orthoceras, Danubites и Hollandites анизийского яруса T<sub>2</sub>), мощностью около 2000 м (Nakazawa a. oth., 1954). Нижнетриасовые отложения залегают с размывом и угловым несогласием на складчатом палеозое, и весь разрез триаса удивительно напоминает разрезы района Владивостока, расположенные по другую сторону Японского моря.

5. Верхнетриасовые отложения такого же типа, как в зоне Майдзуру, имеются в западной части срединной зоны в провинции Нагато, у западного окончания п-ова Тюгоку. Это угленосные районы Мине, Атсу и Аса, расположенные немного западнее Акиёси-даи. Здесь несогласно залегающие на верхнем палеозое прибрежно-морские и дельтовые отложения свиты Тсубута ( $T_2-T_3^1$ ) и ее аналогов достигают мощности 2000—3300 м, а отложения свиты Мине (верхний триас) — 2000 м. Кобаяси считает, что отложения от ладинско-карнийских до нижненорийских включительно имеют здесь мощность 6000 м. Между карнийской свитой Мине и ладинско-карнийской свитой Атсу отмечается несогласие. На триасе с угловым несогласием залегают нижнемеловые слои свиты Инкстон.

Кобаяси считает доказательством большой силы ладинских движений тот факт, что отложения анизийского яруса и низов ладинского яруса отсутствуют на п-ове Тюгоку и в горах Акиёси. В ближайших районах в провинции Нагато метаморфические породы палеозоя перекрываются ладинско-карнийскими слоями Атсу на юге, а пермские отложения --- карнийской свитой Мине на севере. Это несогласие между пермокарбоном и верхним триасом, отмеченное еще Озава в 1923—1925 гг., является основным фактом для установления триасовой орогении в Японии. Однако перерыв охватывает такой большой интервал времени — от конца перми до первой половины ладинского века включительно, что датировать тектонические лвижения столь точно, как это делает Кобаяси, и определить их относительную роль по существу нет возможности. Очень может быть, что угловое несогласие между верхним палеозоем и верхним триасом в срединной зоне Японии является суммарным результатом тектонических движений конпа перми (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) и середины триаса (T<sub>2</sub><sup>1</sup>-T<sub>2</sub><sup>2</sup>). Эти движения проявились, как мы видели, и на восточном побережье (несогласия P2-T1 и T21-T32) в южной части гор Китаками и др. Они известны также в южной части Приморского края, где скифский ярус Т<sub>1</sub> около Владивостока залегает с угловым несогласием на пермских породах, а движения в первой половине ладинского века улавливаются главным образом в форме эпейрогенических колебаний, в смене морских фаций континентальными (Бурий, 1956; Корж, 1957; Кропоткин, 1954). С первой из этих фаз здесь связано внедрение огромных батолитов Гродековского гранитного массива и других (Руб, 1956). Абсолютный возраст гродековских гранитоидов определяется приблизительно в 220—270 млн. лет. По аналогии можно думать, что и в срединной зоне Японии движения в конце перми были более интенсивными, чем в середине триаса, и могли сопровождаться гранитными интрузиями. Нижнетриасовый возраст, по данным Карахида, имеют гранитные массивы северного Кюсю. Определение абсолютного возраста гранитов в зоне Рёке показало их принадлежность к перми (230 млн. лет: Minato, 1957).

Завершением пермотриасового цикла Акиёси Т. Кобаяси считает орогенические движения фазы Тойогатаке в конце триаса, датируемые приблизительно рэтским веком и совпадающие с древнекиммерийской фазой Г. Штилле. В горах Китаками сланцы Сизукава, предположительно относимые к рэту или лейасу, согласно покрываются нижнелейасовыми тригониевыми песчаниками с Alsatites onoderai Matsumoto и залегают несогласно на норийских слоях (с Entomonotis). В районе Ямагути на западном окончании п-ова Тюгоку нижний и средний лейас Хигасинагано также отделен от триаса перерывом и несогласием.

В поясе разломов Майдзуру верхнетриасовые отложения (Шидака, горы Ибуки) интенсивно дислоцированы. Эти дислокации считаются результатом орогенических движений фазы Тойогатаке. Детальные исследования вблизи г. Фукумото и в других местах обнаружили несогласия между верхнепермскими и нижнетриасовыми, между анизийскими  $(T_2^1)$  и карнийскими  $(T_3^1)$  и между карнийскими и норийскими отложениями (Nakazawa a. oth., 1954; Nakazawa, Shiki, 1954).

Таким образом, в результате тектонических движений конца перми и середины и конца триаса была в основном сформирована современная складчатая структура срединной зоны. Складки палеозоя, возникшие к началу триаса, были глубоко эродированы и разбиты сбросами к середине триаса. Впадины, заполненные 2—6-километровыми толщами средне- и верхнетриасовых осадков, возникли в поясе Майдзуру и в западной части срединной зоны. Они также подверглись смятию в конце триаса — начале юры. По распространению метаморфических пород Сангун и верхнепалеозойских отложений Т. Кобаяси рисует в срединной зоне несколько малых дуг (Kobayashi, 1956). Это, с запада на восток, дуги Тсукуши, Ямагути, Окаяма, Кинки, Мино и Ашио; они воспроизведены и на нашей карте.

Однако сравнение с геологическими картами не дает уверенности в том, что здесь действительно имеются такие дугообразные структуры. Может быть, правильнее считать складки в палеозойских отложениях приблизительно параллельными оси срединной зоны и направлению средней личии (Median line). Так, для метаморфических пород Сангун северного Кюсю указываются простирания, образующие в целом дугу с выпуклостью к северо-западу, т. е. в сторону, противоположную изгибу дуги Тсукуши, как она изображена Кобаяси (Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961).

По-видимому, в это же время в основном завершилось формирование складчатых структур в массивах Абукума и Китаками в северной части о. Хонсю и в южной части о. Хоккайдо. Судя по несогласному налеганию верхнего триаса на палеозой внешней зоны Кюсю, можно думать, следуя Минато и Гораи, что в это же время продолжало формироваться складчатое геоантиклинальное поднятие в геосинклинали Титибу. Поднимавшаяся геоантиклиналь, вероятно, приблизительно совпадала с северной подзоной внешней палеозойской зоны; первые признаки ее воздымания можно уловить, как мы видели, уже по несогласиям внутри верхнего палеозоя. В дальнейшем процесс особенно усилился в юрско-меловое время, рассматриваемое Кобаяси как орогенический цикл Сакава. Меловые и кайнозойские движения несколько усложнили и деформировали структуру «Эониппона». Это относится в особенности к окраинам срединной зоны и к той ее части, которая входит в северную половину о. Хонсю.

Дислокации прибрежных районов, в особенности внутренней кайнозойской зоны (геосинклинали Синдзи и Уэцу), будут описаны в следующих разделах.

Кислые интрузии верхнепалеозойского и раннемезозойского возраста широко развиты в Японии. К позднему палеозою или раннему мезозою относятся граниты и гранодиориты в северной части о. Кюсю (в метаморфической зоне Сангун), в районах Хида, Чубу, Кинки и Тюгоку (в метаморфических зонах Хида и Рёке на о. Хонсю), в горах Абукума и Китаками, в районе Цукуба (префектура Ибараки) северного Хонсю в пределах срединной зоны, в юго-западном Хоккайдо и во внешней палеозойской тектонической зоне в средней части о. Сикоку (в районе р. Куросегава). Галька гранитоидов содержится в среднеюрских и верхнеюрских отложепиях юго-западной Японии. Эти «древние» граниты часто обнаруживают сланцеватость и гнейсированность, параллельную простиранию метаморфических пород Рёке в срединной зоне. Такой же возраст приписывается нитрузиям габбро, распространенным в метаморфических зонах Хида, Рёке и Сангун-Мотояма, и габбро и ультраосновным породам гор Абукума в срединной зоне о. Хонсю, а также многочисленным габброидам и гипербазитам (змеевики и пр.), интрудированным по простиранию пород в метаморфические толщи Самбагава и Микабу (нижний палеозой?) северной почзоны внешней палеозойской зоны Японии.

## Юрско-меловой этап геологической истории Японии и формирование структуры внешних зон

В юрское время бо́льшая часть Японской дуги представляла собой сушу и являлась барьером между двумя бассейнами — внутренним бассейном области Японского моря с фауной, показывающей связь с бореальными бассейнами Сибири, и внешним бассейном, т. е. окраиной Тихого океана, по-видимому, лежавшей в сфере теплых течений. В течение юры море трансгрессирует и полоса суши суживается; С. Бубнов считает возможным даже назвать эту узкую полосу суши Кордильерой. Благодаря такой конфигурации бассейнов в юре, как и в триасе, можно различить несколько почти параллельных поясов распространения юрских отложений.

1. Пояс мезозойской геосинклинали Симанто на тихоокеанском крае дуги. В этом поясе юра составляет, вероятно, бо́льшую часть нерасчлененного мезозоя — мощной толщи глинистых сланцев с прослоями песчаников и кремней.

2. Пояс в зоне перехода от этой внешней геосинклинали к зоне палеозойских складок Титибу, совпадающий с южной подзоной внешней палеозойской зоны на тектонической карте. Юра здесь представлена песчаниками и сланцами Нарадани  $(J_1 + J_2)$  и залегающей на них с несогласием верхнеюрской песчано-сланцевой свитой Ториносу с прослоями и линзами рифовых известняков  $(J_3)$ . Мощность юры — более 2000 м. Близкий к этому тип разреза отложений открытого моря наблюдается в горах Канто и у восточного побережья гор Абукума.

3. Продолжение вышеописанных двух зон составляют юрские отложения о. Хоккайдо, протягивающиеся главным образом по западному крылу антиклинория Хидака и представленные граувакками, пирокластическими породами основного состава, песчаниками, сланцами, кремнистыми породами с радиоляриями и известняками, сходными с верхнеюрскими известняками Ториносу по составу фауны. Состав пород показывает, что через район о. Хоккайдо в мезозое проходили два пояса подводного вулканизма.

4. Пояс, состоящий из отдельных площадей распространения юры в срединной тектонической зоне и в горах Китаками. Как и в триасе, эти выходы связаны главным образом с отдельными впадинами, которые, вероятно, представляли собой грабены среди палеозойского складчатого фундамента. Ныжняя юра сложена главным образом песчано-сланцевыми толщами с прослоями углей и конгломератов; мощность этих толщ варьирует от нескольких сот метров до 3000 м (в районе Хокурику, западная часть центрального Хонсю). Серия Тетори и ее аналоги, охватывающая верхи догтера (J<sub>2</sub>) и верхнюю юру, залегает несогласно на предыдущей и представлена в нижней части песчаниками и сланцами с морской или солоновато-водной фауной, а в верхней — песчано-сланцевыми отложениями континентального типа с углями и туфами; мощность до 1000—2500 м. В районе Яматути на западной оконечности п-ва Тюгоку эти отложения с угловым несогласием покрываются слоями Инкстон (вельд Cr<sub>1</sub>).

Во всех перечисленных поясах юрские отложения дислоцированы в средней или, чаще, в высокой степени. После поднятий фазы Тойогатаке (раннекиммерийской), приуроченных к концу триаса — началу юры, пронсходили орогенические движения в середине юры, отмеченные как во внешних, так и во внутреннем поясах и называемые фазой Хида. За ними последовали складчатость и поднятие приблизительно между верхней юрой и валанжином — так называемая фаза Ога, сопоставимая с юнокиммерийской складчатостью Европы и невадийской складчатостью Северной Америки (Bubnoff, 1942). Этой фазой, по Т. Кобаяси, начинается орогенический цикл Сакава, наиболее ярко проявившийся на внешней стороне Японской дуги.

Перерыв и несогласие между верхнеюрскими отложениями и нижнемеловыми слоями серии Рёсеки, приблизительно соответствующей берриасу и валанжину европейской стратиграфической шкалы, хорошо установлены во внешней палеозойской зоне Японии (в районах Сакава, Монобегава и Ятсуширо), в горах Китаками (где низы мела представлены эффузивами Ошима) и в западной части срединной зоны, где низы мела, так называемые слои инкстон, представлены сланцами, песчаниками, туфами и основными эффузивами и заполняют депрессии, унаследованные от юрского периода. На территории Японии в нижнемеловую эпоху еще сохраняется распределение поднятий и прогибов, в которых происходит седиментация, сходное с тем, которое было в триасе и юре. Во внешней мезозойской зоне Симанто и в зоне Накамура продолжается накопление немых песчаносланцевых толщ, входящих главным образом в состав нерасчлененного мезозоя; отличие заключается в появлении несколько большего количества песчаников в этих флишоидных геосинклинальных формациях.

Нижнемеловое осадконакопление продолжается, кроме того, в переходной зоне Титибу (серия Рёсеки с фауной и флорой — песчаники, сланцы, конгломераты) и на о. Хоккайдо, а также в отдельных депрессиях в пределах срединной зоны (район Хокурику в центральной части о. Хонсю), на западной окраине п-ова Тюгоку и в самой северной части о. Кюсю, где отлагаются породы серии Инкстон (Кваммон) на площади Цусимского бассейна, которая, вероятно, принадлежала уже к платформе. Возраст пород этой серии охватывает интервал от валанжина до турона включительно. Они отлагались во внутреннем Цусимском бассейне и разделяются на два отдела, разграниченные между собой перерывом или небольшим несогласием. Нижний отдел, называемый Вакино, сложен пестрыми, обычно красноцветными песчаниками и сланцами с прослоями конгломератов, гулканических туфов и иногда известняков и сопоставляется с серией Ракуто южной Кореи. Верхний отдел, называемый Симоносеки, представляет собой типичную молассу. Он состоит из конгломератов, грубозернистых песчаников, красных и зеленых туфогенных песчаников и сланцев с покровами андезитовых и базальтовых лав и сопоставляется с серией Шираги южной Кореи. Кислые вулканические породы также находят себе аналогию в породах серии Буккокуджи южной Кореи. Мощность пород серин Инкстон достигает в северной части о. Кюсю 2000 м.

У западного окончания п-ова Тюгоку (провинция Ямагути) отложения серии Инкстон отделены угловым несогласием от верхнетриасовых и нижнеюрских пород и от пород серии Тойониши, принадлежащих к верхней юре и берриасу. Все эти более древние породы интенсивно дислоцированы с образованием глыбовых надвигов. Эта складчато-глыбовая структура перекрыта значительно слабее дислоцированными отложениями серии Инкстон, которые в зоне от г. Симоносеки до г. Фукагава образуют вместе с породами серии Тойониши моноклиналь, наклоненную к северо-западу. Углы падения быстро уменьшаются в этом направлении, и у г. Фукагава на берегу п-ова Тюгоку породы серии Инкстон образуют синклиналь и пологую антиклиналь, рассеченную мелкими сбросами (Matsumoto, 1949). Характер дислокаций и состав формаций, заполняющих Цусимский бассейн, показывают, что здесь мы имеем дело с краевым прогибом, возникшим у периферии платформы перед возвышенностью мезозойских складчатых гор, интрудированных гранитами и поднимавшихся в срединной зоне Японской дуги. Внешнее, платформенное крыло прогиба хорошо изучено в южной Корее и представляет собой в целом моноклиналь, также наклоненную к Цусимскому проливу, но с другой стороны. Нижняя ее часть представлена верхнеюрскими отложениями (формация нижняя Кейшо), а верх-(формация верхняя Кейшо) — нижним мелом (серия Ракуто) и няя низами верхнего мела (серия Шираги). Таким образом, здесь хорошо выясняется интервал времени, в течение которого формировалась структура краевого прогиба от средней юры (серия Тетори) до турона включительно. Цусимский прогиб является одним из звеньев в цепи впадин подобного типа, окаймляющих с запада мезозоиды Дальнего Востока по границе с областями более древней консолидации. Таковы впадины Суйфунской зоны, Буреинского бассейна и другие (Кропоткин, 1954).

Если, как мы видели, в нижнем мелу осадконакопление в Японии локализовалось в общем приблизительно в тех же зонах, где оно происходило в триасе и юре, то уже в верхнемеловое время картина распределения седиментации резко изменяется. Эта перестройка происходит примерно в: то же время, как и в области мезозоид Северо-Восточной Сибири и Приморского края.

В верхнемеловое время осадконакопление сосредоточивается во внешних прогибах зоны Симанто и в особенности в прогибе Идзуми и на его продолжении к западу, начиная с сеномана в центральном Кюсю и приблизительно с маастрихта (отдел Хетонай по японской шкале) на островах Сикоку и Хонсю. В это же время отложение осадков прекращается на многих участках зоны Титибу, например в районе гор Канто и р. Монобегава — г. Сакава. Оно заканчивается также и во всех впадинах срединной. зоны, включая западную часть п-ова Тюгоку.

Это резкое изменение в распределении бассейнов осадконакопления связано с орогеническими движениями середины мелового периода. Они проявились главным образом по краям ранее консолидированной срединной зоны — в полосе геосинклинали Титибу (т. е. внешней палеозойской и отчасти внешней мезозойской зон на фиг. 22) и в мезозойском краевом прогибе южной Кореи, северного побережья о. Кюсю и северо-западного окончания п-ова Тюгоку, развившемся у периферии древней Китайской платформы.

Мошность нижнемеловых отложений зоны Титибу. гор Китаками и внутренней зоны (западный Тюгоку) варьирует примерно от 800 до 2000 м, тогда как мощность верхнего мела в прогибе Идзуми достигает 1500 — 12 000 м на о. Кюсю и 7000 м на о. Сикоку. Таким образом прогиб Илзуми. который начал оселать в своей запалной части уже в верхнем триасе и юре и состоял сначала из двух-трех параллельных котловин, превратился в лальнейшем в течение верхнемелового времени в узкий трог, заполненный осадками огромной мощности. Это был, по-видимому, окраинный прогиб, возникший на периферии наиболее древней консолидированной части палеозойской геосинклинальной зоны перед фронтом растуших складчатых гор зоны Титибу — так называемых сакавил. Осалконакопление продолжалось в самой западной части прогиба (западное побережье о. Кюсю) в палеогене, но в остальной части его оно прекратилось в результате тектонических движений начала третичного периода. Прогиб Идзуми находит себе продолжение в краевом прогибе, развившемся у тыльной стороны дуги Рюкю в запалной половине о. Тайвань в кайнозойскую эру.

Интенсивное прогибание и накопление мощных толщ нижнего мела (около 2000—3000 м) и верхнего мела (также около 2000—3000 м), сложенных в значительной части вулканическими туфами кислого состава, продолжалось на западном и восточном склонах геоантиклинали Хидака, в средней части Хоккайдо, а также в восточной части этого острова, входящей в систему Курильской дуги. Источником терригенного обломочного материала песчаников и сланцев были, по-видимому, древние толщи срединного антиклинория (Хидака), испытывавшего поднятие одновременно с погружением соседних геосинклинальных прогибов.

Кобаяси различает в орогеническом цикле Сакава после фазы Ога  $(J_3-Cr_1^{1})$  еще две фазы: 1) фазу Ошима приблизительно между барремом и аптом, т. е. в нижнем мелу, которая распознается по несогласиям в меловых отложениях внешней зоны (между сериями Ошима и Мияко в разрезах р. Монобегава — г. Сакава и других районов зоны Титибу) и внутренней зоны (северная часть о. Кюсю, северо-западное побережье п-ова Тюгоку), и 2) фазу Сакава в конце альба — начале сеномана. К этим фазам можно было бы добавить эпоху поднятий и складчатости, с которой связаны перерывы и несогласия между свитой Рёсеки, относимой к берриасу — валанжину, и свитой Ошима (готерив — баррем), зарегистрированные в тех же районах, где позже отмечаются движения фазы Ошима. Именно за этой фазой поднятий последовала известная из учебников исторической геологии трансгрессия Монобегава, с которой связано отложение одноимен-

ной серии пород — песчаников, сланцев, рифовых известняков и конгломератов. Их возраст определен в последней сводке по геологии Японии как готерив, баррем, апт и альб (Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961; Криштофович, 1932; Fujii, 1954).

Орогеническая фаза Сакава, падающая на конец альба и сопоставимая, по С. Бубнову, с австрийской фазой Европы, имела, по мнению Т. Кобаяси, особенно большое значение, так как с нею совпадает та перестройка в расположении областей поднятия и прогибания, о которой говорилось выше. Все внешние зоны, за исключением самой крайней зоны Накамура, начиная с этого времени испытывают быстрое поднятие, тогда как прогиб Идзуми удлиняется, углубляется и заполняется мощной серией осадков. Перерывы и несогласия приблизительно на границе альба и сеномана отмечаются внутри меловых отложений зон Титибу и Симанто (между сериями Монобегава и Сотоизуми или Нанио), а также в западной части срединной зоны и, возможно, на о. Хоккайдо. Время, соответствующее перерыву на о. Хоккайдо между нижней и верхней сериями Иезо, приблизительно охватывает конец апта и альбский век.

Тектонические движения Японии сопоставляются с теми, которые известны по разрезам юры и мела Сихотэ-Алиня. Приамурья и Северо-Восточной Сибири. Древнекиммерийская фаза приблизительно на гранипе триаса и юры проявилась на северо-востоке Сибири главным образом в форме небольших эпейрогенических поднятий, не сопровождавшихся складчатостью, но движения перед валанжином и в нижнем мелу хорошо распознаются и известны под названием колымской фазы складчатости. разделяющейся на несколько кульминаций. Трансгрессия, аналогичная трансгрессии Монобегава, проникла со стороны Японского моря в Сучанскую зону и в районы восточного побережья Сихотэ-Алиня (р. Большая Кема и др.) и нижнего Приамурья (Кропоткин, 1954; Тучков, 1960; Савченко, 1961). В этих районах интенсивно проявились тектонические движения середины мела, часто сопоставляемые с австрийской фазой. На о. Сахалин проявились поднятия в конце мела — начале палеогена. совпадающие со временем тех движений, которые замкнули прогиб Идзуми почти на всем его протяжении.

Такое сопоставление с другими районами Дальнего Востока, входящими в области мезозойской и кайнозойской складчатости, позволяет подойти к тектонической геохронологии Японии несколько иначе, чем предполагает Т. Кобаяси. Заложение прогиба Идзуми нельзя считать кардинальной вехой в истории Японской дуги, так как начало погружений вдоль шва средней линии можно заметить в западной части Японской дуги уже в верхнем триасе и юре. Основное направление тектонических линии и зон сохраняется с верхнего палеозоя до конца нижнего мела; складчатость мигрирует от осевой части Японской дуги как на юго-восток, в зону прежних геосинклиналей Титибу и Симанто, где формируется внешний пояс сакавид, так и на северо-запад, в область краевого прогиба южной Кореи, северного Кюсю и побережья п-ова Тюгоку. Эта миграция складчатости в обе стороны — во внешнюю зону (геосинклиналь Накамура) и во внутреннюю зону, тянущуюся по побережью Японского моря (геосинклинали Уэцу и Синдзи), еще резче проявляется в кайнозое. Поэтому трудно согласиться с мнением Т. Кобаяси о миграции складчатости только с северо-запада на юго-восток. Может быть, пермотриасовый цикл Акиёси и юрско-меловой цикл Сакава следует рассматривать, по аналогии с мезозоидами Северо-Восточной Сибири, как подразделения более крупного верхоянского, или тихоокеанского, цикла складчатости, охватывающего время от перми или верхнего карбона до пижнего мела включительно (Кропоткин и Херасков, 1939).

Миграция складчатости в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя была направлена от древних ядер срединной зоны на оба фланга — к северо-западу и юго-востоку; в складчатость все более вовлекалась северная ветвь, включающая север о. Хоккайдо и о. Сахалин.

Современная структура внешних — палеозойской (Титибу) и мезозойской (Симанто) зон Японской дуги, созданная меловым орогенезом Сакава и усложненная позднейшими движениями, представляется в виде серии параллельных, обычно асимметричных сжатых или опрокинутых складок. Вблизи средней линии (median line) и прогиба Илзуми эти складки сложены древними метаморфическими породами серий Микабу и других (нижний палеозой?) и отчасти верхнепалеозойскими отложениями. Они имеют. как показывает изучение планшетов геологической карты масштаба 1:75000. крутые крылья и наклон то к северо-западу, то к юго-востоку. Особенности тектоники внешней зоны юго-западной Японии схематически изображены на профиле по линии г. Матсуяма — г. Накамура, составленном по замерам и профилям этих детальных съемок (см. фиг. 23). Углы падения на крыльях складок палеозоя, обычно наклонных и разорванных. составляют 20-70°. Нередко наблюдаются почти лежачие складки, в которых углы падения как на подвернутых, так и на верхних крыльях составляют 20-35°. Средняя линия на протяжении десятков километров представляет собой разрыв, заполненный брекчией трения. Ширина полосы брекчии трения и милонитов составляет от 100 до 500 м. Судя по соотношению с рельефом, этот хорошо закартированный разрыв на восточном отрезке средней линии представляет собой крутое нарушение с наклоном сместителя к северо-западу. На линии разрыва располагаются гипабиссальные интрузии дацитов.

Прогиб Идзуми выглядит на карте как полоса верхнемеловых пород пириной 20 км в районе г. Матсуяма, 5 км в районе г. Хейкедаира и 12— 15 км в восточной части о. Сикоку и на о. Авадзи. Далее к востоку ширина прогиба уменьшается и он постепенно сходит на нет. заменяясь тектоническим швом в более восточных районах. Строение прогиба Идзуми асимметричное. Особенности этой асимметрии проливают свет на природу тектонического разрыва средней линии. У северного края прогиба выходят пссчаники и конгломераты нижнего отдела верхнемелового комплекса мощностью 1500 м, трансгрессивно налегающие на граниты, гранодиориты или на метаморфизованные палеозойские породы срединной зоны. Местами этот контакт с домеловым складчатым фундаментом осложнен небольшими разрывами, но большею частью наблюдается нормальное падение слоев к югу или юго-востоку под углом 35-60°. Ближе к оси прогиба получают распространение песчаники и сланцы верхнего отдела толщи Cr<sub>2</sub>, которые там, где прогиб узок, сохраняют такое же юго-восточное падение вплоть до контакта с палеозойскими породами внешней зоны. Таким образом. меловые породы погружаются под разрыв средней линии, и только совсем близко от тектонического контакта с палеозоем наблюдается противоположное падение слоев с уклоном на север или северо-запад под углом 40—70°. Это, по-видимому, связано с задиранием слоев при надвигании палеозойских толщ на север, в сторону прогиба. Нижний отдел верхнемелового комплекса не наблюдается у южных границ прогиба. Это опять-таки можно объяснить только надвиганием палеозоя по тектоническому контакту на верхний мел с перекрытием всего нижнего отдела толщи Сг2: амплитуда надвига или взброса должна быть, следовательно, не менее 1.5 км.

В тех местах, где прогиб Идзуми расширяется, в нем видна складчатая структура верхнемеловых отложений — чередование антиклиналей и синклиналей, параллельных оси прогиба и имеющих на крыльях наклон слоев 30—70°. У северного, трансгрессивного, и у южного, тектонического, контактов соотношения со складчатым палеозоем в этих участках такие же, как в местах сужения прогиба. В западном направлении, переходя на о. Кюсю, прогиб Идзуми расщепляется на несколько параллельных прогибов, ограниченных разрывами и занимающих в совокупности полосу шириной почти в 30 км. Местами отмечается у южного края прогиба надвигание палеозойских толщ на нижний мел в направлении с юго-востока на северо-запад с образованием мощных милонитов и зон смятия (см. геолог. карты, профили к ним в работе Kobayashi, 1941; Fujii, 1954).

Мы остановились так подробно на строении прогиба Идзуми и тех частей внешней палеозойской зоны, которые примыкают к средней линии, чтобы более отчетливо обосновать свои выводы о природе этого нарушения, разделяющего внутренние и внешние зоны Японской дуги. Т. Кобаяси считает, что движение масс с северо-занада на юго-восток госполствовало при тектонических лвижениях пикла Сакава по всей Японской луге — как на северо-западе, где развился передвинутый, по его представлениям, в юго-восточном направлении шарьяж Ога в западной части п-ова Тюгоку. так и в области прогиба Идзуми и внешних складчатых зон. Поэтому он рисует картину надвигания зоны прогиба Идзуми и залегающего пол ним гранито-гнейсового фундамента на складчатый палеозой сакавид, расположенный южнее (Kobayashi, 1941). Средняя линия рассматривается как важнейшее разрывное нарушение, по которому происходит надвигание внутренней (по нашей терминологии — срединной) зоны Японской луги на внешнюю (Kobayashi, 1953). Этот взгляд, по-видимому, разделяет и Ябе (Yabe, 1954). Однако факты показывают, что такая трактовка средней линии справедлива только частично, а именно для восточного ее отрезка, где граниты и гнейсы срединной зоны вплотную подходят к палеозою внешней зоны. Здесь действительно проходит крупный взброс (крутой налвит), поверхность которого наклонена на северо-запад. К юго-востоку от этого взброса складки в палеозойских и мезозойских отложениях на большом расстоянии опрокинуты в юго-восточном направлении, в сторону Тихого океана.

Однако на центральном и западном отрезках средней линии, где вдоль нее тянется прогиб Идзуми, нарушение имеет, как мы видели, характер надвига противоположного направления. Палеозой по крутой поверхности надвинут здесь в ссверном направлении на верхний мел прогиба Идзуми, причем местами и в самой толще метаморфических палеозойских пород (Pz<sub>1</sub>?) наблюдается опрокидывание складок и надвигание в северо-западном направлении, от внешней зоны к упомянутой средней линии и к прогибу Идзуми (район горы Хейкедаира). Таким образом, средняя линия представляет собой дизъюнктивную дислокацию необычного типа: на западе северный блок опущен, а на востоке поднят по отношению к южному; в соответствии с этим изменяется и направление надвигания масс.

Вергентность, т. е. наклон складок во внешних зонах, также обнаруживает более сложную картину, чем та, которую рисовал Т. Кобаяси. Ш. Иехара показал, что в этих зонах по характеру наклона складок и перемещения надвигов выделяются два пояса. Один пояс расположен ближе к средней линии и характеризуется движением масс в юго-восточном направлении; осевые плоскости складок наклонены здесь к северо-западу. В этом поясе действительно господствует то движение масс, о котором говорит Кобаяси. Описываемый пояс достигает наибольшей ширины на о. Сикоку и в среднем Хонсю к востоку от залива Исеноуми и охватывает здесь как палеозойскую (Титибу), так и мезозойскую (Симанто) внешние зоны. Но и тут в непосредственной близости от средней линии есть участки с противоположной вергентностью.

Второй пояс располагается южнее, вдоль берега Тихого океана, и включает в себя кайнозойскую внешнюю зону Накамура, за исключением ее восточной части.

В этом поясе господствует движение масс с юго-востока, т. е. от Тихого океана, на северо-запад. Наибольшей ширины этот пояс достигает в южной части о. Хонсю и на п-ове Кии; в обоих этих районах разграничитель-

ная линия между поясами с противоположной вергентностью подходит вплотную к средней линии (median line; Yehara, 1940). Так, например, в районе полуострова, оканчивающегося на юге мысом Мурото (зона Накамура), на картах масштаба 1:75 000 по замерам и профилям видно вертикальное расположение осевых плоскостей складок верхнего мела — палеогена, а не опрокидывание их на север.

В горах Канто к северу от Токио отмечается движение масс к югу. Так же, как и в прибрежных районах Хонсю, восточнее залива Исеноуми и в районе п-ова Сима (восточное окончание п-ова Кии), это опрокидывание к юго-востоку складок в палеозойских и мезозойских отложениях, возникших в течение мелового периода и палеогена, можно объяснить влиянием гравитационного тектогенеза — сползания масс с поднимавшейся Кордильеры, ось которой проходила примерно посередине внешней палеозойской зоны. Вблизи прогиба Идзуми происходило местами надвигание палеозойских масс на север, на прогиб. По южной стороне Кордильеры доминировало движение в сторону впадины Тихого океана, которое в комбинации со смятием, происходившим под действием тангенциальных сжимающих сил, приводило к асимметрии складок, к опрокидыванию их в юго-восточном направлении и к возникновению надвигов.

Т. Кобаяси на тектонической схеме о. Сикоку показывает, кроме средней линии, две линии важных разрывных дислокаций: линию Микабу между северной (Pz<sub>1</sub>?) и южной (главным образом Pz<sub>3</sub>, зона Титибу) подзонами внешней палеозойской зоны и линию Бутузо между южной подзоной внешней палеозойской зоны (Титибу) и внешней мезозойской зоной (Симанто). Внутри каждой из этих зон имеются нарушения типа надвигов. Так, например, в районе Сакурадани структура зоны Титибу состоит из девяти небольших покровов. В целом зона Титибу, указывает Т. Кобаяси, состоит из тектонических чешуй, образованных в результате среднемеловой орогении Сакава. Налвиги эти, если сравнивать их с налвигами Альп. характеризуются крутым углом падения поверхностей разрыва и небольпим горизонтальным смещением. Надвигание направлено большей частью на юг: в верхнем течении р. Монобегава имеются надвиги встречного направления. «По моему мнению, — пишет Кобаяси, — орогеническая зона Сакава представляет собой антиклинорий с гнейсами и кристаллическими сланцами в ядре. К югу от этой осевой зоны в зоне Титибу породы серии Тоса и более древние формации изоклинально дислодированы, с чем связано образование надвигов, перемещенных в направлении от антиклинали, расположенной севернее, к синклинали, находящейся на юге. Но продвижение этих надвигов не распространялось далеко. Орогения сопровождалась внедрением изверженных пород Вококура (от основных до кислых). Основные породы часто серпентинизированы и локализуются вдоль тектонических линий разрыва; граниты интрудировали в уже дислоцированные породы и в свою очередь частично милонитизированы. Последняя стадия интрузивной деятельности — это образование порфировых и порфиритовых даек» (Kobayashi, 1953, стр. 269). Позднейшая третичная орогения Ояшима, проявившаяся особенно ярко в более южной зоне Накамура, деформировала также структуру зон Титибу и Симанто. Возникли многочисленные сбросы, усложнилась складчатая структура.

В восточной части п-ова Кии на продолжении упомянутой тектонической линии Микабу описан пологий (под углом 8—10°) надвиг метаморфического комплекса северной подзоны (породы серии Микабу) на неметаморфизованные породы южной подзоны внешней палеозойски зоны (породы серии Самбосан), выступающие в тектонических окнах среди более древних толщ (Kimura, 1954).

Переходя в другую зону сакавид, расположенную на противоположной стороне Японской дуги, в северной части о. Кюсю и западной и северной частях п-ова Тюгоку, т. е. во внутренней зоне складчатого мезозоя и кайнозоя и примыкающих к ней частях срединной зоны, мы должны прежде всего остановиться на работах Т. Кобаяси, который является сторонником широкого развития покровных структур в этой части Японской дуги (Kobayashi, 1941). Основываясь на изучении структуры плато Акиёси в западной части п-ова Тюгоку, где на большой площади наблюдается в обратном залегании разрез карбонатного палеозоя с фауной нижнего и среднего карбона и нижней и верхней перми, и на соотношениях фаций, а также произведя компиляцию карт, имевшихся в его распоряжении, Т. Кобаяси пришел к выводу о существовании огромного тектонического покрова, двигавшегося в нижнемеловое время с северо-запада, т. е. со стороны Японского моря, к срединной зоне Японии. Он предполагал, что фронт шарьяжа заходит далеко на юг, охватывая известняки гор Ибуки и Риозен к востоку от озера Бива.

Критический пересмотр данных, на которые опирался Кобаяси, позволяет подойти к этим выводам с большим сомнением. Во-первых, нельзя считать достаточно убедительными доказательства, основанные на сближении фаций, поскольку многие приводимые им разрезы палеозоя слабо документированы фауной. Во-вторых, конкретные факты об опрокинутом залегании карбонатного палеозоя в горах Акиёси и Ибуки-Риозен или надвигании его на мезозой в горах Ога могут быть истолкованы совершенно иначе (см. фиг. 23, АВ).

Прежде всего рассмотрим основной район известнякового плато Акиёси, расположенный в 20 км к северо-западу от г. Ямагути. Здесь, как уже указывалось, на большой площади (7 × 18 км) распространены волнообразно изогнутые, но в целом залегающие почти горизонтально известняки нижнего и среднего карбона (100 м) и нижней и верхней перми (300-400 м), типичные для фации Акиёси. По всей этой площади они имеют опрокинутое залегание и подстилаются породами, которые Одзава относил к верхней перми, а Кобаяси считает верхним налеозоем, представленным в иной фации, а именно в фации Ямагути. Основанием к выволу о синхроничности пород этой фации и фации Акиёси являются находки фораминифер среднекаменноугольного и пермского возраста в окрестностях плато. Эти породы занимают также узкую полосу (3 км) к северо-западу от известняков и погружаются под несогласно перекрывающий их триас: триасовые отложения в свою очередь вскоре погружаются пол мошные нижнемеловые отложения серии Инкстон, принадлежащие уже к зоне Цусимского краевого прогиба. Мел залегает на триасе с размывом и с базальными конгломератами в основании и имеет падение на северо-запал к берегу Японского моря под углом около 40°.

В 1925 г. Одзава рассматривал известняки плато Акиёси как нижнее подвернутое крыло огромной лежачей складки, сползавшей от осевой части срединной зоны, т. е. из района г. Ямагути, на северо-запад к депрессии, занятой песчаниками Инкстон у края Японского моря. Кобаяси рассматривает эти известняки как клиппен — остаток шарьяжа, двигавшегося от Японского моря к срединной зоне, т. е. в противоположном направлении.

Однако приводимые им профили и карты вполне можно истолковать в том смысле, как это предлагал Одзава, допустив разрывы в подвернутом крыле складки, благодаря чему известняки  $C_1 - P_2$  местами имеют тектонический контакт с подстилающими их верхнепалеозойскими отложениями. Принимая такую схему, необходимо допустить быструю смену фаций в верхнем палеозое от песчано-сланцево-вулканогенных к карбонатным. Можно думать, что эти карбонатные фации образовывали полосу рифов вдоль снивелированной морем вершины геоантиклинали, которая протягивалась по оси срединной зоны. Окраина этой полосы уже в триасе, как мы видели из текста, подвергалась раздроблению и опусканию с накоплением мощных толщ паралических отложений в районе Омине. Прогибание в районе Цусимского пролива продолжалось в юре и нижнем мелу, что могло создавать благоприятные условия для сползания надвиговой чешуи и опрокидывания складок на северо-запад.

К востоку от озера Бива фронт шарьяжа, по Кобаяси, отклонялся далеко к югу, огибая сложенные известняками верхнего палеозоя горы Ибуки и Риозен; таким образом, здесь предполагается наиболее значительное перемешение масс с северо-запада на юго-восток. Однако из позднейшей сводки по геологии Японии мы узнаем, что эти известняки с фауной нижней и верхней перми выходят в антиклинали, которая опрокинута на запад. Поскольку здесь представлено только западное крыло антиклинали. нет возможности наблюдать породы, залегающие стратиграфически ниже известняков. Известняки контактируют по разломам с окружающими некарбонатными породами, которые по возрасту приблизительно одновременны с известняками. Вершины гор Ибуки и Риозен, расположенных между озером Бива и г. Акасака, состоят из известняков, содержащих много фузулинид (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> и P<sub>3</sub>, по японской индексировке. — П. К.). Нижние части этих гор состоят из глинистых сланцев и песчаников. Предполагается, что известняки и эти некарбонатные фации соприкасаются по надвигу (Geol. a. miner. res. Japan, 1956). Ясно, что движение масс, которое могло привести к образованию опрокинутой на запад складки, подвернутое нижнее крыло которой отделено надвигом от подстилающих толщ, полжно было идти с востока на запад, т. е. в направлении, противоположном тому, которое указывает Кобаяси. Интересно, что между выходами известняков гор Ибуки, Риозен и окрестностей Акасака имеется выход верхнетриасовых пород. Это наводит на мысль, что здесь происходило соскальзывание карбонатных толщ с возвышенных участков срединной зоны к внутренней мезозойской депрессии.

Проследив фактические данные по всем тем районам, в которых Кобаяси усматривает доказательства существования крупного надвига в срединной зоне, мы пришли к выводу, что им были объединены под названием «покрова Ora» самые различные проявления надвиговой и взбросовой тектоники — надвиг противоположного направления, развившийся из опрокинутой складки у границы срединной зоны и Цусимского прогиба (в районе плато Акиёси) и отдельные надвиги и взбросы, ограничивающие грабенообразные внутренние впадины срединной зоны, заполненные верхним триасом или юрскими отложениями. Эти впадины в некоторых случаях связаны с зоной разломов Майдзуру (впадина Нарива) и раздроблены в результате многократных мезозойских движений на отдельные грабены и горсты, перемещенные друг относительно друга. Таким образом, надвигание докембрийских гнейсов или палеозойских известняков на мезозой в этих районах (Нарива, Киритани) имеет местный характер и не дает оснований для построения крупного покрова, корни которого должны были бы находиться где-то в Японском море. Чтобы объяснить движение покрова, Ога Кобаяси рисует на своих схематических профилях, иллюстрирующих развитие структуры Японии в течение цикла Сакава, крупную возвышенность в районе Цусимского пролива. Это совершенно не вяжется с его же налеогеографическими картами, показывающими здесь накопление морских и паралических юрских (J<sub>1</sub>, J<sub>3</sub>) и нижнемеловых осадков (бассейны Вакино-Нактонг, бассейн Инкстон).

Проявления мелового и раннетретичного орогенеза выразились, по нашему мнению, в срединной зоне в ее раздроблении и в образовании местных надвигов и сбросов по краям внутренних мезозойских впадин на площади этой зоны. У северо-западного края срединной зоны происходило постепенное погружение области Цусимского пролива и островов Ики и Цусима вместе с северо-восточной окраиной о. Кюсю и западной окраиной п-ова Тюгоку, входящей в состав предиолагаемой платформы. В результате нижнемеловые породы приобрели значительный наклон ( $\angle 30-40^\circ$ ) в сторону пролива. По разломам в этой зоне проникла основная магма, давшая пластовые интрузии и лакколиты порфиритов среди нижнемеловых отложений серии Инкстон, близкие к ней по времени образования.

Судя по несогласиям, зафиксированным в юрских и меловых отложениях о. Хоккайдо, можно говорить о том, что здесь продолжалось формирование складчатой структуры антиклинория Хидака и антиклинали п-ова Немуро, составляющей юго-западный конец Курильской дугообразной складчатой системы.

Кислые интрузии юрского и мелового времени широко распространены в Японии. В горах Абукума некоторые массивы гранитов и гранодиоритов секут метаморфические палеозойские породы и юру и содержатся в конгломератах верхнемелового возраста. К этому же времени, по-видимому, принадлежат наиболее крупные гранитные массивы в горах Китаками. Гранитный батолит, который занимает обширную площадь в срединной зоне юго-западной Японии, интрудировал в более древние граниты и в метаморфические породы комплекса Рёке, распространенные в южной подзоне этой зоны<sup>1</sup>. Гранитные массивы в центральном хребте о. Хоккайдо тесно связаны с региональным метаморфизмом пород этой зоны и могут яметь позднемезозойский или нижнетретичный возраст (Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961).

В отношении срединной зоны, которая, так же как и массив Абукума, особенно насыщена интрузиями гранитов и гипабиссальных кислых пород, можно, следовательно, говорить о двух возрастах главной массы интрузий. Это, во-первых, так называемые «древние» граниты и гранодиориты, часто гнейсированные и сланцеватые, секущие палеозой или метаморфическую зону Рёке. Они, может быть, принадлежат к концу перми — началу триаса, подобно батолитам Гродековского массива в Приморском крае. Вторая группа гранитоидов, по-видимому, имеет юрский или меловой возраст; естественно среди них искать аналогов так называемых австрийских гранитоидов, пироко распространенных в области Сихотэ-Алиня и внедрившихся приблизительно в то время, когда в Японии достигли большой интенсивности тектонические движения фазы Сакава. Кроме того, здесь имеются в меньшем количестве гипабиссальные интрузии, связанные с эффузивами третичного возраста.

Имеются данные определения абсолютного возраста гранитов северо-восточной Японии (рудник Ямагути, район Мияко-Таро), прорывающих палеозойские породы. Он определен в 100 млн. лет, т. е. соответствует середине мела (Imai a. oth., 1960).

К юре или мелу относятся ультраосновные породы пояса разломов Майдзуру между городами Тоттори и Окаяма в срединной зоне, габбро и гипербазиты в северной части Канто (в 70 км к северо-западу от Токио) н в горах Абукума и Китаками, порфириты внутренней зоны у западной оконечности п-ова Тюгоку. К позднему мезозою или палеогену принадлежат многочисленные ультраосновные интрузии во внешней палеозойской зоне Титибу и вдоль центрального антиклинория о. Хоккайдо. Крупнейшие из них достигают на о. Хоккайдо 50 км в длину и представлены главным образом серпентинитами (Suzuki, 1953). Расположение основных интрузий, вытянутых вдоль определенных линий по простиранию внешней палеозойской зоны (острова Сикоку, Хонсю) и центрального антиклинория о. Хоккайдо и по разломам пояса Майдзуру, рассекающим наискось срединную зону о. Хонсю, говорит об активности глубинных разломов, по которым поднималась магма из подкоровых очагов. С ним связаны и основные эффузии, особенно многочисленные в мезозое о. Хоккайдо и Курильской дуги.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В префектуре Киото абсолютный возраст биотитовых гранитов, рвущих палеозойские отложения, определен в 111 млн. лет (Nagai, 1962).

### Кайнозойский этап геологической истории Японии и формирование молодой структуры внутренних и внешних зон Японской дуги и о. Хоккайдо

В течение кайнозоя в развитии Японии видна интерференция двух. типов лвижений. Это, во-первых, дифференциальные движения, благодаря которым происходило опускание в геосинклинальных, внешней и внутренней, зонах Японской дуги и в прогибах на о. Хоккайдо, наряду с поднятием геоантиклинальных структур и, во-вторых, общее эпейрогеническое полнятие или погружение всей области в целом. Такое общее полнятие привело к регрессии в конце мела, отмеченной перерывом и несогласием межлу верхним мелом и палеогеном в северо-восточной части о. Хонсю. на о. Хоккайдо, а также на о. Сахалин и на Курильских островах. Эта фаза, называемая Коботоке, сопоставляется с ларамийской орогенической фазой Северной Америки. Большая часть островов Хонсю, Сикоку и Кюсю и центральная возвышенность о. Хоккайдо оставались сушей в течение цалеогена; но трансгрессия постепенно развивалась и после поднятий конца палеогена достигла особенно большого размаха в среднем миоцене. В это время почти вся Япония была погружена под уровень моря и над его поверхностью выдавались только небольшие острова в тех местах, где сейчас располагаются возвышенности центрального Хоккайдо, гор Китаками и Абукума, Хида и Акаиси, средней части п-ова Тюгоку и района о. Сикоку и п-ова Кии (так называемый остров Кумакии; Отука, 1939; Masae, 1958). Суша центрального хребта о. Хоккайдо, возможно, продолжалась на Сахалин, образуя меридионально вытянутый о. Палео-Иезо.

В дальнейшем доминировала постепенная регрессия моря. На фиг. 11-А, 11-Б и 11-В представлена карта неотектоники, т. е. позднекайнозойских деформаций земной коры. Сравнивая современные очертания суши с положением береговой линии в позднем плиоцене, как оно изображено К. Канеко (Geol. a. min. res. Japan, 1956), можно убедиться, что с этого времени в целом доминировала регрессия, особенно заметная в области депрессии Канто на Тихоокеанском побережье и в прогибе, унаследованном от геосинклинали Уэцу на западном побережье и на о. Хоккайдо.

Обратный процесс — опускание и трансгрессия моря — отчетливо проявился в области внутреннего моря Сетоути.

С волной поднятия, датируемой примерно конпом палеогена (фазы Минеока и Олшима, по Т. Кобаяси), связаны перерывы и угловые несогласия между миоценом и палеогеном во внешней зоне юго-западной Японии, в области Тихоокеанского побережья к востоку от гор Абукума. в районе г. Миязаки на юго-восточном побережье о. Кюсю и в других местах. Несогласия отмечаются также между нижним и средним миоценом в центральной части о. Хоккайдо, между средним и верхним миоценом на нобережье Японского моря в южной части геосинклинали Уэцу (префектура Нагано) и в геосинклинали Синдзи (префектура Симане), между миоценом и нижним плиоценом в западной части депрессии Канто, между средним миоценом и средним плиоценом на побережье Японского моря между заливами Вакаса и Тояма и, наконец, между нижним и верхним илиоценом на о. Хоккайдо к западу от Центрального хребта. Из этого перечня можно видеть, что несогласия, возникавшие в течение неогена, имеют более локальный характер, проявляясь на одних участках и не будучи выражены на других, где складчатость, возможно, происходила одновременно с образованием осадков (конседиментационная складчатость). Разбросанность несогласий во времени по всему неогену зависит от того, что в эту эпоху особенно интенсивными становятся дифференциальные звижения. Суммируясь с общими эпейрогеническими колебаниями, они в одних местах усиливают, в других ослабляют эти колебания и в целом маскируют правильную картину смены общих для всей области поднятий и опусканий.

Дифференциальные движения кайнозоя показывают более устойчивую тенденцию. Длительный рост поднятий в срединной зоне (хребты Хида, Акаиси, п-ов Тюгоку), во внешней зоне (где ось поднятия приблизительно совпадает с границей зон Титибу и Симанто), в массивах Абукума и Китаками и в Центральном хребте о. Хоккайдо, отчетливо наметившийся уже в конце мезозоя, хорошо документирован по расположению третичных поверхностей выравнивания. Время, на которое падает эта деформация, охватывает поздний кайнозой — часть неогена и четвертичный период. Эти области поднятия, представляющие собой геоантиклинали в структуре Ипонской геосинклинальной системы, сохраняли общую тенденцию своего движения на протяжении всего кайнозоя; но контуры их несколько изменились за счет вовлечения в поднятие тех частей геосинклиналей Уэцу и Накамура, которые испытали складчатость и инверсию вертикальных движений.

Значительные по мощности комплексы кайнозойских осадочных пород сосредоточены в следующих зонах, которые мы рассмотрим, переходя с востока на запад и с юга на север, к границам Советского Союза.

1. Островная дуга Рюкю. Эта дуга имеет зональное строение. Ханзава и Кобаяси различают в ее строении три зоны: а) внешнюю (юго-восточную). которой распространены третичные и послетретичные отложения: в б) среднюю, включающую наиболее крупные острова — Исигаки, Окинава, Амамиосима и другие, в пределах которой известны отложения палеозоя, палеогена и неогена; в) внутреннюю зону, представляющую собой цепь вулканических островов Ио, Наканосима, Суваносе, Тори, Хатома и др. Кобаяси считает, что эта вулканическая цепь через о-ва Сенто прополжается в северную часть о. Тайвань, тогда как Хесс рассматривает вулканы северного Тайваня и о-вов Рюкю как различные вулканические пояса. Послепняя точка зрения представляется более правильной (Хесс. 1952; Hanzawa, 1935: Kobayashi, 1941). Через главные острова, т. е. через среднюю зону от о. Ириомоте до островов Яку и Танегасима, расположенных у южного конца о. Кюсю, проходит геоантиклиналь, которую Хесс называет геоантиклиналью Нансей-шото и рассматривает как останец древней. возможно среднемезозойской, системы дуг, включавшей Японию, Тайвань и Филиппины.

Острова Удзи и Кусагаки, расположенные к юго-западу от о. Кюсю, намечают еще одну зону, расположенную ближе к материку, чем вулканические острова Рюкю. Н. Хатаэ указывает здесь на распространение молодых эффузивов и песчано-глинистых пород, сходных с мезозоем югозападного Кюсю. Внутренние зоны о-вов Рюкю он считает палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями, а внешние — продолжением третичной зоны южного Кюсю (Хатаэ, 1957). Поэтому район островов Удзи и Кусагава отнесен на вташей карте к мезозойской зоне Симанто, а вулкапическая зона и главная геоантиклиналь дуги Рюкю рассматриваются как продолжение внешней кайнозойской зоны Японской дуги, т. е. геосинклинали Накамура.

В строении геоантиклинали Рюкю принимают участие главным образом палеозойские пироксениты, амфиболиты и кристаллические сланцы, палеозойские конгломераты, кремнистые породы с радиоляриями и песчано-глинистые породы с прослоями известняков, содержащих пермскую фауну (о. Окинава и другие крупные острова средней и южной части дуги; Foster, 1960).

Этот палеозой, сходный с комплексом Титибу, сильно дислоцирован и прорван гранитами; образование складок, имеющих северо-восточное простирание, может быть отнесено, следуя Кобаяси, к мезозою. Позднейшие движения проявились в олиго-миоцене и позже, вплоть до новейшего времени. К палеогену относится внедрение гранитов на о. Яку в северной части дуги.

Кайнозойские отложения, залегающие трансгрессивно на палеозое, распространены также и во внешней зоне. Это морские эоценовые отложения серии Мияра, отложения бурдигальского яруса (серия Яэяма — андезиты, туфы и конгломераты в нижней части, переслаивание песчаников и сланцев в верхней части серии, содержащей пласты угля), нижний плиоцен (серия Шимадзири — океанические осадки; в верхней части — андезиты и аггломератовые туфы с прослоями пемзы) и верхний плиоцен (конгломераты Сонаи). К плейстоцену относятся, во-первых, гравийники Кунигани, распространенные на террасах на высоте 80—100 м и показывающие заметный наклон, который вызван самыми новейшими движениями, и, вовторых, коралловые рифы, поднятые на незначительную высоту над уровнем моря.

С юго-востока дуга Рюкю обрамляется глубоким желобом, а с северозапада — впадиной, составляющей продолжение Предтайваньского краевого прогиба (см. введение и главу V).

2. В пределах Главной Японской дуги выделяется зона у побережья Тихого океана, в которой имеют распространение главным образом верхнемеловые и палеогеновые отложения, известная под названием геосинклинали Накамура. На фиг. 22 она показана как подзона внешней тектонической зоны, сложенной мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Зона геосинклинали Накамура охватывает южную часть о. Кюсю, два южных полуострова о. Сикоку, южную часть п-ова Кии и продолжается в понижении между городами Сидзуока и Кофу во впадину Великого Грабена (Fossa magna). Эта зона представляла собой остаточную геосинклиналь, унаследованную от палеозойской геосинклинали Титибу и мезозойской геосинклинали Симанто. Обращает на себя внимание тот факт, что почтн параллельно простиранию этой нижнетретичной геосинклинали в 100— 150 км южнее простирается глубокий желоб (глубина до 5730 м) по дну Тихого океана. Он продолжается в виде узкого грабена в залив Суруга в направлении Великого Грабена. Возможно, это указывает на миграцию оси геосинклинального прогиба еще далее на юго-восток к настоящему времени; прогиб этот может с равным основанием рассматриваться и как краевой прогиб на периферии океанической плиты.

В геосинклинали Накамура палеоген представлен мощным комплексом флишоидных песчано-глинистых отложений, бедных фауной и лишь местами содержащих фауну эоцена. Эти отложения смяты в изоклинальные складки с углами падения 30-50° и больше, параллельны общему простиранию внешней зоны и разбиты надвигами и сбросами. В западной части зоны Накамура преобладает наклон складок к северу и северозападу, а в восточной — к юго-востоку. Эта особенность складчатой структуры внешней зоны уже отмечалась нами при описании позднемезозойских дислокаций. Геосинклиналь Накамура испытала в середине третичного периода интенсивные орогенические движения. На южном Кюсю и на о. Сикоку сильно смятые отложения мела и палеогена несогласно перекрыты миоценом. В зоне Нагаторо, образующей остов о. Сикоку, миоцен залегает на высоте до 1000 м над уровнем моря (Kobayashi, 1953; Кобаяси, 1957). Морские отложения миоцена имеют распространение в южной части зоны Накамура на о. Кюсю около г. Миязаки и на побережье о. Хонсю к западу от г. Сидзуока и между городами Сидзуока и Кофу. Они пислоцированы, по мнению Кобаяси, перед началом плиоцена. Четвертичные отложения на побережье к западу от Сидзуока имеют мощность больше 200 м. Около г. Миязаки и южнее миоцен, несогласно залегающий на палеогене, дислоцирован слабее, чем в других частях Тихоокеанского побережья. Он представлен толщей ритмического чередования песчаников и глинистых сланцев, достигающей мощности 3000 м. Выше залегают довольно мошные плиоценовые отложения такого же типа. Мощность неогена на побережье между городами Нагоя и Сидзуока достигает 3800 м, причем плиоценовая флишондная толща, так называемая серия Какегава, составляет 600— 2200 м, а мощность четвертичных отложений — 200 м (Makiyama, 1940).

Между городами Сидзуока и Кофу миоцен образует вместе с палеогеном сложные складки, опрокинутые к востоку и юго-востоку; простирание их постепенно меняется от северо-восточного до меридионального сообразно с направлением Великого Грабена. Нивелировки показывают картину быстрых, в геологическом смысле, современных колебательных движений — как плавных, так и связанных с землетрясениями — в самой южной части зоны Накамура у мысов, которыми оканчиваются о. Сикоку и п-ов Кии (Кобаяси, 1957).

3. Район горы Фудзи и депрессия Канто находятся в той области, где структуры основной дуги Идзуситито примыкают к Японской дуге. На и-ове Идзу и вблизи горы Фудзи неоген дислоцирован и представлен главным образом эффузивами и туфами. Мощность неогена на п-ове Миура к югу от Токио достигает 6300 м (Когіта, 1954). На п-ове Босо палеоген (кремнистые сланцы, граувакки) образует сложные складчатые структуры; углы падения в неогене п-ова Миура достигают 60—90°. В депрессии Канто распространен менее дислоцированный плиоцен, который достигает мошности 1500—4000 м. Сейсмозонлирование показывает пологий наклон слоев на восток (Tateichi, Hirazawa, 1957). Четвертичные отложения тоже достигают здесь большой мощности. По-видимому, молодой прогиб Канто представляет собой продолжение прогиба, выраженного в виде глубокого желоба, который отделяет островную дугу от впадины Тихого океана. Этот желоб сопровождает восточный край дуги Идзуситито и сливается здесь с тем желобом, который окаймляет северную часть Японской дуги по ее восточному краю.

4. На восточном побережье северного Хонсю местами выступает угленосный палеоген, смятый в складки и несогласно перекрытый верхнетретичными отложениями. У восточного подножия гор Абукума и в районе г. Сендай миоцен (морские песчано-глинистые и туфогенные отложения) слабо жислоцирован и перекрыт также слабо дислоцированным плиоценом. Однако в некоторых районах восточного побережья дислокации неогена весьма интенсивны, причем дислоцированная толща плиоценовых отложений (серия Сидзукава, являющаяся стратиграфическим аналогом вышеупомянутой серии Какегава и залегающая на миоцене с угловым несогласием) достигает огромной мощности 1500—6000 м (Otuka, 1955).

В 150—250 км восточнее проходит чрезвычайно сейсмичный современный прогиб — глубокий Японский желоб (впадина Тускарора, глубиной до 8490 м). Вся эта зона может рассматриваться как прогиб, унаследованный от геосинклиналей Симанто и Накамура. Кайнозойский прогиб далее к северу разделяется на две ветви — геосинклиналь Исикари, протягивающуюся на о. Хоккайдо западнее Центрального хребта, и прогиб в системе Курильской дуги, следующий вдоль желоба Курило-Камчатской впадины.

5. В горной области Канто к северо-западу от Токио и в понижении по рекам Тикума и Синано, которое пересекает о. Хонсю вдоль так называемого Великого Грабена, протягивается поперечный кайнозойский прогиб, связывающий прогибы восточного и западного побережий Японской дуги. Здесь большую роль играют вулканические накопления такого же типа, как в районе г. Фудзи в цепи вулканов, составляющей продолжение вулканического ряда островов Бонин — Идзуситито. Тектоника Великого Грабена (взбросы, сбросо-сдвиги) описана М. Тикинико (Tikiniko, 1962) и др.

Миоценовые слои с *Lepidocyclina* выполняют котловину Титибу среди налеозойских и мезозойских пород горной области Канто. Эта котловина в какой-то мере унаследована от узкого, заполненного меловыми отложениями прогиба, пересекающего Канто. Миоцен здесь собран в складки северо-северо-западного и северо-западного простирания, параллельного направлению мелового прогиба. В пределах Великого Грабена севернее озера Сува распространен довольно мощный вулканогенный и морской миоцен и континентальный плиоцен с лигнитами. Эти плиоценовые отложения в западной части грабена у подножия хребта Хида сильно дислоцированы и образуют складки северо-восточного простирания.

6. В районе внутреннего моря Сетоути и депрессии, расположенной вблизи залива Исеноуми, т. е. в пределах срединной зоны, неоген имеет небольшую мощность и дислоцирован сравнительно слабо. Нижнечетвертичные отложения, перекрытые эффузивами, подняты на 200 м над уровнем моря в северной части о. Сикоку и на некоторых островах внутреннего моря. В районе г. Осака неоген разбит по расколам на отдельные блоки и смят только вдоль разломов благодаря дифференциальным движениям. Таким образом, эта зона представляет значительный контраст с геосинклинальными прогибами окраинных геосинклиналей и прогибом Fossa magna.

На западном продолжении зоны прогиба Идзуми, на о-вах Амакуса, расположенных у западных берегов о. Кюсю, развиты не очень мощные верхнемеловые отложения (серия Уракава — верхи Cr<sub>2</sub>) и согласно на них залегающий мощный палеоген. Те и другие образования смяты в складки северо-восточного простирания, местами разбитые сбросами. Степень дислоцированности средняя. Как уже упоминалось, мы рассматриваем эту зону, как продолжение прогиба, протягивающегося вдоль западного края дуги Рюкю на границе Китайской платформы.

7. В северной части о. Кюсю, составляющей продолжение акиёсид п-ова Тюгоку, т. е. в срединной зоне, палеоген, занимавший первоначально довольно большую площадь, сохранился в грабенах северо-северо-западного простирания. Восточные части этих блоков опущены, а западные приподняты в виде горстов. Складчатые дислокации в палеогеновых отложениях здесь выражены в слабой степени. Миоцен, представленный в северо-западной части острова пресноводными и морскими песчано-глипистыми отложениями, достигает мощности 3800 м.

8. В западной части внутренней зоны Японского побережья протягивается миоценовая геосинклиналь Синдзи. Это узкая полоса дислоцированных кайонозойских отложений, занимающая п-ов Симане и депрессию, протягивающуюся от залива Вакаса по залива Тояма. Палеоген распространен западнее этой зоны на о. Цусима, тогда как в самой геосинклинали Синдзи развиты главным образом верхнетретичные отложения. Как и в геосинклинали Уэцу, которая составляет продолжение этого прогиба, неоген здесь начинается мощным комплексом зеленых туфов и эффузивов, относимых к нижнему миоцену, а выше следуют песчано-глинистые и туфогенные морские отложения среднего или верхнего мноцена и частью пресноводные, частью морские отложения плиоцена. Общая мощность неогена значительна (до 3700 м). Нижний и средний миоцен интенсивно дислоцирован и пронизан интрузиями; он несогласно покрывается верхним миоценом или плиоценом, дислоцированным слабее. Ориентировка складок восточно-северо-восточная, параллельная общему простиранию внутренней зоны (Tomita, Eigo, 1938).

9. В северо-восточной части побережья Японского моря через префектуры Нагано, Ниигата, Ямагата, Акита и Аомори до п-ова Ошима в южной части о. Хоккайдо протягивается геосинклиналь Уэцу, известная своими нефтяными месторождениями. Она то углубляется и расширяется до 100 км, то суживается в тех местах, где в ней выступают блоки мезозойских складчатых гор (палеозой, граниты), раздробленных на отдельные глыбы при формировании этой геосинклинали. Палеоген здесь неизвестен, но, вероятно, присутствует в глубоко прогнутых участках геосинклинали.

Так же, как и в геосинклинали Синдзи, в нижней части неогена (нижний миоцен) здесь выделяется комплекс зеленых туфов и эффузивов. Миоцен представлен всеми отделами и выражен морскими и континентальными (угленосными) песчано-глинистыми и туфогенными отложениями. Плиоцен сложен мелководными морскими осадками, иногда содержит туфы. У краев отдельных прогибов, заполненных этими верхнетретичными отдожениями, преобладают песчаные породы; снос терригенного материала, очевидно, шел со стороны Срединного хребта о. Хонсю, т. е. из осевых частей срединной зоны. Заметных несогласий в толще неогена не имеется, и ее мошность достигает 2400—5000 м (Hatakeyama, 1954; Yabe, 1954; Yoshinosuki, 1934). Для района Этиго указывается даже мощность 9500 м. в том числе зеленые туфы нижнего миоцена достигают мощности 7000 м (Makiyama, 1940). «Первичные складки развивались в этой синклинали в течение всего периода осадконакопления; движения земной коры достигли максимальной интенсивности в плиоплейстоцене. Свита Уонума этого возраста представлена в основном континентальными орогеническими (т. е. возникшими при образовании складчатых гор и вблизи них. — П. К.) осалками с большим солержанием контломератов и резкими изменениями фациального состава. В основании свиты, внутри ее и в кровле установлены многочисленные несогласия» (Кобаяси, 1957, стр. 292-293). Как показывают повторные нивелировки поперек этой зоны, в течение 1892-1938 гг. своловые части антиклиналей полнялись на 3-4 см. тогла как синклинали испытали относительное погружение. Таким образом, рост складок в геосинклинали Уэцу продолжается и сейчас. Складки неогена обычно довольно пологие, с углами падения на крыльях от 5 до 30°; всего здесь насчитывается несколько десятков антиклинальных структур. Нередко они разбиты сбросами.

Простирание складок постепенно изменяется от северо-восточного на юге до меридионального на севере, будучи приблизительно параллельно общему простиранию внутренней зоны, с неболышим отклонением к северо-востоку. Ябе указывает, что антиклинали в геосинклинали Уэцу почти всегда имеют пологие западные крылья и крутые восточные крылья; складчатость является настолько молодой, что синклинали и антиклинали соответствуют долинам и возвышенностям в современном рельефе (Yahe, 1954). С востока геосинклиналь Уэцу окаймлена главным поясом действующих вулканов Японской дуги.

10. С геосинклиналью Уэцу тесно связаны и рассматриваются Кобаяси как восточная ее часть кайнозойские отложения срединной зоны, распространенные главным образом в прогибах между блоками складчатого фундамента этой зоны в северной части о. Хонсю и юго-западной части о. Хоккайдо. Они отмечены на тектонической карте особым знаком (см. фиг. 22, зн. 16); смяты в пологие складки по направлению общего простирания Японской дуги. Высказывалось мнение, что прежде верхнетретичные отложения покрывали целиком всю территорию северного Хонсю (Hall, Watanabe, 1933). Однако мощность этого осадочно-вулканогенного покрова очень изменчива и, по-видимому, гораздо меньше, чем в основном прогибе геосинклинали Уэцу, протягивающемся вдоль западного побережья Хонсю. В низах неогена преобладают зеленые туфы большой мощности. Неогеновые и четвертичные отложения сосредоточены главным образом в цепи межгорных котловин Аомори, Ханава, Одатэ, Йокоте, Синдзё, Ямагата, Йонедзава и Инавасиро, расположенных к западу от Центрального хребта северного Хонсю. Эти котловины рассматриваются как грабены, хорошо выраженные в рельефе.

В целом северная часть Хонсю и южная часть Хоккайдо, с многочисленными выступами мезозойского складчатого фундамента (граниты, складчатый палеозой), этими котловинами и своеобразными впадинами заливов Муцу и Утиуру, показывает картину раздробления древнего складчатого сооружения на отдельные не очень крупные глыбы. Одна из них, как клавиши, опустились, другие сохранили прежнее положение или испытали поднятие (Центральный хребет). Сначала преобладало растяжение, которое привело к распирению и углублению грабенообразных прогибов по оси новообразованной геосинклинали Уэцу и в пределах этих межгорных котловин и впадин. Общее погружение местности, связанное с этим процессом, дало возможность распространиться водам верхнетретичного моря почти по всей территории северного Хонсю. Сжатие в конце неогена вызвало поднятие некоторых блоков и общее смятие третичных толщ в прогибах и межгорных котловинах. В течение верхнего плиоцена в некоторых из этих котловин существовали озерные бассейны и продолжалась седиментация (впадины Йокоте, Яматата, впадина в верхнем течении р. Китаками между Центральным хребтом и массивом тор Китаками). Кое-где накопление континентальных отложений продолжалось и в четвертичное время.

11. Кайнозойская геосинклиналь Исикари, расположенная в западной ноловине о. Хоккайдо, представляет собой дальнейший этап развития мезозойской геосинклинали, протягивавшейся у западного склона Центрального хребта (Хидака). Эта мезокайнозойская геосинклиналь имеет здесь северо-северо-западное простирание и продолжается дальше с меридиональным направлением на о. Сахалин, где Западно-Сахалинский хребет составляет продолжение Центрального антиклинория о. Хоккайдо.

В геосинклинали Исикари широко распространен палеоген, несогласно залегающий на верхнемеловых отложениях. Палеоген состоит из двух толщ. Нижняя толща (серия Исикари) состоит главным образом из пресноводных отложений, охватывающих интервал от нижнего эоцена до среднего олигоцена включительно; они имеют мощность 900—3000 м. Верхняя толща (серия Поронай) представлена морскими отложениями и принадлежит, по японским данным, к верхнему олигоцену. Ее мощность 700—1000 м. Между обеими сериями отмечаются перерыв и несогласие, падающие на вторую половину олигоцена. Неоген в нефтеносных районах этой геосинклинали между г. Вакканай на северном окончании острова и г. Уракава на южном имеет большую мощность (до 5000 м, а по данным Иошиносуки даже 7900 м) и, как и в геосинклинали Уэцу, содержит большое количество пирокластического материала (зеленые туфы); наблюдается несколько перерывов и несогласий (Yoshinosuki, 1934; Geol. a. min. res. Japan, 1956; Iijima, 1959).

Так же, как и в мезозойских отложениях, в нижнетретичных и, местами в миоценовых отложениях Западного Хоккайдо наблюдается интенсивная складчатость с образованием надвигов и тектонических отторженцев (клиппенов). Складки опрокинуты на запад, в этом же направлении перемещены надвиги. Опрокинутые к западу складки наблюдаются в угольном месторождении Исикари, в соседнем участке, сложенном меловыми породами, и в той узкой меридиональной зоне мезозойских отложений, которая протягивается несколько восточнее между горами Асибету-Юбари и Центральным хребтом Хидака. Главной фазой дислокаций этой орогении, называемой орогенией Хидака, была послемиоценовая фаза Пост-Кавабата (Yabe, 1954; Нагао, 1939). Это движение масс к западу и юго-западу составляет резкий контраст с восточным направлением движения на большей части территории Японии; оно может быть связано с тем, что дуга островов Хоккайдо и Сахалин обращена выпуклостью на запад, а не на восток, как остальные дуги в районе Японских островов.

В миоценовых отложениях южной части геосинклинали Исикари (около т. Уракава) складки имеют северо-восточное направление, а в северпой (около г. Вакканай) — меридиональное. Это широкие и более пологие структуры, чем в неогене геосинклинали Уэцу; как и там, к ним приурочены нефтяные месторождения. 12. В восточной части Хоккайдо неоген в районе угольного месторождения Кусиро достигает мощности 2300—4000 м (Sasa, 1940). Он сравнительно слабо дислоцирован, как и согласно его подстилающие отложения палеогена и меловой системы. Складчатость имеет в общем простирание северо-восточное, Курильского направления.

Направление движений земной коры в палеогене здесь было близко к направлению складчатости ларамийской фазы (конец Cr<sub>2</sub> — начало Pg). Они привели к образованию структур типа надвигов и к поднятию фронтальной зоны островной дуги, т. е. к образованию Малой Курильской гряды. Следующая верхнетретичная фаза тектогенеза была приурочена к верхам миюцена и низам плиюцена. Она проявилась в основном в пределах Большой Курильской гряды и находит себе аналогию в дислокациях неогена восточного Хоккайдо.

Движения продолжались и в четвертичное время, в результате чего плиоцен местами наклонен под углом 3-4°.

Таким образом, в кайнозойской структуре Японии и Курильских островов видны разнообразные структурные зоны — геоантиклинальные поднятия или депрессии с малой мощностью и слабой дислоцированностью кайнозойских отложений в срединной зоне (район Внутреннего моря и северной части о. Кюсю) и глубоко прогибавшиеся геосинклинали по краям Японской дуги, к западу от антиклинория Хоккайдо и в системе Курильской дуги, испытавшие складчатость в неогене.

Интрузивная деятельность конца мела — начала палеогена уже была охарактеризована выше. К верхнетретичному времени относятся небольшие интрузивные тела гранитов и гранодиоритов во внутренней зоне, внедренные в миоценовую толщу «зеленых туфов» геосинклиналей Синдзи и Уэцу, а также в зоне Великого Грабена, в западной части п-ова Тюгоку, в срединной зоне и в нескольких пунктах во внешней зоне Накамура (на мысах Ашизури и Мурото в южном Сикоку, на п-ове Осуми о. Кюсю). Во внешней зоне имеются также основные интрузивные породы миоценового возраста.

#### ВУЛКАНИЗМ ЯПОНИИ

Вулканизм в Японии прослеживается по всему кайнозою, но наибольшей интенсивности он достигал в миоцене. К раннему миоцену относится особешно сильная вулканическая деятельность, с которой связано образование вышеупомянутой мощной толщи «зеленых туфов» во внутренней зоне, излияния вулканов центрального типа в зоне Великого Грабена и пр. Со среднего миоцена до плиоцена вулканическая деятельность ослабевает и в настоящее время является менее активной, чем в начале четвертичного периода.

В расположении действующих и потухших вулканов (фиг. 25) особенно ясно видна поясовая зональность, отмеченная еще Харадой (Harada, 1888). Вдоль Главной Японской дуги в ее южной части тянется приблизительно вдоль границы внутренней и срединной зон вулканический пояс Дайсен — потухшие вулканы, извергавшие андезито-дацитовые и риолитовые или щелочные лавы. Он отклоняется затем к югу и сливается в центральном Кюсю с вулканическим поясом, составляющим продолжение островной дуги Рюкю. В поясе Рюкю имеется много действующих вулканов, изливающих лавы базальтового и андезитового составов.

В северной части Главной дуги видны два параллельных пояса — пояс потухших вулканов Тёкай ближе к побережью, т. е. в пределах геосинклинали Уэцу, и главный пояс, который проходит приблизительно по оси срединной зоны и переходит в южную часть о. Хоккайдо. Пояс Тёкай с его андезито-дацито-риолитовыми лавами, возможно, является унаследованным от той вулканической зоны, с которой было связано накопление



Фиг. 25. Расположение плейстоценовых и современных вулканов на Японских островах и в соседних областях (по Х. Куно, см. Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961) 1 — вулканы, извергавшие лавы типа долеритовых базальтов и пироксеновых андезигов; 2 — кальдеры; 3 — отложения цемзы и туфового материала; 4 — вулканы, извергавшие лавы типа роговообманковых или биотитовых андезитов, дацитов и риолитов; 5 — вулканы, извергавшие лавы щелочного типа; 6 — лавы типа щелочных базальтов мощных туфовых толщ в миюцене геосинклинали Уэцу. Главный пояс, называемый также поясом Насу, содержит много потухших и действующих вулканов, извергающих главным образом лаву андезитового и базальтового состава.

От этого пояса вдоль хребта Хида отходит короткий вулканический пояс Норикура с одним действующим и несколькими потухшими вулканами; простирание его почти меридиональное.

В средней части о. Хонсю Главная дуга пересекается с вулканическим поясом Фудзи, который тянется по Великому Грабену и островной дуге Идзуситито — Бонин, продолжающейся на Марианских островах. Это главным образом действующие вулканы с излияниями лав базальтового и андеэитового составов. Пояс получил свое название по знаменитому вулкану Фудзияма, около г. Токио.

В восточной части о. Хоккайдо через п-ов Сиретоко тянется ряд действующих и потухших вулканов и кальдер, принадлежащих к Курильской дуге. Они извергают лавы андезито-базальтового состава. Этот вулканический пояс Чишима находится не совсем на продолжении Большой Курильской дуги, а немного западнее и севернее ее южного конца. Возможно, такое смещение связано с поперечными или диагональными сдвигами, по которым отдельные звенья Курильской дуги смещены друг относительно друга таким образом, что каждое более северное звено расположено несколько восточнее предыдущего.

Направление всех вулканических поясов становится еще более отчетливым, если карту вулканов совместить с картой горячих источников Японии. Термальные источники приурочены ко всем этим поясам, а также к прибрежным частям геосинклиналей Синдзи (п-ов Симане), Уэцу и Накамура (южная часть п-ова Кии).

Расположение вулканов и основных тектонических структур новейшего времени стоит в определенных соотношениях с геофизическими явлениями — сейсмичностью и аномалиями силы тяжести, которые рассматриваются ниже.

Четвертичный и современный щелочной вулканизм отчетливо тяготеет к окраине той древней платформы, которая примыкает с северо-запада к Японской дуге.

Он известен на северном побережье п-ова Тюгоку, на островах Оки и Уллындо в Японском моге и имеет немало общего со щелочными породами о. Чечжудо (к югу от Кореи, щелочные базальты), северной Кореи и западного побережья о. Сахалин.

### НЕОТЕКТОНИКА И ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ЯПОНИИ

Если относительно складчатой структуры Японии можно сказать, что в основном она сформирована мезозойскими орогеническими движениями во внутренних районах и кайнозойской складчатостью в прибрежных периферических частях страны, то в современной морфологии всей этой области роль молодых тектонических движений отчетливо выступает на первый план. Это относится как к рельефу островов, сформированному в результате верхнетретичных и четвертичных поднятий, связанных, вероятно, со сжатием складчатой эоны и увеличением толщины земной коры, так и к таким особенностям рельефа дна ближайших частей океана, как глубокие желобы, обрамляющие с востока островные дуги Рюкю, Бонин — Идзуситито, Японскую и Курильскую. Как указывает Г. Штилле, формирование узких молодых впадин по периферии Тихого океана относится к плиоцену. О молодости этих структурных форм говорят их рельеф, сходный с рельефом молодых трабенов (сбросовые уступы и пр.), и высокая сейсмичность. На фиг. 11 представлена карта неотектоники, т. е. позднекайнозойских деформаций земной коры, составленная нами по тому же принципу, как и ранее опубликованная карта неотектоники о. Сахалин и хребта Сихотэ-Алинь (Кропоткин, 1956, 1961а). Величина прогибания определяется, исходя из мощности верхнетретичных и четвертичных отложений, величина поднятия — по отметкам третичных поверхностей выравнивания и общему характеру рельефа.

Расположение этих молодых зон поднятия и опускания на Японских островах не вполне совпадает с планом дислокаций, сформированных в течение мезозойского и кайнозойского циклов складчатости, отличаясь отнего местами довольно сильно. На фиг. 11-А, 11-Б и 11-В прекрасно видно раздробление мезозойского складчатого сооружения Японии на отдельные блоки, сдвинутые относительно друг друга и разобщенные грабенообразными прогибами, в которых было сосредоточено накопление мощных неогеновых толщ.

Более простыми в этом отношении являются описанные Хессом структуры островов Марианской дуги (продолжающейся на о-вах Идзуситито) и о-вов Рюкю. Дуга о-вов Рюкю представляет собой двойную геоантиклиналь, по-видимому разорванную на севере поперечным слвигом. Запалная из этих антиклиналей увенчана рядами вулканов. Островная дуга Рюкю обрамлена впадинами как с запада, у края мелководного Восточно-Китайского моря (глубина до 2,7 км), так и с юго-востока, где параллельно ей протягивается типичный для окраин Тихого океана глубоководный желоб с отметками до 7,5 км ниже уровня моря. Этот желоб продолжается и дальше к северо-востоку, окаймляя внешнюю зону юго-западной части Главной дуги Японских островов. Такой же типичный желоб протягивается у восточного склона подводной возвышенности островов Марианских, Бонин и Идзуситито, продолжаясь дальше на север в Японскую (глубиной до 10,4 км) и Курило-Камчатскую глубоководные впадины. Отдельные его углубления известны под названием желобов Яп. Марианского, Волкано, Идзу-Бонинского и Японского.

В пределах Главной дуги Японских островов структура и рельеф имеют, как уже указывалось, более сложный характер. По-видимому, это связано с тем, что здесь мы видим узлы пересечения различных дуг. Так, например, в центральной части о. Хонсю к Главной дуге примыкает дуга островов Марианских и Идзуситито. Складчатые структуры Японии испытывают в этом месте крутой коленообразный изгиб, и на продолжении структур Идзуситито находится Великий Грабен, пересекающий поперек весь о. Хонсю.

Ряд крупных вулканов — Фудзияма (3776 м), Яцугатаке и другие располагается вдоль разломов, ограничивающих Великий Грабен на продолжении вулканической цепи островов Идзуситито. Вблизи этого узла находятся наиболее возвышенная часть Японии (хребты Хида, Кисо, Акаиси, Микуни) и крупнейшая низменность Канто, которая лежит на продолжении Марианского глубоководного желоба.

Другой район сочленения дугообразных систем находится в центральной части о. Хоккайдо. Здесь смыкаются меридиональные или северо-западные структуры антиклинориев Хоккайдо и о. Сахалин с системой Курил, имеющей северо-восточное простирание. Возвышенности о. Хоккайдо испытывают максимальный подъем (гора Асахи — 2290 м) недалеко от стыка структур Курильской системы и Сахалинской системы, продолжающейся в хребет Хидака. Эти соединения различных тектонических дуг особенно отчетливо проявляются в расположении плейстоценовых и ныне действующих вулканов и в расположении сейсмических зон.

В связи с таким своеобразием строения и новейших движений всю территорию Главной дуги можно подразделить на три части — юго-западную, центральную и северо-восточную.
1. Юго-западная часть охватывает острова Кюсю, Сикоку и западную часть о. Хонсю (полуострова Тюгоку и Кни ) до низменности Мино-Овари (близ. г. Нагоя) и озера Бива. В этом месте между заливами Исеноуми и Цуруга ширина о. Хонсю суживается до 100 км. Депрессии же Мино-Овари, озера Бива и района городов Киото и Осака фактически расчленяют самый крупный из Японских островов на две части. В рельефе юго-западной части Японской дуги хорошо видны три параллельные зоны: а) внутренняя зона возвышенностей п-ова Тюгоку (плато Тамба) и северной части о. Кюсю; б) зона депрессии, занятой очень мелководным (максимальной глубины 18-46 м) Внутренним морем Сетоути, расположенным межих островами Кюсю. Сикоку и Хонсю; в) внешняя зона, охватывающая южную половину о. Кюсю, большую часть о. Сикоку и п-ов Кии. У Тихоокеанского края линейно вытянутые структуры и орографически выраженный, протягивающийся вдоль них пояс возвышенностей внешней зоны как бы выщерблены полукруглыми зонами новейшего оседания (пролив Бунго, залив Тосо, пролив Кии, залив Исеноуми) — явление, сходное с тем, которое можно наблюдать в рельефе восточного побережья Камчатки.

Внутренняя зона возвышенностей на п-ове Тюгоку, так называемые плато Тамба и Киби, представляет собой сильно расчлененный пенеплен, высота которого у осевой линии этого сводообразного поднятия достигает 1000—1200 м, уменьшаясь к западу, к северу и к югу. В западной части сохранились отдельные останцы пенеплена на изолированных возвышенностях. По северному берегу полуострова видны следы погружения (риасовые берега, затопленные долины), а залив Вакаса представляет собой опущенный блок. Сравнительно простая форма пологого изгиба с осью запал-юго-запалного направления усложнена многочисленными сбросовыми и флексурными уступами. Такими уступами плато Тамба отделено на севере от залива Вакаса, а на востоке — от впадины озера Бива и депрессии Осака. Возраст пенепленов плато Киби и Тамба рассматривался Кото как меловой, но Ябе считает его плиоценовым (Hall, Watanabe, 1933). По-видимому, будет осторожнее, в согласии с новейшими геоморфологическими данными по различным районам Японии, считать возраст этих плато, как и других пенепленов Японии, верхнетретичным, допуская некоторые различия в возрасте отдельных его ступеней.

Горные массивы северной части о. Кюсю (горы Цукуси) представляют собой продолжение этой зоны. Их плоские вершины являются типичными останцами пенепленов (плиоценовых, по Холлу) на высоте 500—1000 м. Продолжением этой зоны к юго-западу являются о-ва Гото.

Зона депрессии, охватывающая Внутреннее море Сетоути и низменные или холмистые районы на соседних участках островов Хонсю и Сикоку, является областью погружения расчлененного пенеплена. Множество островов и расчлененные берега с затопленными долинами, плосковерхие возвышенности на более крупных из этих островов (острова Авадзи и Бинго) и на побережье представляют характерную черту рельефа в зоне депрессии Сетоути. На восточном конце депрессия продолжается в низменность Осака и во впадину озера Бива. Прогиб зоны Внутреннего моря в некоторой мере является унаследованным от более ранней эпохи; его предшественником можно считать узкий верхнемеловой прогиб Идзуми, ось которого проходила немного южнее оси современной депрессии.

Во внешней зоне, которая охватывает южную часть о. Кюсю, большую часть о. Сикоку и п-ов Кии, имеются соответственно три области поднятия, разделенные прогибами проливов Бунго и Кии. Поднятие на о. Кюсю и п-ове Кии достигает максимальной величины (1500—1900 м) в центре современных возвышенностей. Здесь обычны останцы пенепленов. Эти возвышенности, по-видимому, могут рассматриваться как сильно расчлененные своеобразные вздутия древней поверхности выравнивания, на которую местами (г. Асо, г. Кирисима на о. Кюсю и др.) насажены конусы лав и пирокластических накоплений вулканов центрального типа. В южной части о. Кюсю имеются также общирные лавовые плато. На о. Сикоку рельеф образует несколько сравнительно узких гряд или хребтов востоксеверо-восточного простирания, сложенных верхнемеловыми отложениями вышеупомянутого прогиба Идзуми или палеозойскими породами внешней тектонической зоны. Высота их достигает на водоразделах 1000—1900 м. Эта линейная ориентировка возвышенностей и разделяющих их долик (реки Йосино, Киногава) прослеживается и в окраинных частях поднятия п-ова Кии. Она, вероятно, связана отчасти с чередованием волнообразных изгибов (поднятий и прогибов) или горстов и грабенов новейшего происхождения, отчасти обязана различной устойчивости по отношению к размыву тех разнообразных, смятых в складки пород палеозойского и мезозойского возраста, которые тянутся здесь полосами восток-северо-восточного простирания<sup>1</sup>.

Северо-восточное продолжение возвышенностей п-ова Кии составляют горы Кинки, расположенные между Внутренним морем (Сетоути) на западе и депрессией Мино-Овари и заливом Исеноуми на востоке. Здесь развиты горсты и выполненные аллювием тектонические депрессии; высота гор 500—1000 м. «Характерной чертой этого района является присутствие общирных и хорошо сохранившихся пенепленов по вершинам приподнятых блоков» (Hall, Watanabe, 1933, стр. 190).

По окраинам всех возвышенностей внешней зоны, где они опускаются к морю, наблюдаются многочисленные признаки погружения — риасовые берега (южный берег п-ова Кии, западный берег о. Сикоку), затопленные долины и пр.

2. Центральная часть Японской дуги охватывает ту среднюю часть о. Хонсю от озера Бива и депрессии Мино-Овари до депрессии Канто включительно, где система разломов, складок и пологих изгибов этой дуги смыкается с системой таких же деформаций дуги о-вов Идзуситито (Марианско-Бонинской), имеющих почти перпендикулярное, северо-северо-зайадное, близкое к мерилиональному простирание. «Интерференция» движений разного направления приводит здесь к тому своеобразию складчатых структур, о котором уже говорилось. Амплитуда новейших движений достигает здесь максимальной величины; дислокации приобретают близкое к мерициональному направление, отчетливо выражаясь в рельефе суши и соседних участков морского дна, в ориентировке рядов вулканов. Здесь поотягиваются на расстоянии 30-40 км друг от друга три почти параллельных хребта северо-северо-восточного направления: а) хребет Хида (Японские Альпы), увенчанный вершинами вулканов Онтаке (3063 м), Нарикурадаке (3026 м), Ио (2458 м), а за пределами этих вершин достигающий уровня 2000—3000 м; б) хребет Кисо, сложенный главным образом гранитами (вершина горы Комагатаке 2956 м); в) хребет Акаиси, сложенный палеозоем (высота 3120-3192 м). В южной части хребта Кисо наблюдается пенеплен на высоте 500-700 м, в хребте Акаиси останцы пенепленов сохранились на высоте 2600-2800 м. На высоких пиках хребта Хида

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Деформация третичной, вероятно раннемиоценовой, поверхности выравнивания особенно хорошо выясняется при рассмотрении листов № 239, 240 и 245 геологической карты масштаба 1:75 000 в северо-западной части о. Сикоку (район, расположенный к юго-востоку от г. Мацуяма). Здесь миоценовые конгломераты, песчаники и сланцы залегают на эродированной поверхности сланцев серии Микабу (нижний палеозой?). Реки, стекающие на север к Внутреннему морю и на юг к Тихому океану, глубоко прорезают миоценовую покрышку и нижележащие породы Микабу и дают возможность определить высотные отметки подошвы миоцена во многих местах. Эта поверхность образует сводообравное поднятие. Она поднимается на высоту 1000—1700 м в осевой части поднятия и опускается до 300—500 м над уровнем моря по краям площади распространения миоцена. Уклон третичной поверхности выравнивания достигает вблизи так называемой средней линии 100—200 м на 1 км; на южном склоне поднятия он значительно меньше.

имеются ледниковые цирки, указывающие на то, что четвертичное оледенение охватывало эти наиболее высокие хребты Японии (Hall, Watanabe, 1933).

Хребты Хида, Кисо и Акаиси разделены узкими депрессиями — тектоническими долинами рек Кисо и Нараи между первыми двумя хребтами и р. Тенрю — между хребтами Кисо и Акаиси. Поверхность этих депрессий лежит на уровне 100—500 м, и в значительной части они заполнены четвертичными отложениями.

К западу от хребтов Хида и Кисо вплоть до впадины озера Бива и Мино-Овари (район г. Осака) протягивается расчлененная эрозией возвышенность, которая носит название Центрального плато. Плоские вершины и водоразделы, расположенные в средней части возвышенности на высоте 1000—1200 м, рассматриваются как останцы пенеплена. Над поверхностью этого плато поднимается несколько горных массивов, сложенных четвертичными лавами (вулкан Годзен или Хаку-Сан высотой 2702 м и др.).

С востока хребты Хида и Акаиси ограничены зоной Великого Грабена, которая была выделена еще Науманном и считается важной тектонической границей, разделяющей Японскую дугу на две части (Tokiniko, 1962). Грабен протягивается от низменностей, связанных с прогибом Ниигата на северо-западном побережье, где мощность четвертичных отложений достигает 1,3 км, а верхнетретичных — 3—5 км, через бассейн рек Сайгава и Тикума к заливу Суруга. Этот залив, расположенный к западу от п-ова Идзу у берегов Тихого океана, отличается большой глубиной. Прогиб у западного края грабена отчетливо прослеживается на дне моря в заливе Суруга и южнее, где на протяжении 140 км виден узкий (15—30 км) трог, углубленный на 1000—3000 м по отношению к его бортам. На востоке грабен ограничен сильно расчлененным эрозией горным массивом Канто, который сложен палеозойскими породами и имеет высоту до 1500—2500 м. На водоразделах здесь сохранились останцы пенепленов.

Рельеф поверхности Великого Грабена мог бы считаться довольно ровным, с высотами не более 200 м у северпого и южного побережий Хонсю и до 500 м в области водораздела, если бы на нем не располагались крупные горные массивы, сложенные четвертичными вулканическими породами. Составляя продолжение цепи вулканов о-вов Идзуситито, эти массивы располагаются в виде ряда возвышенностей в северо-западном направлении и слагают поверхность п-ова Идзу (гора Амаги 1405 м), массивы вулканов Хаконе (1439 м), Фудзияма (3776 м), горы Яцугатаке (2899 м) вблизи главного водораздела о. Хонсю и горы Хиути (2462 м) у побережья Японского моря. Эти вулканические горы и массив Канто отделяют южную часть Великого Грабена от обширной заболоченной низменности Канто.

Равнина Канто (Токийская низменность) примыкает к Токийской бухте и заполнена мощным комплексом четвертичных и третичных отложений. На большей ее части распространена 20—50-метровая терраса, а к западу от Токийской бухты сохранились останцы более высокой 200-метровой террасы. Образование этой депрессии можно связать с близостью глубоководной Японской впадины (желоба). Изменяя свое меридиональное Марианское простирание на северо-восточное Курильское, впадина дает в этом месте выступ, который особенно близко подходит к берегам Японии. По всей вероятности, нисходящие движения захватили на данном участке и внешнюю часть Японской дуги.

3. Северо-восточная часть Японской дуги охватывает северную половину о. Хонсю и юго-западную часть о. Хоккайдо. Здесь как более древние складчатые структуры, так и выраженные в рельефе поднятия и прогибы, созданные неотектоникой, имеют северо-северс-восточное и меридиональное простирания. Как и в юго-западной Японии, здесь заметна зональность рельефа. Самую западную (внутреннюю) зону составляют молодые прогибы у побережья Японского моря — бассейны Исикава, Ниигата, Аомори, выполненные мощным комплексом кайнозойских (главным образом неогеновых) отложений и выраженные в рельефе в форме прибрежных слабо всхолмленных равнии и низменностей. Над ними возвышаются отдельные массивы молодых вулканических образований — вулкан Гекай (2230 м) и др.

Срединную зону, сложенную верхним палеозоем, гранитами и кайнозойскими эффузивами, составляет Центральный хребет — основной хребет северо-востока Японии и примыкающее к нему с запада нагорье (горы Этиго и Дева с рядом вулканических вершин, ориентированным в северовосточном направлении). Центральный хребет представляет собой вытянутое в северо-северо-восточном направлении сводовое поднятие с отметками на водоразделах до 1000—1500 м. Над этим уровнем поднимаются отдельные массивы, которые представляют собой вулканические постройки (вулканы центрального типа Ивате 2040 м, Дзао 1841 м, Адзума 1975 м и др.). По долинам рек Могами и Омоно протягивается неглубокая депрессия того же простирания, какое имеет Центральный хребет; она отделяет его от гор Этиго.

Следующую зону составляет расположенная к востоку от Центрального хребта удлиненная и сравнительно узкая рифтовая долина Китаками — Абукума, по которой протятиваются меридиональные отрезки течения одноименных рек. Высота ее 100—300 ж; восточный край низменности представляет собой флексуру или сброс, который отделяет эту зону от зоны восточных горных массивов.

Восточные горные массивы — массив Китаками на севере о. Хонсю и массив Абукума к югу от него — круто опускаются на востоке к берегам Тихого океана. Оба этих массива представляют собой выходы докембрийских и палеозойских пород и являются, наряду с хребтом Хида, наиболее древними ядрами складчатого фундамента в структуре Японии. Морфологически массив Китаками представляет собой расчлененный пенеплен, поднятый в центре свода до уровня 1000—1200 м; отдельные вершины поднимаются до 1900 м. Южная береговая линия (риасового типа) представляет собой погруженную окраину этой расчлененной поверхности выравнивания; на севере распространены морские террасы до 300 м высотою. Массив Абукума также представляет собой приподнятый пенеплен, оборванный сбросом на северо-западной границе (к долине р. Абукума). Высота его в центральной части около 1000 м, у краев — около 500 м. По Холлу, пенепленизация имела место в раннетретичное или меловое время.

В юго-западной части о. Хоккайдо широко распространены вулканические плато (высота около 500 м), над которыми поднимаются вершины современных вулканов. Своеобразной чертой этого района являются округлые или квадратные депрессии залива Утиура (Вулканического) на о. Хоккайдо и залива Муцу на северной оконечности о. Хонсю.

Переходя к морфологии системы структур Центрального Хоккайдо, продолжающихся на о. Сахалин, необходимо еще раз отметить их обособленность от Главной Японской дуги. Здесь по морфологическим и структурным признакам выделяются, с запада на восток, следующие зоны.

1. Зона депрессий, сложенных третичными и четвертичными отложениями и протягивающихся по юго-западному (к западу от хребта Хидака) и западному побережьям острова. Эти низменности, расположенные на уровне 50—200 м и переходящие на востоке в холмистые предгорья центральных возвышенностей острова, охватывают большую часть бассейна р. Исикари и низовья р. Тесио. Над уровнем низменности поднимается расположенный у берега Японского моря горный массив Сёкамоецу (высотой до 1491 м), сложенный третичными и четвертичными эффузивами. 2. Срединная зона возвышенностей, протягивающаяся от южной оконечности острова (мыс Эримо) до его северной оконечности. Она отчетливо связана с вытянутым в северо-северо-западном направлении антиклинорием Хоккайдо, который сложен палеозойскими и мезозойскими отложениями и вытянутыми по их простиранию интрузиями основных пород. По существу это непрерывный хребет с коленообразным изгибом в средней, наиболее высокой части (гора Асахи, сложенная третичными и четвертичными эффузивами, высота 2290 м). Южная часть хребта носит название гор Хидака; они имеют высоту до 2000 м и характеризуются резким рельефом, но у гребня этого хребта развиты древние эрозионные поверхности выравнивания, поднятые на высоту 1000—2000 м. Средняя часть хребта носит название гор Токати (Исикари) и северная — гор Китами. Высота хребта Китами — до 1000—1558 м; на нем также развиты древние поверхности выравнивания.

3. Восточная зона, которая охватывает низменность бассейна р. Токати на южном побережье острова и не очень высокое (200—1000 м) вулканическое плато, примыкающее к горам Токати. Отдельные вулканические вершины поднимаются над уровнем этого плато.

О восточной части Хоккайдо мы уже говорили, рассматривая Курильскую систему структур. Упомянем лишь, что рядом с вулканическим хребтом Сиретоко и вулканом Мескан, к юто-востоку от него, лежит довольно крупная низменность юго-восточного Хоккайдо, сложенная четвертичными отложениями. На юге она слегка приподнята, и здесь видно ее основание — дислоцированные меловые и нижнетретичные отложения, которые прослеживаются от г. Кусиро до п-ова Немуро. Молодые вулканические постройки хребта Сиретоко располагаются на эрозионной поверхности липаритов.

По берегам о. Хоккайдо развиты морские террасы, которые на мысе Эримо достигают максимальной высоты 320 м. На относительно приподнятых участках низменной зоны распространены галечники, которые коррепируются с морскими террасами (Hall, Watanabe, 1933). Все это свидетельствует о развитии эпейрогенических поднятий, превалирующих на о. Хоккайдо.

Таким образом, в целом для территории Японских островов характерна сложная картина рельефа, связанная с новейшими движениями противоположного знака. Амплитуда движений доститала 3-5 км и более за позднетретичное и четвертичное время. Погружением характеризовались области современных низменностей, которые занимают 25% территории; поднятие преобладало на возвышенностях. Горный рельеф характерен для 75% всей нлошали Японских островов. Эти поднятия носили своловый характер с образованием волнообразных изгибов и были усложнены сбросами, взбросами и флексурами. Все авторы указывают на широкое распространение пенепленов в Японип — как в ее северо-восточной части (хребты Хидака, Китаками, Абукума, Канто), так и в центральной (Японские Альпы, Центральное плато, район Кинки) и юго-западной (плато Тамба и Киби в западной части о. Хонсю, горы Акаиси. Кии. возвышенности о. Кюсю; Hall, Watanabe, 1933; Kobayashi, 1953). «Останцы плоских, подвергшихся эрозии поверхностей на относительно приподнятых участках разбросаны по всей стране... Даже там, где господствуют крутые склоны и резкие водоразделы, все же сохранились довольно обширные поднятия и выровненные поверхности» (Треварта, 1949, стр. 9-10). Пенепленизация, по Холлу и Ватанабе, произопла в течение плиоцена. С молодыми поднятиями связываются и признаки четвертичного оледенения наиболее возвышенных участков, например плейстоценовое оледенение в хребте Хида, на о. Хонсю и в хребте Хидака на о. Хоккайдо, которое сопоставляется с рисским оледенением Европы (Shikama, Kobayashi, 1949; Минато, 1955). Ледниковые формы рельефа приурочены здесь к эрозионным

поверхностям у вершин Японских Альп на высоте 2000—3000 м (Imamura, 1937).

На эту обычную для областей интенсивных молодых движений картину рельефа накладываются дополнительные особенности, обусловленные молодым — верхнеплиоценовым и четвертичным — вулканизмом. Расчлененные постройки давно потухших древних вулканов, которые нередко представляют собой целые горные массивы, и свежие конусы современных, действующих или недавно потухших вулканов насажены в виде изолированных возвышенностей на поверхность пенепленов срединного хребта северо-восточного Хонсю и центрального Хоккайдо, возвышенностей о. Кюсю и на поверхность низменностей Великого Грабена (гора Фудзияма и др.) и западного побережья северной половины о. Хонсю и о. Хоккайдо.

Наряду с вулканическими возвышенностями своеобразную и живописную особенность рельефа Японии представляют кальдеры, занятые озерами до 10—20 км в поперечнике. Это озера Куттяро, Сикацу и другие на о. Хоккайдо, озера Товадо, Инавасиро и другие в северо-восточной и озеро Сува — в центральной частях о. Хонсю. Глубина некоторых из них достигает 400—500 м.

Позднетретичные и четвертичные движения, сфомировавшие поднятия и низменности Японии, продолжаются и сейчас (Кобаяси, 1957; Геол. и минер. ресурсы Японии, 1961).

Очень молодая складчатость проявилась в смятии мощных плиоценовых серий Какегава и Сидзукава на Тихоокеанском побережье. Они включают в себя нижний и средний плиоцен и особенно сильно деформированы в средней и северной частях восточного побережья о. Хонсю (Otuka, 1955; Hanzawa a. oth., 1953). В угольном месторождении Куспро в восточной части о. Хоккайдо наблюдаются пологие складки в верхнеплиоценовых толщах, несогласно перекрытых нижнечетвертичными отложениями (Imanishi, 1953). Вблизи средней линии, разделяющей внешние и внутренние зоны Японии, тектонические движения проявлялись вплоть до плейстоцена. Здесь у южного подножия хребта Идзуми плио-плейстоценовые пески и мергели с лигнитом имеют наклон до 20° (Kobayashi, 1941).

В геосинклинали Уэцу на побережье Японского моря нижний плейстоцен достигает местами в провинции Ниигата мощности 1300 м и в ряде пунктов дислоцирован совместно с неогеном. Как уже упоминалось (стр. 105), рост складок в этой зоне продолжается и в настоящее время. В северо-западной части о. Кюсю надвиг Сасагава, нарушающий третичные и более древние отложения, обновляется до настоящего времени (Sawata, 1956). Заметный наклон плио-плейстоценовых и плейстоценовых абразионных террас отмечен на о-вах Рюкю.

У берегов Японии часто можно видеть противоречивые признаки новейших движений. С одной стороны, для прибрежной полосы во многих районах характерны явные признаки ингрессии моря — затопленные долины, риасовая береговая линия и пр. С другой стороны, здесь наблюдаются многочисленные морские террасы, начиная с молодых 20-метровых и 50-метровых и кончая более древними на высоте до 320 м у южной окопечности о. Хоккайдо (мыс Эримо), до 300 м у восточных, типично риасовых берегов горного массива Китаками у мыса Эсаши в северной части о. Хонсю и на полуостровных выступах о. Сикоку, до 200 м — на северозападном и восточном (п-ов Немуро) побережье о. Хоккайдо. Береговая равнина Садовара на о. Кюсю имеет высоту 150 м, абразионная терраса у залива Вакаса — 120 м, дельта р. Макинохара поднята до высоты 300 м. Наиболее высокая абразионная терраса, поднятая на 585 м над уровнем моря, отмечена на островке Окусири к западу от о. Хоккайдо.

По мнению Эхара, в северо-восточной Японии берег горного массива Китаками испытал в начале плейстоцена погружение, сменившееся в дальнейшем поднятием и образованием 300-метровой береговой террасы (Ehara, 1954).

Такие своеобразные соотношения видны и во многих других районах Тихоокеанского пояса — у берегов Приморья, Курильских островов, где нмеются плиоценовые денудационные поверхности на высоте 500-700 м и раннечетвертичные террасы на высоте до 300 м при наличии отчетливых признаков погружения на побережье. То же наблюдается в Британской Колумбии и Чили. При этом, например в Британской Колумбии, выясняется, что значительные поднятия произошли уже в верхнем плиоцене, когда образовались глубокие долины, врезанные в поверхность плато; эти долины были использованы ледниками в четвертичном периоде и подверглись затоплению. Типично выраженный затопленный характер побережья показывает, что в сумме плейстопеновые и современные пвижения свелись здесь к затоплению (Ирдли, 1954, стр. 488). Высокие морские террасы свидетельствуют либо о том, что это погружение было наиболее значительным в начале четвертичного периода и затем сменилось поднятием, либо — что представляется нам более вероятным — говорят об эвстатическом понижении уровня мирового океана в течение четвертичного периода.

Р. Таямой описаны подводные террасы, расположенные на глубине 200, 800-1000 и 1600-2000 м к югу от о. Сикоку (южнее залива Тоса) и пролива Кии. С каждой из них связана своя собственная сеть полволных долин (Кобаяси, 1957). Подводные долины, расположенные на глубине 200—1200 м, как раз против устья рек Симанто и Акигава, стекающих с возвышенностей о. Сикоку, рассматриваются как погруженные эрозионные долины этих рек (Kobayashi, 1953). На материковом склоне к югу от пролива Кии имеются три почти мерилиональные долины, которые прослеживаются до глубины 900—1500 м. Западная из них, предположительно связанная с реками юго-восточного Сикоку, имеет 30 км в длину и образует типичные меандры. Средняя долина имеет V-образное сечение, а ее изгиб в плане меньше. Она связана с р. Хидака, стекающей с возвышенностей п-ова Кип. Эта долина, так же как и восточная имеет частью тектоническое происхожление. Но меанлры и большие притоки указывают на эрозионное происхождение этих подводных долин (Тауата а. oth., 1953).

Образование подводных террас и долин можно связать с погружением зоны материкового склона, последовавшим за кратковременным поднятием. С недавним погружением, по-видимому, связываются и террасы, обнаруженные на шельфе Японии (Yoshikawa, 1953).

Таким образом, в пределах Японских островов и в соседних районах Тихого океана и Японского, и Охотского морей имеются многочисленные свидетельства очень молодых тектонических движений.

Особенно интересно то, что эти движения можно сравнить здесь с современными горизонтальными и вертикальными деформациями земной коры, отмеченными как в результате землетрясений, так и вследствие медленных, незаметных смещений. На фиг. 26 и 27 показан суммарный результат быстрых и медленных движений, происходивших приблизительно за 50—60 лет. Они установлены на основании повторных нивелировок и триангуляций, причем наиболее точные геодезические наблюдения последних 20—30 лет подтверждают те общие тенденции, которые выясняются из сравнения с триангуляциями и нивелировками 1883— 1909 гг. (Report Geod. works., 1960). Геодезические данные о новейших движениях обобщены в работах Т. Кобаяси (Кобаяси, 1957) и Э. Иноуэ (Inoue, 1960). Т. Кобаяси отмечает большую скорость вертикальных и горизонтальных движений, обусловленных землетрясениями и вулканизмом и произошедших за сравнительно короткое время. Так, например, в результате землетрясения 1923 г. произошли горизонтальные смещения в сторону Тихого океана на расстояние 0,5—1,5 *м* большой полосы на южном побережье Токийского залива и севернее залива Сагами при одновременном поднятии одних участков на 150—188 *см* и опускании других (около г. Токио и к западу от него) на 50—150 *см*. Рельеф дна залива Сагами изменился гораздо сильней; образовались поднятия и погружения амплитудой до 150—250 *м*.

Повторными нивелировками установлено погружение до 1,2 м (в течение 55 лет) аллювиальной равнины в восточной части низменности Токио и в западной части низменности Осака. Погружение береговой линии в северо-западной части о. Хонсю между Итоигава и Нагасаки, т. е: между 37 и 37°30′ с. ш., оценивается в 11,3 см за 35 лет. Погружение берега в заливе Тояма на северо-западном побережье о. Хонсю доказывается по наличию затопленного леса в Уоцу и погруженных под уровень моря (на глубину до 30 м) подводных долин. Имеются указания о погружении ниже уровня моря общирной территории в восточном Коги в результате землетрясения 1954 г.

Нивелировками (1891—1929 гг.) установлено, что поднятие вдоль оси п-ова Тюгоку (западная часть о. Хонсю) продолжает расти со скоростью до 9 см за 30—40 лет.

Геодезическими методами доказывается современный рост складчатых структур, сложенных неогеновыми отложениями в зоне геосинклинали Уэцу (район г. Ниигата) и на Тихоокеанском побережье.

Хотя в расположении изолиний современного поднятия или опускания (фиг. 26) и изолиний, изображающих вертикальную компоненту неотектонических деформаций земной коры (см. фиг. 11-А, 11-Б, 11-В) можно заметить довольно большие различия, Т. Кобаяси, Э. Иноуэ и авторы сводки по геологии Японии считают возможным говорить о грубом совпадении характера современных и новейших движений, т. е. об их унаследованности. Унаследованный характер движений заметен в том, что возвышенности центрального Хонсю (хребты Хида, Кисо, Акаиси, Микуни) и северного Хонсю (хребет Центральный или Оу) охвачены в настоящее время поднятием, тогда как многие участки побережья и зона Внутреннего моря Сетоути вместе с низменностью Мино-Овари и заливом Исеноуми, прогибавшаяся в неогене, испытывают сейчас погружение. Но современное опускание (до 40-50 см за 50-60 лет) охватывает и горные районы центральных частей о. Сикоку и п-ова Кии. В то же время на мысах Сиономисаки и Мурото, которыми оканчиваются на юге возвышенности п-ова Кии и восточного Сикоку, происходит быстрое поднятие (30-70 см). Эта зона поднятия продолжается, по мнению Иноуэ. параллельно общему простиранию Японской дуги до мыса Сада, где хотя и происходит опускание, но гораздо более слабое, чем в центральных и северных частях о. Сикоку.

Отчетливая связь современного погружения с кайнозойским прогибом видна в синклинальной зоне бассейна р. Токати на о. Хоккайдо.

Возможно, что имеющиеся различия между неотектоникой и современным распределением положительных и отрицательных изменений уровня земной коры связаны отчасти с неточностью нивелировок, отчасти с переменным характером движений. Дело в том, что в неотектонике фиксируются лишь более устойчивые, суммарные тенденции фактически происходящих движений. Этот вывод вытекает из сравнения скорости современных движений, которая составляет 0,5-0,8 см/год на поднятиях (до 2 см/год на мысе Мурото) и до 1-2 см/год в прогибах, с той средней скоростью, которая характеризует тектонические вертикальные движения по геологическим данным. Среднюю скорость поднятий и опусканий в подвижных поясах в плиодене и четвертичном периоде обычно можно оценить не более чем в 0,1-0,3 см/год. Скорость прогибания геосинклиналей на протяжении длительных интервалов времени — десятков или





линии равного поднятия или опускания, сечение изолиний—10 см; штрихи обращены от областей поднятия к областям опускания; 2 — дополнительные изолинии (через 5 см); 3 — поднятие более чем на 10 см; 4 — опускание более чем на 10 см; 5 — сдвиг; 6 — дуга островов Идзуситито и Бонин; АВ — линия профиля, изображенного на фиг. 27

сотен миллионов лет — определяется, судя по цифрам, приводимым М. Кэем и Л. А. Варданянцем, как величина порядка 0,005—0,02 см/год.

Более простые и определенные результаты получаются из сравнения современных и новейших вертикальных движений с горизонтальными движениями, установленными на основании повторных триангуляций 1. На фиг. 27 видно, что в Японии имеются зоны сжатия и зоны растяжения земной коры. К зонам сжатия относятся, например, район главных возвышенностей центрального Хонсю и небольшие участки в наиболее приподнятой части п-ова Тюгоку и на юго-западной оконечности о. Сикоку. Очевидно, сжимающие усилия были ориентированы приблизительно перпендикулярно к простиранию Японской дуги. Зоны растяжения располагаются: а) в районе Внутреннего моря Сетоути и вокруг него, включая значительную часть площади островов Кюсю и Сикоку; б) на низменности, протягивающейся от залива Ким к озеру Бива; в) в южной части низменности Канто. В районе Сетоути и о. Кюсю растягивающие усилия направлены, очевидно, по простиранию Японской дуги. Зоны сжатия отчетливо соответствуют областям неотектонического поднятия, а зоны растяжения в основном совпадают с областями прогибания или относительно слабого поднятия по сравнению с окружающими районами (например, зона Внутреннего моря Сетоути и пролива Бунго). Профиль по линии АВ (см. фиг. 27), заимствованный из работы Иноуэ, показывает, что на пересечении через центральную часть о. Хонсю от г. Канадзава на берегу Японского моря до залива Суруга на Тихоокеанском побережье произошло за 60 лет поднятие, достигавшее 30 см в районе хребта Акаиси. Вообще вся поверхность острова на этом пересечении сводообразно изгибалась вверх, поднимаясь в области возвышенности центрального Хонсю и немного опускаясь на побережьях. Наибольшие поднятия приблизительно совпадают с той осевой зоной Японской дуги, которая, судя по отрицательным аномалиям силы тяжести (до -80 мгл) и сейсмологическим данным, характеризуется наибольшей толщиной коры. Такие утолщения коры под возвышенностями называются корнями гор (фиг. 28). Это поднятие и изгиб поверхности сопровождались горизонтальными смещениями гораздо большего масштаба (на профиле фиг. 27 отношение масштабов горизонтального и вертикального перемещений равно 1:10). Точки, расположенные на обоих побережьях, сблизились на 3 м; таким образом, скорость сжатия составляла около 5 см/год при ширине всей деформированной зоны в 260 км.

Наблюдаемая картина деформаций вполне соответствует тому, что можно ожидать по теории изостазии, связывая рост горного сооружения и соответствующего компенсационного выступа (корня гор) с боковым сжатием коры, ориентированным вкрест простирания. Такая деформация приводит к увеличению толщины коры при одновременном уменьшении площади смятой зоны. Схемы, иллюстрирующие процесс сплющивания коры под действием бокового сжатия, приводятся, например, В. Хейсканеном и Е. Н. Люстихом в работах по теории изостазии (Люстих, 1957, стр. 31).

Точно так же связь современного прогибания с зонами растяжения находит себе объяснение, если принять, согласно Краусу и другим, что при растяжении происходит уменьшение толщины земной коры.

Зона поднятий, протягивающаяся через мысы Сада, Мурото и Сиономисаки у южного окончания о. Сикоку и п-ова Кии, рассматривается Э. Иноуэ как антиклиналь, растущая на наших глазах в геосинклинали Накамура у края уже сформировавшегося горного сооружения.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Масштаб стрелок на фиг. 27 выбран таким образом, что конец каждой стрелки находится приблизительно в том пункте, куда в течение 1 млн. лет должна будет переместиться точка, расположенная сейчас у начала стрелки, если современкая скорость и направление движения сохранятся в течение всего этого времени.



Фиг. 27. Горизонтальные перемещения триангуляционных пунктов на Японских островах, по данным повторных триангуляций 1883—1958 гг. (по Э. Иноуэ, Inoue, 1960)

1 — стрелка указывает направление и величину перемещения за 50-65 лет в масштабе, который в 20 000 раз превышает масштаб карты; в легенде показана длина стрелки, соответствующая перемещению на 2 м; 2 — сдвиг; 3 — контуры зон растяжения (--) и сжатия (+); 4 — дуга островов Идзуситито и Бонин. Вверху показана вертикальная и горизонтальная деформации земной коры за 60 лет на профиле AB, пересекающем горную область центрального Хонсю. Точки — первона-чальное положение пунктов; кружки — положение после деформации. Отношение вертикального масштаба перемещений к горизонтальному равно 10:1



Фиг. 28. Толщина земной коры на Японских островах, по К. Аки и К. Кампнума (Crustal structure in Japan, 1963). Изолинии проведены через 2 км

Кроме растяжения и сжатия, в Японии из сопоставления повторных триангуляций отчетливо видна еще одна особенность, а именно поперечный сдвиг, который пересекает о. Хонсю в наиболее пониженной части от залива Вакаса через низменности озера Бива и Мино-Овари к заливу Исеноуми. Этот сдвиг приблизительно параллелен Великому Грабену, который, по данным новейших тектонических исследований, также связан со сдвиговыми дислокациями, и Бонинской островной дуге.

Полуостров Кии, расположенный к юго-западу от зоны сдвига, смещен на юго-юго-восток по отношению к горным массивам Акаиси и Канто и тем прибрежным районам, которые лежат между низменностями Мино-Овари и Канто. Весь этот блок, расположенный к северо-востоку от сдвига, переместился на северо-северо-запад; таким образом, сдвиг имеет характер левостороннего смещения. Наибольшая величина относительного смещения точек в восточном и западном блоках составляет 4—4,5 м за 50—60 лет, т. е. около 8 см/год. Однако сдвиг не приурочен к какойлибо одной линии разлома, как это имеет место, например, в Калифорнии, а распределен равномерно в зоне, имеющей 200 км в ширину. Он затухает в северо-западном направлении. На побережье Японского моря в районе залива Вакаса величина смещения в зоне сдвига сокращается примерно в пять раз. Таким образом, описываемую деформацию лучше называть не сдвигом, а зоной сдвига или зоной перекоса (немецкие тектонисты называют такие зоны «парафорами»).

Сдвиги в этой зоне и в зоне Великого Грабена можно связать с тем изгибанием и изломом Японской дуги, который уже давно предполагался для объяснения ее очертаний. Изгиб дуги подтверждается сейчас многими геологическими фактами и новейшими результатами палеомагнитных исследований. Палеогеографические доказательства неравномерного растяжения земной коры в области Японского моря, связанного с этим изгибанием дуги, приводятся в главе IV.

Здесь мы ограничимся только ссылкой на результаты палеомагнитных исследований. В то время, как плиоценовые и четвертичные породы по всей Японии обнаруживают одинаковую (или антипараллельную) ориентировку вектора намагниченности, приблизительно совпадающую с современной ориентацией дуги по отношению к меридианам, палеозойские и мезозойские породы юго-западной Японии систематически отличаются от пород северо-восточной Японии по ориентировке вектора намагличенности. Эта разница составляет 40°. Приводя обе части Японии в то положение друг относительно друга, которое необходимо для прямолинейности магнитных меридианов мезозойской эры в этой части земного шара, мы должны повернуть северную часть о. Хонсю на 40° по часовой стрелке по отношению к южной части о. Хонсю и островам Кюсю и Сикоку. Таким образом, получается, что Японская дуга действительно в мезозое еще не имела современной изогнутой формы и была почти прямолинейной (см. фиг. 21).

Н. Каван и другие относят время деформация, создавшей изгиб Японской дуги, к концу мезозоя и кайнозою (Kawai a. oth., 1962). Усложняясь разрывами, такой изгиб легко мог привести к излому дуги и создать те поперечные сдвиговые деформации, которые заметны в зоне Фосса Магна и улавливаются по геодезическим данным в зоне, протягивающейся от озера Бива до залива Исеноуми.

Иноуэ следующим образом резюмирует основные особенности современных движений, установленных по геодезическим наблюдениям в Японии.

1. Современные движения в общем усиливают основные черты наблюдаемой в настоящее время топографии и повторяют главное направление кайнозойских движений земной коры, называемых фазой Ояшима.

2. Причиной движений земной коры является боковое давление, действующее со стороны Азии в направлении Тихого океана, или сжатие между континентом и океаном. Это сжатие направлено под прямым углом к простпранию дуги.

3. Движения во внешней зоне, на Тихоокеанском побережье, носят геосинклинальный характер и создают пластические деформации.

4. Изостатическая компенсация играет некоторую роль, в особенности во внутренней зоне Японии.

5. Сочленения дуг вносят усложнение в наблюдаемую картину деформаций. Зона Фосса Магна, тесно связанная с образованием Бонинской дуги, играет важную роль в современных движениях земной коры.

Сейсмологические исследования, как мы увидим в дальнейшем, вполне согласуются с этими выводами о ведущей роли тангенциального сжатия в формировании структур Японской дуги (стр. 126; см. фиг. 7).

# СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЯПОНИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ И ГРАВИМЕТРИИ

Япония, как известно, принадлежит к числу наиболее сейсмичных районов земного шара и представляет собой типичный во многих отношениях участок Тихоокеанского сейсмического пояса — того пояса, в котором сосредоточено до 80—90% всей энергии, освобождающейся на Земле при землетрясениях. Землетрясения нередко приводят здесь к большим разрушениям зданий и многочисленным жертвам среди населения (99 тыс. душ во время землетрясения в районе депрессии Канто в 1923 г.). Поэтому изучению сейсмичности придается в Японии большое значение, и оно уже давно проводится в многочисленной сети станций. Наряду с практическими результатами по определению сейсмичности различных районов и разработке методов предупреждения, эта большая работа японских сейсмологов дала очень ценный материал о глубинном строении земной коры.

Наиболее сейсмичным районом, если судить по количеству эпицентров сильных землетрясений, отнесенному на единицу площади, является самая внешняя часть Японской дуги и западный склон глубокого желоба в ближайшей части Тихого океана. Количество землетрясений быстро уменьшается как к востоку от оси этого желоба в сторону Тихого океана, так и с переходом от восточного побережья о. Хонсю и южного побережья о. Хоккайдо к срединным зонам этих островов.

Ширина напболее сейсмичной зоны составляет 100—150 км. Продолжение этой внешней сейсмичной зоны Японской дуги прослеживается как на северо-восток вдоль Курильской островной дуги и на юг вдоль Бонинской дуги (Идзуситито), так и на юго-запад влоль внешних тектонических зон Главной Японской дуги (п-ов Кии, Внутреннее море, о. Сикоку, пролив Бунго). Сгущение эпицентров наблюдается также во внутренней зоне вдоль северного побережья п-ова Тюгоку (геосинклиналь Синдзи). Отчетливая зона высокой сейсмичности протягивается в океане у восточного побережья о. Кюсю и с внешней стороны островной дуги Рюкю. Эта зона связана со склоном желоба Рюкю, который к юговостоку от о. Кюсю достигает глубины 5730 м. Но пролоджение данной сейсмичной зоны тянется не вдоль склона впалины, которая пролоджается в залив Суруга, а вдоль восточного побережья о. Кюсю через пролив Бунго до Внутреннего моря. Таким образом, контуры сейсмичной зоны сохраняют параллелизм не по отношению к морфологическим контурам северо-восточной части желоба Рюкю, а по отношению к вулканической оси островной дуги Рюкю, которая, как уже давно было установлено Харадой, Вадати, Куно и другими, продолжается в цепь вулканов, пересекающую о. Кюсю с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Так же, как и в сейсмичной зоне западного склона Японского желоба, сейсмичность этой зоны резко ослабляется к востоку от оси желоба Рюкю.

Расположение очагов глубокофокусных землетрясений в районе Японских островов хорошо известно из работ Б. Гутенберга и К. Рихтера, Дж. Умбгрова, Г. Хесса и С. Д. Коган (Хесс, 1952; Гутенберг и Рихтер, 1948; Коган, 1955).

Глубокофокусные землетрясения связаны здесь с тремя наклонными зонами глубинных разломов. Каждая из таких зон, протягиваясь в длину на тысячи километров, соответствует не какой-то одной поверхности, а целому наклонному «слою» или «клину», имеющему 100—200 км в толщину, в котором очаги распределены весьма неравномерно. Однако можно наметить все же некоторую среднюю поверхность внутри каждого такого «слоя» или «клина» и говорить об ориентировке и угле наклона такої поверхности. Виссер даже пытался строить сейсмоизобаты этой идеализированной поверхности глубинного разлома до глубины 400 км.

Три упомянутые зоны глубинных разломов связаны с тремя островными дугами: а) Курильской вместе с северной частью Главной Японской дуги; б) дуги островов Идзуситито и Бонин, продолжающейся в цепь Марианских островов; в) дуги о-вов Рюкю. Однако зоны глубинных разломов не обрываются у пересечения этих островных дуг, а протягиваются значительно дальше на запад (см. фиг. 20). Очаги, которые характеризуются глубиной 100—300 км, располагаются под островными дугами — Курильской, Японской и Бонинской и в ближайших частях Охотского и Японского морей таким образом, что в их расположении сохраняется параллелизм по отношению к поверхностной структуре островных дуг. Но глубокофокусные землетрясения, происходящие на глубине от 300 до 600 км, обнаруживают в своем расположении зональность, связанную с простиранием только двух из этих дуг, а именно Курильской и Бонинской. Пояс глубокофокусных землетрясений, параллельный Курильской дуге, продолжается на запад поперек структур Сахалина, северной части Японского моря и южного Приморья до района Владивостока. Здесь он смыкается с тем поясом глубокофокусных землетрясений (300-570 км), который сопровождает с запада дугу островов Бонин и Идзуситито и пересекает Японию параллельно зоне Фосса Магна. Таким образом. этот пояс глубокофокусных землетрясений также не прекращается там, где оканчиваются структуры Бонинской дуги и сопровождающая их цепь вулканов, а продолжается почти на тысячу километров дальше к северо-западу через Японское море в тот район, где сходятся границы Кореи и СССР. Третья из перечисленных дуг — Японская не имеет параллельного ей пояса глубокофокусных землетрясений. Этот факт расхождения в ориентировке глубоких и неглубоких структур имеет большое принципиальное значение для геотектоники. Он показывает, что тлубинные тектонические линии, связанные с крупными структурными элементами земной коры, соответствуют им лишь в общих чертах и обладают какой-то степенью самостоятельности, протягиваясь в отдельных случаях по простиранию гораздо дальше, чем соответствующий элемент в структуре земной коры. Кроме того, этот факт находит себе аналогию в том, что ряд вулканов, сопровождающий дугу Марианских островов. Бонин и Илзуситито, тоже не прекрашается у стыка ее с Главной Японской лугой. а пересекает Японскую дугу поперек, протягиваясь вдоль зоны Великого Грабена (Fossa magna). Поперечный ряд вулканов вдоль Великого Грабена известен под названием зоны Фудзи и включает в себя действующие вулканы: гору Фудзияма около г. Токио и гору Якияма у западного побережья о. Хонсю и около десятка потухших вулканов на п-ове Идзу и в пределах грабена. Вообще расположение вулканов в Тихоокеанском поясе обнаруживает некоторую независимость от контуров складчатых структур земной коры и вместе с тем такую тесную связь с глубинной тектоникой, устанавливаемой по расположению очагов глубокофокусных землетрясений, что это является веским доводом в пользу столь же глубинного происхождения магматических расплавов (Заварицкий, 1946).

Пояс землетрясений небольшой и промежуточной (100—300 км) глубины связан с островной дугой Рюкю, которую Г. Хесс называет геоантиклиналью Нансей-Шото. Как уже упоминалось, вулканическая ось этой дуги продолжается через о. Кюсю до Внутреннего моря и сопровождается с востока поясом многочисленных неглубоких землетрясений, который тянется по западному склону желоба Рюкю и заходит в пролив Бунго вдоль восточного побережья о. Кюсю. К западу от вулканической оси Рюкю — Кюсю на расстоянии 50—200 км в ближайшей части Восточно-Китайского моря располагаются очаги землетрясений на глубине 100— 300 км; более глубокие сейсмические толчки здесь не известны.

Хесс показывает ось древнего тектогена к востоку от о-вов Рюкю, совмещая ее с современной осью желоба, который в южной своей части достигает глубины 7479 м, а в северной — 5730 м. Однако с этим нельзя согласиться. Древний, точнее мезозойский геосинклинальный прогиб, как показывают исследования Хатаэ на островах Удзи и Кусагаки, протягивается западнее вулканической оси, тогда как кайнозойская геосинклиналь Накамура проходит у вулканической оси (южная часть п-ова Сацума) и восточнее по склону желоба (Хатаэ, 1957). Высокая сейсмичность желоба также говорит о его молодости и позволяет считать прогиб желоба Рюкю таким же позднекайнозойским структурным образованием, как и прогибы Филиппинского, Марианского и Курило-Камчатского желобов.

Наклон осевых («средних») поверхностей тех опускающихся в сторону континента подвижных зон, которые фиксируются по расположению неглубоких и глубокофокусных землетрясений около Курильской, Японской. Бонинской, Рюкю и Филиппинской островных дуг, обычно составляет 40—60°. Наклон этих поверхностей, часто называемых глубинными разломами, уменьшается в верхней части, местами снижаясь до 25° (например, в районе Канто, по Wadati, Iwai, 1956), и возрастает на глубине. Так, например, он доходит до 65—70° вблизи Филиппинских островов. Исследования Х. Хонда (Honda, 1959), М. Ишикавы, А. В. Введенской и Л. М. Балакиной позволили выяснить ориентировку напряжений в очагах землетрясений этих подвижных зон. Ориентировка напряжений также изменяется с глубиной, причем поверхность скалывания, расположенная под углом 45° к оси максимального сжатия, обычно оказывается приблизительно параллельной общему наклону всей сейсмичной зоны, будучи наклонена в сторону континента более полого в верхней части подвижных зон и более круто — в нижней части.

В сейсмичных зонах всех островных дуг доминирует сжатие, ориентированное почти горизонтально и вкрест их простирания (фиг. 29, см. фиг. 6). Сжимающие силы наклонены к горизонту под углом от 0 до 30°. Ось растяжения в эллипсоиде напряжений ориентирована либо почти вертикально, либо по простиранию островной дуги. Последний случай наблюдается реже<sup>1</sup>. Иногда встречаются землетрясения с ориентировкой напряжений, не укладывающейся в эту схему. Вероятно, они связаны с поперечными и косыми сдвигами по вертикальным поверхностям скалывания, сопряженным с той же общей системой тангенциального сжатия.

Поскольку сжатие доминирует в подвижных зонах, начиная с наиболее глубоких уровней (500—600 км) и до поверхностных очагов, лежащих в земной коре на глубине 10—20 км, естественно связать складчатость островных дуг и те современные деформации, которые известны по геодезическим данным, с этими же тангенциальными сжимающими усилиями, ориентированными вкрест простирания островных дуг.

Глубинное строение Японии (см. фиг. 28) было выяснено путем изучения сейсмических волн, распространяющихся при землетрясениях и искусственных взрывах, произведенных на суше и на море (Тамаки, 1959; Kishimoto, 1955; Matuzawa a. oth. 1959, 1960; Crust. structure Japan, 1963; Kanamori, 1963).

Из анализа сейсмотрамм землетрясений Матузава в 1929 г. определил толщину земной коры в центральной Японии в 50 км. Однако последующие работы показали, что мощность коры здесь значительно меньше и составляет в районах центрального Хонсю, расположенных восточнее хребтов Хида и Акаиси и на низменности Канто, только 20—30 км (Usami a. oth., 1958). В северной части о. Хонсю в районе гор Китаками и западнее толщина коры составляет 20—27 км, в районе гор Китаками и западнее толщина коры выделяется не менее четырех слоев, характеризующихся различной скоростью прохождения продольных волн,— осадочный слой, «гранитный», верхний «базальтовый» слой, который может рассматриваться так же, как уплотненный гранит или гранодиорит, и нижний «базальтовый» слой со скоростью продольных волн  $V_p$  от 7 до 7,6 км/сек. Ниже этого слоя, т. е. ниже поверхности Мохоровичича, залегает подкоровой слой с  $V_p = 8,1$  км/сек. Из этих данных видно, что нижняя граница гранитного слоя ( $V_p = 5,0-5,5$  км/сек) проводится в доста-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Сравнивая эти два типа ориентировки осей сжатия и растяжения с тем распределением зон сжатия и растяжения, которое выясняется по повторным триангуляциям (см. фиг. 27), можно заметить некоторые аналогии. Сжатие в центральной части о. Хонсю, вероятно, связано с господствующей орпентировкой напряжений, при которой ось наибольшего растяжения вертикальна. Растяжение в районе Внутреннего моря Сетоути и о. Кюсю может быть связано со вторым типом ориентировки осей в эллипсоиде напряжений, при котором ось растяжения располагается горизонтально по простиранию островной дуги, ось сжатия — вкрест простирания, а средняя ось вертикально (стр. 120).



Фиг. 29. Ориентировка горизонтальной компоненты осей наибольшего сжатия в очагах землетрясений Японских островов и соседних областей, по Х. Хонда и М. Ишикава (Honda, 1959).

 I — глубокофокусные (300—650 км) землетрясения 1927—1949 гг.; 2 — то же, 1950—1957 гг; 3 — землетрясения промежуточной глубины (1927—1949 гг.);
4 — то же, 1950—1957 гг. Наклон осей наибольшего сжатия к горизонту обычно не превышает 20—40°

точной степени условно. Обычно она отбивается на глубине 10—20 км. Кишимото и Камитсуки для района Киото дают такой разрез: 1) осадочные породы ( $V_p = 3,8 \ \kappa m/ce\kappa$ ) — 1,5 км; 2) гранитный слой ( $V_p = 5,8 \ \kappa m/ce\kappa$ ) — 14 км; 4) базальтовый слой ( $V_p = 7,0 \ \kappa m/ce\kappa$ ) — 10 км; 5) подкоровая симатическая оболочка ( $V_p = 8,1 \ \kappa m/ce\kappa$ ) на глубине 31—32 км от поверхности земли (Kishimoto, Kamitsuki, 1957).

При регистрации волн, полученных при взрыве на рудниках Камаиси (торы Китаками), в 15 станциях между 36°33' и 39°15' с. ш., 140°12' и 141°41' в. д. в северо-восточной части о. Хонсю было установлено, что слой со скоростью продольных волн около 6,05 км/сек распространен до глубины 22—25 км и подстилается слоем («базальтовым»?) со скоростью  $V_{\rm p} = 7,2-7,6$  км/сек. При сравнении этих сейсмограмм с сейсмограммами, полученными немного западнее при взрывах в Исибути, выяснилась большая сложность строения коры и не горизонтальный, а наклонный характер залегания отдельных слоев, выделяемых по скоростям волн. Такой же, в принципе, результат получился у Тамаки из анализа сейсмограмм землетрясений.

Тамаки в своей интересной работе впервые предпринял попытку составления глубинных карт строения по срезам земной коры, проведенным на глубине 10, 20, 30 и 40 км. Эти карты строения земной коры Японии сопоставляются им с картой поверхности структуры и сопровожлаются целой серией профилей, доведенных до глубины 30-50 км; на профилях показаны наклонные, часто оборванные крутыми сбросами границы сейсмических слоев, различаемых по скоростям продольных волн. По этим скоростям выделено пять слоев: 1) слой осадочных пород с  $V_{\rm p}=3,7 4.2 \ \kappa m/cek; 2)$  слой с  $V_{\rm D} = 5.0 - 5.5 \ \kappa m/cek,$  т. е. со скоростями, типичными лля гранитного слоя Европы и Северной Америки; 3) слой с  $V_{\rm p} =$ = 6,0-6,5 км/сек; 4) слой с  $V_{\rm p} = 7,0-7,5$  км/сек («базальтовый» или его нижняя часть); 5) подкоровый слой с V<sub>p</sub> = 8,0-8,5 км/сек. Таким образом, как и предыдущие авторы, Тамаки выделяет ниже типичного «гранита» еще один слой, который занимает по своим скоростям какое-то среднее положение между транитным и базальтовым слоями других хорошо изученных районов. По всей вероятности, этот слой сложен метаморфическими сланцами или уплотненными под влиянием давления гранитоидами (гранодиоритами и проч.). Базальтовому слою могут соответствовать метаморфические породы основного состава или гнейсы с основными и ультраосновными интрузиями.

На своих профилях Тамаки показывает большое разнообразие структуры. Так, например, в некоторых районах гранитный слой, по его мнению, налегает непосредственно на подкоровый субстрат, а в районе г. Оита у западных берегов Внутреннего моря первый слой (осадочные породы) по сбросу почти соприкасается с субстратом на глубине около 25 км. Полная последовательность всех пяти слоев с почти горизонтальным залеганием многих границ раздела наблюдается только в центральной Японии, например между городами Тоттори, Киото и Нагоя, причем толщина коры достигает здесь наибольшей величины — 45—52 км.

Наиболее интересны следующие выводы, которые можно извлечь из сопоставления профилей и карт Тамаки с тектонической картой Японии и Кореи.

1. Слой осадочных пород нормальной плотности достигает наибольшей мощности — более 10 км — в поперечной зоне, охватывающей южную Корею, Цусимский пролив к востоку от о. Цусима, северо-восточную часть о. Кюсю и западную часть п-ова Тюгоку и Внутреннего моря. Эта депрессия, ограниченная с запада в районе г. Оита глубоко уходящим сбросом, приблизительно соответствует Цусимскому бассейну (Нактонг), показанному на наших картах (см. фиг. 22).

2. Гранитный слой ( $V_p = 5, 0-5,5 \ \kappa m/ce\kappa$ ) достигает наибольшей мощности и глубины залегания в южной Корее, Цусимском проливе, включая о. Цусима, в северной прибрежной части о. Кюсю и на западном окончании п-ова Тюгоку. Он наблюдается здесь по краям упомянутой депрессии уже на глубине нескольких километров и продолжается ниже, занимая всю эту площадь на глубине 20 и 30 км. Даже на глубине 40 км гранитный слой занимает почти весь указанный район, включая о. Цусима и южную Корею. Между тем на срезе 40-километровой глубины во всей остальной площади Японии доминирует ультраосновной субстрат и, местами, нижний «базальтовый» слой (четвертый). Таким образом, как раз та площадь, которая по геологическим данным отнесена нами к платформе, включая северное побережье Кюсю и западное окончание Тюгоку, резко отличается по своему строению от остальной Японии и состоит вилоть до глубины 30—40 км из одного гранитного слоя или же из этого

слоя с мощной покрышкой осадочных пород (Цусимский бассейн). Однако следует отметить, что предложенная Тамаки трактовка строения, например по северо-восточной части о. Хонсю, стоит в противоречии с уже упомянутыми данными изучения взрывных волн.

Трудно сказать, насколько обоснованы фактическим материалом все его построения, но основной вывод о большой сложности структуры коры и о наклонном характере границ раздела с нередким выпадением отдельных сейсмических «слоев» из нормальной последовательности представляется правдоподобным.

Данные различных авторов, полученные по землетрясениям и по взрывам, хотя отличаются довольно сильно друг от друга, все же в самых общих чертах согласуются с выводами Кишимото о толщине земной коры в разных районах Японии (Kishimoto, 1955). По данным Кишимото, максимальная толщина коры, равная 43 км, характерна для средней зоны центральной, наиболее широкой и возвышенной части о. Хонсю. В районе п-ова Тютоку в срединной зоне толщина коры составляет 38 км. в районе хребта Хида — 35 км, в районе озера Бива (где Тамаки показывает толщину около 50 км) — только 30-32 км. Такую же цифру — 30 км он указывает для района внешних зон юго-западного и среднего Хонсю, тогда как в направлении пролива Кии в сторону Тихого океана толшина коры уменьшается до 24 км. Вообще наблюдается уменьшение толщины коры по направлению от срединной зоны, где она достигает максимального значения, в сторону Тихого океана. Геофизические данные по территории Японского моря, примыкающей к Японской дуге, рассматриваются в следующей главе. Они показывают, что его глубокая часть как по толщине коры, так и по ее строению аналогична типичным глубоким впадинам Тихого океана и других океанов. Сейсмоакустические исследования в Тихом океане в 4500 км к юго-востоку от о. Хоккайдо обнаружили под небольшим (0,3-0,5 км) слоем осадков базальтовый слой мощностью около 7 км. Он подстилается слоем, который характеризуется высокой скоростью продольных волн (около 9 км/сек) и, вероятно, может быть отожествлен с поверхностью симатического субстрата. В Тихом океане граничная скорость в субстрате у поверхности Мохоровичича обычно составляет около 8,3 км/сек (Удинцев, 1959).

Оценку толщины земной коры и глубины залегания поверхности Мохоровичича, отделяющей нижние слои коры от более плотного субстрата, можно получить также из аномалий силы тяжести, вычисленных в редукции Буге или топографической. Гравиметрическая карта Японии в этой редукции опубликована Цубои в 1954 г. <sup>1</sup> Для более полного представления о распределении аномалий нами использованы данные Матуямы и других о наблюдениях в Тихом океане к востоку от Японии на островах Бонин и Идзуситито и на территории Кореи и А. Г. Гайнанова по району Курильских островов (Гайнанов, 1955; Tsuboi, 1954; Matuyama, 1938; Heiskanen, 1939).

Т. Цубои исследовал связь аномалий Буге с высотой местности и толщиной земной коры в Японии. Он пришел к выводу, что абсолютные значения отрицательных аномалий возрастают с увеличением высоты местности и толщины коры. «Карта аномалий Буге, — указывает Цубои, представляет собой, грубо говоря, контурное изображение поверхности Мохоровичича» (Цубои, 1956, стр. 27). Такой же вывод был получен нами при обобщении данных по всему земному шару. «Сравнивая аномалии Буге и установленную сейсмологическими методами толщину земной

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Карта гравиметрических аномалий Японии в редукции Буге, опубликованная в русском переводе книги «Геология и минеральные ресурсы Японии» (1961), отличается тем, что все положительные значения на ней выше, а отрицательные — ниже на 15—20 мел, чем на карте Цубои.

коры в различных районах, можно эмпирически найти соотношение между этими величинами. Считая, что в среднем положительным аномалиям +375 *мгл* соответствует глубина поверхности субстрата около 13 км ниже уровня моря, аномалиям, близким к нулю, — глубина 38 км и отрицательным аномалиям —450 *мгл* приблизительно 68 км, мы получим соотношение:

$$H=\frac{-A}{15}+38 \ \kappa m,$$

где A — аномалия Буге в миллигалах, H — глубина поверхности субст-, рата от уровня моря в километрах. Фактически имеют место большие отклонения от такой простой зависимости и изолинии аномалий силы тяжести в редукции Буге, вероятно, только в самом грубом приближении, с точностью примерно до 100 *мгл*, соответствуют изогипсам поверхности субстрата, т. е. горизонталям нижней поверхности земной коры» (Кропоткин и др., 1958, стр. 28). В дальнейшем это было подтверждено в работах Дж. Вулларда, Н. С. Сажиной и др.

В Японии, в частности, большие отклонения от этой зависимости могут быть вызваны присутствием крупных ультраосновных интрузий и мощных основных вулканогенных комплексов в составе земной коры.

Контур Японии вместе с шельфом, примыкающим к островам, очерчивается в самых общих чертах изолинией положительных аномалий +100 мгл. В пределах самой Японии отрицательные аномалии занимают примерно половину площади и достигают -40 - 80 мгл в районах хребтов Хида и Акаиси, озера Бива и побережья о. Хоккайдо к югозападу от хребта Хидака. В зоне о-вов Идзуситито, которым тоже соответствует гравиметрический минимум, господствуют положительные аномалии от +100 до +200 мгл. Во впадинах Тихого океана, примыкающих к Японским островам и островам Идзуситито, наблюдаются положительные аномалии Буге от +200 до +438 мгл, во впадине Японского моря положительные аномалии более +100 мгл, на побережье Южной Кореи — слабые положительные аномалии около +20 — +25 мгл. Таким образом, можно констатировать, что Главной Японской дуге (вместе с северо-восточной частью дуги Рюкю у южного окончания о. Кюсю), дуге островов Хоккайдо и Сахалин и дуге Идзуситито соответствуют минимумы силы тяжести, связанные с увеличением общей толщины коры и появлением гранитного слоя в пределах этих дуг. Из статьи Гайнанова известно, что и дуге Больших Курильских островов тоже соответствует минимум силы тяжести в редукции Буге, но на п-ове Немуро (восточный Хоккайдо), составляющем продолжение Мало-Курильской геоантиклинали, господствуют сильные положительные аномалии.

Почти все гравиметрические уступы, т. е. зоны сгущения изолнний  $\Delta g$ , где градиент изменения силы тяжести достигает нескольких миллигал на километр, совпадают с разломами или зонами резких дифференциальных движений, которые хорошо видны на карте неотектоники (см. фиг. 11-A, 11-B, 11-B) по сгущению линий поднятия (изоанабаз) и опускания (изокатабаз).

Интерполяция гравиметрических данных, имеющихся по запалной части Японии (о. Кюсю, п-ов Тюгоку), Корейскому полуострову, о. Чечжудо (+26 мгл) и восточному побережью Китая позволяет считать, что Японский минимум (область пониженных значений силы тяжести в редукции Буге) сливается в районе Корейского пролива и островов Гото и Цусима с обширной площадью слабых (вероятно, от 0 до +30 мгл) положительных аномалий, охватывающих всю площадь Желтого моря и почти все Восточно-Китайское море. Эта огромная площадь шельфа (до 400-600 км в ширичу), морфологически составляющая продолжение Восточно-Китайской низменности, представляет продолжение Китайской докембрийской платформы, затопленное морем.

Между шельфовой частью Китайской платформы и островной дугой Рюкю протягивается довольно узкая впадина, достигающая на юге глубины 2700 м и сливающаяся с краевым прогибом западного побережья Тайваня, который заполнен толщей верхнетретичных и четвертичных осадков мощностью 5—13 км. На севере эта тыльная по отношению к островной дуге депрессия подходит вплотную к западному берегу о. Кюсю, где появляются положительные аномалии выше +50 мгл. По всей вероятности, в пределах депрессии положительные аномалии еще выше, а толщина коры значительно меньше, чем на платформе. Она рассматривается нами как краевой прогиб у восточной границы Китайской платформы перед складчатым сооружением Тайваня и островной дуги Рюкю.

В пределах Японских островов более детальный анализ аномалий и их связи с тектоническими структурами позволяет выявить много интересных особенностей, усложняющих ту грубую общую схему, которая изложена выше. Здесь выделяются, как уже говорилось, две главные полосы минимумов силы тяжести, связанные с Японской дугой и с дугой Хоккайдо-Сахалинской. Полоса минимумов Японской дуги поворачиваст на западе к югу, сливаясь, таким образом, через о. Кюсю с гравиметрическим минимумом островной дуги Рюкю; в этом отношении наблюдается соответствие между общим простиранием гравиметрического минимума и простиранием мезозойской и кайнозойской складчатости. Ось минимума в районе о. Кюсю проходит вдоль восточного берега острова частью по суше, частью по морю, т. е. значительно восточнее морфологически выраженного поднятия средней части о. Кюсю. Крайние значения отрицательных аномалий достигают здесь — 60 мгл.

На о. Сикоку и п-ове Тюгоку гравиметрический минимум подразделяется на два параллельных не очень отчетливых минимума (от 0 до  $-25 \ \text{мгл}$ ) восток-северо-восточного простирания, разделенных друг от друга относительным максимумом (положительные аномалии от 0 до  $+30 \ \text{мгл}$ ), ось которого проходит вдоль Внутреннего моря Сстоути. Минимумы, протягивающиеся вдоль п-ова Тюгоку и через северо-западную и центральную части о. Сикоку, приблизительно соответствуют морфологически выраженным молодым поднятиям (до  $1000-1500 \ \text{м}$ ) и, вероятно, связаны с утолщением земной коры под ними, как это характерно для изостатически уравновешенных зон.

Оба эти минимума на востоке сливаются и присоединяются к главной площади отрицательных аномалий Японии, которая охватывает центральную часть о. Хонсю. В пределах этой площади находятся главные возвышенности Японии — хребты Хида, Кисо, Акаиси, водораздельные части которых лежат на высоте 2000—3000 м.

Часть грабена Фосса Магна и расположенного к востоку от него хребта Микуни, имеющего в области водораздела высоту 1500—2162 м, также лежит в пределах этой площади. К перечисленным хребтам приурочены отрицательные аномалии выше —50 мгл, достигающие —80 мгл в области восточного склона южной половины хребта Хида. Как и в предыдущем случае, эти минимумы, вероятно, связаны с увеличением толщины коры (до 43—50 км) и ее менее плотного гранитного слоя, который достигает наибольшей мощности в этих районах Японии. Труднее интерпретировать минимум (до —50 мгл с лишним) в районе озера Бива, продолжающийся в залив Осака. Возможно, этот минимум северо-восточного простирания подобен известным гравиметрическим минимумам грабенов Восточно-Африканских озер и Байкала и тоже связан с новейшими трабенообразными опусканиями или с зоной поперечного сдвига, выявленного по геодезическим данным, о которой говорилось на стр. 122.

Западное ограничение грабена Фосса Магна, отчетливо выраженное

13**1** 

9\*

морфологически как граница между восточными склонами хребтов Хида, Кисо и Акаиси и долинами рек Химе, Сайгава, Каманаси, Фудзи, хорошо заметно и в аномалиях Буге. Оно выглядит как гравиметрический уступ, по которому происходит резкое понижение величины отрицательных аномалий с запада на восток. На большом протяжении этот разлом совпадает с изолинией -50 мгл. Аномалии изменяются от -75 мгл до -25 мгл на расстоянии 17 км на гравиметрическом уступе к востоку от хребта Хида, от -50 мгл до 0 на расстоянии 23 км к востоку от хребта Акаиси, т. е. по 2-3 мгл/км.

Такой высокий градиент изменения силы тяжести свидетельствует о глубинном разломе, по которому, по-видимому, толщина коры резко уменьшается с запада на восток, с переходом от перечисленных хребтов к площади грабена. На п-ове Идзу и далее к северу наблюдается максимум (аномалии от +25 до +80 мгл), связанный с южной частью грабена.

В северо-восточной, расположенной к востоку от Фосса Магна части главного пояса отрицательных аномалий наблюдаются два параллельных минимума силы тяжести, которые отчетливо прослеживаются и дальше в полосе положительных аномалий через всю северную половину о. Хонсю. Один из этих минимумов — Прибрежный начинается у северо-восточного конца хребта Хида и проходит в наиболее прогнутой части геосинклинали Уэцу около городов Ниигата, Саката и Акита. Ось этого узкого минимума, который прослеживается на 450 км по простиранию, более чем на половине своей длины проходит по морю недалеко от берега, местами заходя на сушу. На оси Прибрежного минимума аномалии варьируют от +30 мгл до -20 мгл, доходя по мере приближения к хребту Хида до -50 мгл. Положительные значения аномалий быстро возрастают до +75 мгл и выше в сторону впадины Японского моря и менее резко до +60, +80 мгл в сторону максимума, отделяющего Прибрежный минимум от Срединного минимума северного Хонсю. Интересно, что ось Прибрежного минимума, связанного с юным прогибом, лежит как раз на продолжении оси минимума, связанного с впадиной озера Бива.

Другой минимум, который можно назвать Срединным минимумом северного Хонсю, тянется от гор Микуни, Кинко и Тайсяку на север вдоль Центрального хребта (хребта Оу) северного Хонсю. Ось минимума проходит по западному склону и по водоразделу этого не очень высокого хребта (500—1500 м, за исключением вулканических вершин), совпадающего с вулканической зоной Насу. На севере ось минимума проходит по западному берегу залива Муцу и далее в южную часть о. Хоккайдо через район г. Хакодате до залива Утиура, или Вулканического. С этим почти квадратным мелким заливом совпадает такой же по форме минимум, в котором положительные аномалии на 30 мгл ниже, чем вокруг залива. Гравиметрические уступы, ограничивающие его с севера и запада, очень резки (до 5 мгл/км). Общая длина дугообразно изогнутого Срединного минимума северного Хонсю, распадающегося на отдельные минимумы, которые следуют цепочкой друг за другом, составляет 700 км. По всей вероятности, он связан с утолщением коры в срединной зоне.

Еще один минимум на о. Хонсю, отделенный упомянутым гравиметрическим максимумом южной части Фосса Магна, располагается в средней части депрессии Канто около Токийского залива. Этот минимум имеет почти широтное простирание и прослеживается на восток в море недалеко от мыса Инубоэ (г. Тёси). Аномалии здесь варьируют от +30 мгл около г. Токио до +80 мгл в море. Однако северная часть депрессии Канто отмечена крупным максимумом (до +140 мгл у побережья). Таким образом, в пределах депрессии Канто, столь однородной в морфологическом отношении, аномалии изменяются на 160 мгл на расстоянии 100 км, т. е. 1,6 мгл/км. Минимум, по-видимому, связан здесь с зоной растяжения земной коры и с наличием очень мощной толщи рыхлых четвертичных отложений пониженной плотности.

Характерной особенностью Японской пуги является общая асимметрия гравиметрических аномалий по отношению к западной и восточной береговым линиям. Если на западе береговая линия большей частью совпадзет с зоной близких к нулю аномалий (от -5 до +30 мгл) и положительные аномалии выше +75 мгл появляются в Японском море довольно далеко от берега, то на восточном побережье широкая полоса суши входит в зону положительных аномалий от +50 до +140 мгл, связанную с общирными максимумами Тихоокеанской впалины и Филиппинского бассейна. Эта зона положительных аномалий, быстро возрастающих в сторону океана, охватывает значительную часть внешней кайнозойской зоны (район мысов Сада и Мурото, южное окончание полуостровов Кии, Идзу и Босо, северную половину депрессии Канто и большую часть северного Хонсю, за исключением вышеупомянутого срединного минимума). В районе массивов Абукума и Китаками госполствуют положительные аномалии от +100 *мгл* у их западной траницы до +140, +160 мгл на побережье. Юго-западная часть о. Хоккайдо тоже входит в эту зону положительных аномалий (до +110 мгл на побережье п-ова Осима). На суше редко встречаются районы, где столь большие территории были бы охвачены положительными аномалиями такой интенсивности.

Интересно, что равномерное возрастание силы тяжести на 100-130 мгл от срединного минимума к восточному побережью северного Хонсю не нарушается наличием крупных горных массивов Абукума и Китаками, которые почти не выражаются в гравиметрии острова, хотя их высота достигает 1000—1500 м. Это связано с тем, что вся восточная полоса о. Хонсю входит в пределы зоны крупных положительных изостатических аномалий силы тяжести, которая сопровождает с запада зону отрицательных изостатических аномалий, приблизительно совпадающую с Японским и Курило-Камчатским желобами. Анализ распределения изостатических аномалий по району Японии и ближайших частей океана приводится в работе Хесса, где имеется и карта аномалий в изостатической редукции (Хесс, 1952). По этим данным можно убедиться, что массивы Абукума и Китаками приподняты значительно выше положения, соответствующего изостатическому равновесию. Этим и объясняются высокие значения аномалий Буге на их площади, также как и по всему восточному побережью северного Хонсю.

Градиент изменений аномалий Буге в зоне положительных аномалий, которая окаймляет с юго-востока Японскую дугу, достигает 1,5—2 мгл/км. Такой же градиент сохраняется и далее к востоку и к югу от о. Хонсю в океане вплоть до зоны больших глубин, характеризуемых положительными аномалиями +300, +400 мгл.

Таким образом, мы имеем здесь дело с крупнейшим гравитационным уступом, который охватывает не только материковый склон, по и окраину островной дуги и обусловлен в основном быстрым уменьшением толщины коры и выклиниванием гранитного слоя в сторону Тихого океана.

Второй крупнейший минимум, сопоставимый по размерам с минимумом Главной Японской дуги, если рассматривать его в целом, — это гравиметрический минимум центрального Хоккайдо и о. Сахалин. Он начинается в океане значительно южнее о. Хоккайдо (на 39° с. ш.), будучи очерчен изолинией +100 мгл. Этот минимум продолжается через всю среднюю часть о. Хоккайдо и пролив Лаперуза на о. Сахалин. В общем этот минимум от 39° с. ш. до северного конца Сахалина протягивается на 1700 км в меридиональном направлении.

Площадь отрицательных аномалий (от 0 до -80 мгл) охватывает не только южное побережье Хоккайдо от мыса Эримо до р. Абира, но и

примыкающую часть океана между о. Хоккайдо и северным окончанием о. Хонсю вплоть до глубин в 1300 м — случай, редкий в гравиметрии.

В пределах о. Хоккайдо зона пониженных значений силы тяжести, очерченная с запада и востока изолинией + 30 *мгл*, охватывает всю среднюю часть острова и подразделяется на два минимума, разделенные гравиметрическим максимумом. Оси этих двух минимумов и максимума, расположенного между ними, параллельны простиранию Главного антиклинория о. Хоккайдо, морфологически выраженного в виде хребтов Хидака, Юбари и Китами. Западный минимум приблизительно совпадает с осью молодого прогиба геосинклинали Исикари. Он имеет по своим соотношениям с морфологией суши большое сходство с Прибрежным гравиметрическим минимумом о. Хонсю, который тянется вдоль геосинклинали Уэцу. Значения аномалий на оси минимума варьируют от — 30 *мгл* до + 10 *мгл*.

Максимум, протягивающийся восточнее, следует вдоль осевой части хребта Хидака (высота до 1400-2052 м) и в своей южной части отчетливо связан с полосой основных и ультраосновных интрузий. Аномалии на оси максимума варьируют от +20 до +60 мгл. По-видимому, в хребтах Центрального Хоккайдо гравитационное влияние больших масс плотных основных пород берет перевес над сиалическими массами земной коры, которые при обычных условиях должны были бы создать заметный МИННИМУМ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ВДОЛЬ МОЛОДОГО И ДОВОЛЬНО ВЫСОКОГО ГОРНОГО СОоружения. Этот случай аналогичен тому, который наблюдается в зеленокаменной полосе Урала и на о. Кипр, где крупные положительные аномалии приурочены к возвышенностям рельефа. Гравиметрический минимум, расположенный к востоку от Главного антиклинория в бассейне рек Токати и Юбецу, характеризуется аномалиями от -10 до +30 мгл: высота рельефа на участке отридательных аномалий достигает здесь 1000-2290 м (г. Асахи). Вероятно, этот минимум связан с увеличением толщины коры и ее гранитного слоя в центральной части о. Хоккайдо.

О гравиметрии восточного Хоккайдо, где структуры имеют Курильское направление, можно составить правильное представление только сопоставляя японские данные с советскими исследованиями на Курильских островах.

На о. Хоккайдо от г. Кусиро до окончания п-ова Немуро тянется отчетливый максимум силы тяжести, который в ослабленном виде прослеживается и восточнее по гряде Малых Курильских остров (о. Шикотан). Аномалии Буге на п-ове Немуро достигают +230 мгл. Возможно, этот максимум связан с интрузиями основных и ультраосновных пород на глубине. Небольшие тела такого состава вскрыты здесь эрозией на поверхности Земли. При такой трактовке структуры Курильской дуги ее южное продолжение можно видеть в цепи вулканов хребта Сиротеко в северо-восточной части о. Хоккайдо. Вблизи этой цепи вулканов, немного западнее, протягивается минимум силы тяжести, который составляет продолжение гравиметрического минимума Курильской дуги.

«На карте аномалий Буге вдоль Курильской островной дуги и ее восточного склона выделяется полоса относительно пониженных аномалий Буге... Зона Курильских островов характеризуется в основном аномалиями Буге порядка +120 мгл. На севере зона пониженных значений аномалий Буге продолжается вдоль Камчатки. К востоку и юго-востоку от пониженных значений аномалий Буге протягивается полоса больших положительных аномалий Буге, достигающих значений +400 мгл. Далее к востоку в океане аномалии Буге несколько ослабевают (+280, +320 мгл)» (Гайнанов, 1955, стр. 153).

Таким образом, в пределах островных дуг Японии и примыкающих к ней районов наблюдается сложная картина аномалий с резкими гравитационными уступами и необычными отклонениями от нормальной связи, существующей между высотой рельефа, толщиной коры и величиной аномалий Буге. Эти отклонения вызваны отчасти сложностью строения и внедрением основных и ультраосновных интрузий, отчасти — нарушениями изостатического равновесия, т. е. аномальной приподнятостью одних блоков и прогибанием других.

Более простая картина наблюдается в пределах Тихоокеанской впадины и Филиппинского бассейна.

Упомянутая полоса положительных аномалий (от +280 до +420 мгл) в той части Тихого океана, которая примыкает к Курильским островам, продолжается и южнее. На расстоянии 100—300 км к востоку от о. Хоккайдо, о. Хонсю и островов Идзуситито и Бонин начинается область положительных аномалий Буге, превышающих 300 мгл. Значения аномалий местами доходят до 400—456 мгл. Глубокий Японо-Курильский желоб ничем не выражается в контурах аномалий в этой редукции, но в изостатической редукции и в редукции Фая он выглядит как пояс резких отрицательных аномалий.

Такие же высокие значения аномалий Буге (+332 *мгл* в 140 км к югу от о. Хонсю) наблюдаются в Филиппинском бассейне к югу от Японских островов и к западу от островов Идзуситито и Бонин.

Под названием Филиппинский бассейн мы подразумеваем огромную впадину, ограниченную на западе дугами о-вов Кюсю и Филиппинских островов, а на востоке — Марианской дугой с ее продолжением к о-вам Идзуситито. Марианской дуге соответствует относительный минимум (аномалии Буге +223 *мгл* на о. Гуам, +317 *мгл* на о. Яп), но на южном пересечении Филиппинского бассейна от о. Яп до Филиппин положительные аномалии возрастают и достигают +424, +444 *мгл* там, где его глубина достигает 5,7—6,1 км. Сейсмозондирование, проведенное Гаскеллом и Сваллоу в двух пунктах в южной части бассейна, показало, что кора имеет здесь ничтожную толщину (около 4,5 км). Она состоит почти нацело из базальтового слоя ( $V_p = 5,9-7,4 \ \kappa m/ce\kappa$ ), который подстилается субстратом уже на глубине 8,6—9,4 км от уровня моря.

Таким образом, судя по уровню рельефа, гравиоаномалиям и сейсмозондированию, Филиппинский бассейн ничем не отличается от Тихоокеанской впадины. Очевидно все области высоких положительных аномалий (+300 *мгл* и выше), окаймляющие с юга, запада и востока Японские острова, характеризуются малой толщиной земной коры и имеют строение, типичное для глубоких частей океанов.

Островные дуги — Японская, Хоккайдо-Сахалинская, Курильская с ее продолжением на о. Хоккайдо, Рюкю представляют собой полосы сиалической коры материкового типа (с хорошо выраженным гранитным слоем и пр.), которые смыкаются между собой и примыкают к материковому массиву Азии у северного окончания о. Сахалин, в районе о. Цусима и южнее. Марианско-Бонинская дуга, как и средняя часть Курильской дуги, может быть, имеет иное строение и состоит только из андезитового и базальтового материала и осадочных пород.

По мнению Н. П. Васильковского (1960) и Г. Б. Удинцева (1961), различные типы островных дуг соответствуют различным стадиям процесса роста коры, который происходит в результате поднятия кислых, средних и основных магматических выплавок из недр Земли. С этой точки зрения Японская дуга отвечает более зрелой стадии тектоно-магматического развития, чем, например, Бонинская.

По нашему мнению, этот процесс роста коры дополняется не менее важными тектоническими явлениями, а именно горизонтальными перемещениями глыб островных дуг в сторону Тихого океана и смятием, скучиванием материала коры в складчатых зонах, при одновременном разрыве коры в тех зонах, где образуются впадины типа Японского моря и Филиппинского бассейна.

### Глава IV

## ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ТЕКТОНИКА ПРИМЫКАЮЩИХ К НЕМУ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (Приморье, п-ов Корея)

#### ОБЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОКРАИННЫХ ГЛУБОКИХ МОРЕЙ

В предыдущих главах было указано, что характерной чертой молодых складчатых сооружений и островных дуг Тихоокеанского пояса является то, что они окаймлены отчетливо выраженными прогибами, которые составляют почти непрерывную цепь как со стороны Тихого океана (глубокие желоба у его периферии), так и со стороны, обращенной к соседним материкам. Прогибы, расположенные на материковой стороне, в одних случаях принадлежат к типу краевых (Пенжинский прогиб. Предтайваньский. Преданлийский краевые прогибы), в других представляют собой впадины глубоких окраинных морей. К их числу принадлежат впадины южной части Берингова моря, южной части Охотского моря, Японского моря, Южно-Китайского и Тасманова морей и др. Эти впадины в некоторых случаях переходят по простиранию в краевые прогибы (например, Южно-Охотская впадина — в Западно-Камчатский и Пенжинский прогибы; впадина Южно-Китайского моря — в Предтайваньский прогиб) или в образования типа «входящих углов», родственные, по Н. С. Шатскому, типичным краевым прогибам. Так, например, впадина Японского моря на севере переходит в прогиб Татарского пролива, унаследованный от Сахалинского прогиба, который, по мнению Н. С. Шатского, принадлежит именно к этому типу (Тектонич. карта СССР, 1957).

Все эти впадины имеют много общего в своей геологической истории и структурном положении. Мы рассматриваем их как современные геосинклинальные бассейны в той живой геосинклинальной области, которая называется Тихоокеанским подвижным поясом. Напомним, что А. Д. Архангельский включал в современную геосинклинальную область Западной Евразии геоантиклинали альпийских складчатых сооружений (Альпы, Кавказ, Апеннины, Критскую дугу и др.) и геосинклинали расположенных между ними глубоких прогибов (Черноморской впадины и впадин Средиземного моря). Аналогичным образом мы можем рассматривать впадины окраинных морей Тихоокеанского пояса как типичные современные геосинклинали.

В отношении Черноморской впадины предположение А. Д. Архангельского, которое продолжал развивать М. В. Муратов в 1945—1949 гг., подтвердилось данными сейсмозондирования. В этой и в Южно-Каспийской впадинах сейсмика обнаружила мощные (до 10—20 км) серии недислоцированных осадочных отложений, вероятно принадлежащие к мезозою и кайнозою и сопоставимые с известными геосинклинальными сериями. Как и в древних геосинклиналях, известных по геологическим разрезам складчатых областей, эти мощные осадочные серии подстилаются толщами основных вулканических пород (так называемый базальтовый слой или его верхняя часть).

Аналогичные мощные серии осадочных пород, еще не уплотненных складкообразованием, известны в разрезах глубокой южной части Охотского моря (мощность осадков 5—8 км) и в глубоких частях Японского моря и Мексиканского залива (7—10 км). Во всех этих случаях они подстилаются так называемым базальтовым слоем коры, вероятно сложенным эффузивами основного состава; его мощность составляет обычно от 5 до 10 км. Типичный гранитный слой отсутствует.

В южной глубокой (до 3500 м) части Охотского моря, примыкающей с северо-запада к Курилам, господствуют положительные аномалии Буге до +170 мгл и выше (Гайнанов, 1955). Строение этой впадины аналогично строению той глубокой центральной части Японского моря, в которой глубина составляет от 3000 до 3716 м. Южно-Охотская впадина отличается от нее только большей мощностью осадочного слоя. В южной части Японского моря впадина меньшего размера, расположенная между подводной возвышенностью Ямато и п-овом Ното, имеет глубину до 4036 м и, вероятно, аналогична предыдущим. Структура земной коры во впадине Японского моря стала известна благодаря сейсмозондированию, проведенному в 1957 г. с судна «Витязь» (Андреева и Удинцев, 1958). В районе, лежащем между 41°20′-42°35′ с. ш. и 133°10′-134°40′ в. л. в 200—330 км к юго-востоку от Владивостока, по двум перекрещиваюшимся межлу собой профилям была отчетливо установлена нематериковая структура земной коры. Под слоем воды, составляющим здесь около 3,5 км, залегает слой рыхлых осадочных пород мощностью от 1 до 2 км и затем более мощный слой плотных пород, по всей вероятности базальтов, который составляет всю остальную часть коры до ее основания. Мощность этого слоя от 5 до 10 км, скорость распространения продольных волн в нем от 6,1 до 6,4 км/сек. Ниже, на глубине от 10,4 до 14,7 км от уровня моря, уже начинается подкоровый слой со скоростями от 7,8 до 8,3 км/сек, типичными для перидотитового субстрата. Таким образом, гранитный слой здесь отсутствует, а вся толщина коры варьирует от 7 до 11 км. Часть района, изученного сейсмозондированием, попадает на северо-западный участок карты, изображенной на фиг. 22.

В 1962—1963 гг. Институт океанологии АН СССР (В. М. Ковылин, Ю. П. Непрочнов) провел исследования по методам отраженных и преломленных волн на двух профилях, пересекающих с северо-запада на юго-восток глубокую часть Японского моря в ее северо-восточной части (у северного конца подводного хребта Богорова) и в юго-западной части (к юго-востоку от побережья северной Кореи; Ковылин, Непрочнов, 1964). Толщина коры варьирует на этих профилях от 10,5 до 14,5 км, причем мощность осадочной толщи достигает 5—8 км; под недислоцированными осадками залегает базальтовый слой обычной толщины.

Хотя по строению коры все эти впадины имеют много общего между собой и, по-видимому, могут рассматриваться как современные эвгеосинклинали (в понимании Г. Штилле, М. Кэя и Н. С. Шатского), их структурное положение в зоне хинтерланда, т. е. на тыловой стороне дугообразных складчатых систем или островных дуг, напоминает позицию срединных массивов. Это отмечалось Н. П. Херасковым в отношении Японского моря, В. И. Славиным в отношении Черноморской впадины и т. д. Детальное изучение показывает, что в бассейнах хинтерланда нередко присутствуют плосковерхие блоки материкового строения (например, подводная возвышенность Ямато в Японском море, поднятие ЛордХау в Тасмановом море), которые могут быть остатками срединных массивов. Однако эти блоки отделены от глубоких частей бассейнов отчетливо выраженным материковым склоном. Поэтому описываемые впадины нельзя отожествлять со срединными массивами. По структурному положению и строению земной коры, которое может быть установлено не только на основании сейсмозондирования, но и на основании рельефа (глубина 2000—4500 м) и положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге (от + 150 до + 400 мгл), с перечисленными впадинами сходны глубокие впадины Карибского моря (хинтерланд Антильской островной дуги), морей Сулу, Целебесского и Банда в Индонезии, а также Тирренского моря (хинтерланд Апеннинской дуги), юга Эгейского моря (хинтерланд Критской дуги) и отчасти впадины моря Фиджи и Филиппинской котловины (на тыловой стороне Марианской дуги).

В некоторых случаях историко-геологические данные указывают на существование суши в прежние геологические эпохи на площади таких впадин. Об этом говорит снос обломочного материала со стороны впадин на площадь современной суши, интерполяция границ консолидированных структур материкового типа или границ прежних мелководных бассейнов, как они вырисовываются по геологическим данным на основании наблюдений, сделанных по периферии окраинных морей и т. д. Факты, которые приводят к таким выводам, упоминаются в работах В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (Белоусов и Рудич, 1960; Рудич, 1962) в отношении Японского, Карибского и Тасманова морей, А. М. Смирнова и В. Л. Масайтиса (Смирнов, 1963; Масайтис, 1963) в отношении Японского моря, В. И. Славина и М. В. Муратова (Славин и Яранов, 1960) в отношении Черного и Каспийского морей. Ф. Г. Кюенена — по впадинам Индонезии. Так, например, Кюенен считает, что в Индонезии «между Тимором и Филиппинами была раньше континентальная плошаль, в которой позднее образовались депрессии при опускании ее во время и после орогенической фазы сжатия во внешней дуге Банда. Геологические данные подтверждают такое заключение, но Ваннер и Моленграаф показали это в несколько иной связи. Они установили, что тектонические структуры косо срезаны современными береговыми линиями и сами слои также резко обрываются у краев впадин ... Фации третичных осадков указывают на былое существование районов денулации там. гле теперь находятся глубины в несколько тысяч метров. Другого источника обломочного материала, содержащегося в осадках, не могло быть» (Островные дуги, 1952, стр. 116).

Резкий обрыв раннемезозойских и более древних складчатых структур у материкового склона особенно хорошо виден на расстоянии 340 км в северной части Японского моря между г. Чхончжин (Чендин) и мысом Поворотным и у западного края впадины Южно-Китайского моря на побережье Вьетнама между 12 и 14° с. ш. Расстояние от крайних береговых обнажений до верхней части материкового склона составляет в этих районах только 20—50 км, а простирание верхнепротерозойских (Корея) и герцинских и раннемезозойских (Южное Приморье, Вьетнам) складок почти перпендикулярно к линии, которая отделяет материковые структуры коры от структур океанического типа.

Таким образом, вопрос о генезисе впадин окраинных морей приобретает принципиальное значение для теотектоники. Решив его, мы могли бы уверенно говорить о происхождении геосинклиналей и тех прогибов, в которые они переходят по простиранию, как это имеет место, например, при переходе от впадины Японского моря в прогиб Татарского пролива. В. В. Белоусов, Е. М. Рудич и Б. А. Петрушевский и другие ставят вопрос еще шире, рассматривая возникновение глубоких впадин окраинных морей как проявление того же процесса «океанизации», который, по их представлениям, привел к образованию огромных впадин Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого и даже Тихого океанов. Действительно, как по возрасту (мезозой, кайнозой), так и по их соотношениям со складчатыми структурами соседних материков («наложенный», по Ю. М. Шейнманну, характер впадин, обрубленность складчатых структур материка у берегов впадины, принос обломочного материала со стороны океана) впадины Атлантического и Индийского океанов имеют много общего со впадинами окраинных морей. Реконструкции прежнего распространения суши на площади Атлантического и Индийского океанов, основанные на принципе фиксизма, приводятся на палеогеографических картах Н. М. Страхова (1948), на схеме геотектонического районирования Земли, составленной В. В. Белоусовым (1954), и в статьях М. В. Муратова (1957) и Ю. М. Шейнманна (1959).

В обоих случаях — идет ли речь о глубоких окраинных морях или о «вторичных» океанах, как называл А. Н. Мазарович океанические впадины, возникшие в мезозое и кайнозое, — решение вопроса о их генезисе сводится к дилемме «фиксизм или мобилизм». За последнее десятилетие не было указано никаких новых фактов, подтверждающих гипотезу «океанизации» («базификации») земной коры, т. е. преобразования на месте, без раздвигания, толстой материковой коры в тонкую океаническую кору, лишенную гранитного слоя. Все факты, которые приводились В. В. Тихомировым, В. В. Белоусовым и другими в пользу этой точки зрения, допускают иное толкование. По Б. Гутенбергу, «гипотеза о том, что повые глубокие моря, разделяющие континенты, возникли за счет простого прогибания и сбросов, противоречит установленным законам изостазии. Предположение о перемещении материков устраняет эту трудность» (Гутенберг, 1949, стр. 205).

Иногда высказывалось мнение, что дискордантная ориентировка складок, которые подходят под углом 45-90° к линии материкового склона, не может служить доказательством того, что складчатые системы первоначально продолжались значительно дальше в сторону океана и были позже обрублены разломом типа сброса. Так, например, В. Е. Хаин, Е. Н. Люстих и другие допускают, что складки могут затухать или поворачивать параллельно берегу шельфа между крайними береговыми обнажениями и крутой частью материкового склона (изобатой 2000 м) к западу от Англии и Франции, к востоку от о. Ньюфаундленд и в других местах. Однако имеется много примеров, когда шельф практически отсутствует и изобата 2000 м проходит на расстоянии 20-40 км от береговой линии (например, по южным и северо-западным берегам Австралии, по берегам Гвинейского залива в Африке, по краю Японского моря и т. д.). Местами, например на островках архипелага Решерли у южного побережья Австралии, выходы докембрийских пород с простиранием, перпендикулярным к береговой линии, находятся всего лишь в 18 км от изобаты 2000 м. Ширина складчатых систем, пересеченных континентальным склоном составляет в указанных случаях 500 км и больше, длина — 700—2000 км. Таким образом, если ориентировка и ширина складчатой системы сохраняются на расстоянии 1000 км по простиранию, то экстраполяция до середины материкового склона составит только 2-4%, т. е. в 10-15 раз меньше допустимой величины. Из практики геологоразведочных работ известно, что если складка сохраняет свою ширину, разлом — свою амплитуду, слоистая толща, пластовая залежь или рудная жила — свою мощность почти без изменения на расстоянии x, то необходимо еще расстояние не менее  $\frac{1}{3} x$  для того, чтобы складка сузилась До нуля на своем периклинальном окончании, амплитуда разлома сошла бы на нет и произошло бы выклинивание слоистой толщи, пласта или жилы. Таким образом, экстраполяция на 33% (т. е. на сотни километров в наших примерах) является вполне законной во всех перечисленных случаях.

Кроме указанной аналогии, к такому же выводу приводит принции актуализма. Обрубленность складок, характерная для берегов так называемого атлантического типа, наблюдается только на пересечениях докембрийских, палеозойских и, реже, раннемезозойских (капиды, складки южного Приморья, Австралии) складчатых систем. Кайнозойские складки, как правило, не бывают пересечены материковым склоном. Иногда, например в зоне Атласа и Бетийской Кордильеры, наблюдается крутой изгиб их простирания по мере приближения к берегу. Непрерывность или очень постепенное затухание кайнозойских складчатых систем позволяет утверждать, что древние пояса во время формирования их складчатости тоже были непрерывными и протяженными, а видимый обрыв структур связан с позднейшим разломом, который морфологически выражен в форме уступа материкового склона.

Гипотеза «океанизации» в тех вариантах, которые были предложены В. В. Белоусовым, В. В. Тихомировым и другими, представляется несостоятельной по целому ряду соображений, многие из которых уже отмечались В. А. Магницким (1958) и Е. Н. Люстихом (1959). Более легкая материковая кора не может утонуть в субстрате, так как это противоречит основному принципу изостазии. Переработка коры на границе с подкоровыми слоями не должна быть сколько-нибудь существенной, так как эти слои представляют собой не магму, а твердый ультраосновной материал, температура которого там, где кора имеет не очень большую мощность, составляет только 150—500°. Но если даже допустить такую переработку, то растворился бы сначала нижний, так называемый базальтовый слой коры. Между тем уменьшение толщины коры в океанах связано, наоборот, с исчезновением верхнего, гранитного слоя.

Резкость боковых границ материковых глыб, обрубленных сбросами у берегов атлантического типа, например в северной части Японского моря, также говорит против гипотезы растворения. Физико-химическая переработка дала бы, очевидно, плавный переход с широкой серией гибридных форм между материком и океаном. Между тем в ряде случаев, например у мыса Поворотного в Японском море или у банки Кампече в Мексиканском заливе, изученной сейсмозондированием, переход от материка к впадине океанического типа совершается в узкой зоне крутого материкового склона на расстоянии 15—30 км. Наконец, при любом процессе — механическом погружении коры в мантию или ее растворении, легкое вещество коры проявилось бы в отрицательных или пониженных аномалиях силы тяжести в редукции Буге. На океанах и глубоких морях мы этого не наблюдаем.

Еще больше трудностей возникает, когда эту гипотезу применяют не только к небольшим глубоким морям, но и к океанам. «Гипотеза базификации, — пишет В. П. Нехорошев, критикуя представления В. В. Белоусова, Ю. М. Шейнманна и В. В. Тихомирова, — являясь умозрительной, не подкреплена убедительными доказательствами... Например, при «смелых» Манипуляциях с погружением огромных площадей континентов под океанические глубины совершенно сбрасывается со счета такой непререкаемый фактор, как баланс воды на поверхности Земли. Какое же резкое понижение уровня мирового океана должно было произойти в меловом периоде, если допустить, что тогда погрузились (или хотя бы только начали погружаться) огромные территории суши на месте Атлантического и Индийского океанов и Тихого океана к западу от андезитовой линии. Все моря на континентах должны были прекратить свое существование, так как они не могли быть глубоководными. А между тем такой общей мировой регрессии отнюдь не отмечается» (Нехорошев, 1963, стр. 21, 23). В сеномане и палеогене, напротив, наблюдаются мировые трансгрессии, одновременные с углублением этих океанов.

Если согласиться с авторами указанных гипотез, что с начала или

середины мезозоя наступил новый этап развития Земли, который характеризуется широким развитием «океанизации», то легко подсчитать, что за 150 млн. лет, т. е. 3% длительности существования Земли, материковая кора должна была нацело исчезнуть на площади, превышающей плошадь современной суши. Мы имеем в виду площадь глубоких частей Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и окраинных морей Тихоокеанского пояса. Если же считать, по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу, что в окраинных морях Тихоокеанской области проявились процессы, которые охватывали не только Атлантический и Индийский океаны, но и всю Тихоокеанскую впадину (Белоусов и Рудич, 1960), то темп исчезновения суши на земном шаре окажется еще более катастрофическим. При таких темпах «океанизации» ни одной страны, не потруженной под уровень моря, не останется уже через 60-80 млн. лет, т. е. через отрезок времени, равный 1,5% времени существования Земли. Вообще на фоне истории Земли, продолжающейся 4500-5000 млн. лет, совершенно непонятна «внезапность» процесса океанизации, предполагаемого В. В. Белоусовым, Е. М. Рудичем и др. Формирование современной картины распределения материков и океанов начинается во всех этих схемах очень поздно, на последнем интервале времени, охватывающем только 3-4% всей длительности существования Земли. Это, конечно, неправдоподобно, так как все известные процессы — складчатость, магматизм различного типа и состава, метаморфизм, седиментация прослеживаются гораздо дальше, по крайней мере на 2-3 млрд, лет в глубь геологического времени.

В пользу гипотезы мобилизма, которая объясняет возникновение впадин океанического типа как результат разрыва и раздвигания коры, уже давно приводились такие факты, как верхнепалеозойское оледенение южных материков и Индии, схолство строения каледонид Гренландии и Европы, герцинид Северной Америки и западной Европы, раннемезозойских складок Аргентины и южной Африки, сходство осадочного чехла всех платформ Гондваны, палеоботанические аналогии, сходство пермской и мезозойской фаун и т. д. За последние десятилетия появились новые доказательства: 1) палеомагнетизм; 2) общность в строении не только платформенного чехла, но и докембрийского фундамента различных частей Гондваны; 3) драгирование и детальное изучение рельефа материкового склона и бурение на мысе Гаттерас у восточного побережья США: эти исследования показали, что мезозойские (меловые) отложения действительно оборваны у материкового склона Атлантики (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962) и, наконец, 4) ориентировка напряжений в очагах землетрясений.

Новейшие геологические данные о природе рифтовых морей как начальной стадии развития океанов (Красное море, Аденский залив, впадина между Гренландией и Северной Америкой) приводятся в статьях Р. Гирдлера (Girdler, 1962) и В. Н. Пучкова (1964), данные о сходстве геологического строения различных частей Гондваны — в работах Р. Маака, С. Кэри (Carey, 1959), К. Беурлена (Beurlen, 1961), Ф. Ахмада (Ahmad, 1960, 1961), Л. Кинга, Р. Пфлюга (Pflug, 1963) и др. Не останавливаясь на палеомагнетизме и геологических доказательствах, с которыми читатели, интересующиеся этим вопросом, могут ознакомиться в недавно опубликованных сводках (Кропоткин, 1960, 19616, 1962; Пробл. перемещ. матер., 1963; Гутенберг, 1963; Doell, Cox, 1961; Continental drift, 1962), следует сказать несколько слов о сейсмологических доказательстмобилизма. С. Ранкорном, Р. Гирдлером (Girdler, 1963) вах и Дж. Т. Вильсоном (Wilson, 1963 a, б) независимо друг от друга были построены очень сходные схемы движения земной коры для второй половины мезозоя и кайнозойской эры. Срединные хребты, протягивающиеся в Индийском и Атлантическом океанах и далее через центральный грабен Исландии к морю Лаптевых, так же, как и грабены (рифты) Аденского залива и Восточной Африки, связанные с сейсмичными зонамп средпнных хребтов, рассматриваются на этих схемах как оси планетарной системы зон растяжения. Молодые складчатые хребты Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов рассматриваются как различные ветви планетарной системы зон сжатия. Так же, как Э. Краус и Ф. Венинг-Мейнес, эти авторы объясняют возникновение Атлантического и Индийского океанов как результат движения материковых глыб от зон растяжения к зонам сжатия.

Исследование ориентировки напряжений в очатах землетрясений, произведенное Х. Хонда, А. В. Введенской, Е. И. Широковои. Л. А. Мишариной, В. Столером и П. Энеску, обнаружило закономерности, которые прекрасно согласуются с этими схемами (см. стр. 10). Как уже упоминалось, под Карпатами, Кавказом, хребтами Средней Азии и в зонах ОСТООВНЫХ ДУГ ГОСПОЛСТВУЕТ ПОЧТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ СЖАТИЕ, ОРИЕНТИРОВАНное вкрест простирания этих структур. В то же время в очагах сейсмичных зон, связанных со срединными хребтами Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого (хребет Шмидта) океанов и с грабенами восточной Африки и Байкала, доминирует растяжение. Оно ориентировано перпендикулярно к простиранию подводных хребтов и грабенов. Если считать, что для поддержания сейсмичности необходимы движения в оболочке и коре Земли, ориентированные таким же образом, то мы получаем как раз ту систему планетарных зон сжатия и растяжения, которая намечалась С. Ранкорном, Р. Гиралером и Дж. Т. Вильсоном на основании принципов «неомобилизма» (гипотезы подкоровых течений).

Эти сейсмологические исследования проливают свет и на генезис окраинных морей. В глубоких очагах, приуроченных к центральной части Тирренского моря, было обнаружено растяжение, ориентированное почти горизонтально в направлении, перпендикулярном к дуге молодых складок, которая протягивается через Апеннинский полуостров и Сицилиюв горы Атласа.

Рассмотрев геофизические особенности небольших глубоких морей Целебесского, Банда, Черного и других, Е. Н. Люстих показал, что наблюдаемые здесь высокие положительные аномалии Буге не могут быть результатом сжатия (уплотнения) вещества при опускании земной коры. Он пришел к выводу, что наблюдаемые аномалии либо сохранились с древнейших времен вместе с океанической структурой дна (что противоречит геологическим данным о прежнем существовании суши на месте этих впадин), либо возникли вследствие растяжения коры. «Такие апомалии могли бы быть объяснены, если допустить, что эти моря произошли путем сильного растяжения и раздвигания отдельных блоков коры при одновременном поднятии глубинных масс. Однако в работах геологов мы не находим доводов, подтверждающих эту гипотезу (быть может потому, что явления растяжения и горизонтальных смещений вообще недостаточно изучаются в геологии)» (Люстих, 1955, стр. 156).

В этой и следующих главах мы рассмотрим более подробно те геологические данные по районам Японского, Южно-Китайского, Тасманова и Карибского морей и Мексиканского залива, которые позволяют считать гипотезу раздвигания наиболее правдоподобной. Следует отметить, что ни в одном из этих случаев не возникает необходимости допускать такие большие перемещения, какие привлекаются в гипотезах мобилизма для объяснения генезиса Атлантического и Индийского океанов. Особенности геологии окраинных морей Тихоокеанского пояса вполне могут быть объяснены при горизонтальных перемещениях, не превышающих 400— 1400 км.

Отказываясь от гипотезы «океанизации» и рассматривая окраинные глубокие моря как «прорехи» в растянутом и разорванном слое сналя, мы можем проверить наши предположения на основании всей суммы геологических фактов и батиметрии морского дна. Контроль состоит в реконструкции прежнего расположения глыб. Если реконструкция даст хорошее совпадение контуров материкового склона разобщенных глыб и соединит геологически родственные, взаимосвязанные структурные элементы, то такой контроль будет подтверждением принятой гипотезы.

Японское море представляет собой вполне подходящий объект для такого исследования. Для того чтобы судить о его генезисе, мы рассмотрим геологические особенности окружающих областей. Строение Сахалина и Японии уже известно читателю из глав II и III. Структура хребта Сихотэ-Алинь, южного Приморья и Кореи кратко охарактеризована в следующих разделах. В заключение рассматривается морфология и тектоника дна Японского моря и реконструкция, поясняющая его возникновение.

#### основные черты тектоники приморья

#### Введение

Территория Приморья разделяется на две области — западную и восточную, из которых первая, более древняя по своей структуре имеет черты сходства со структурами Кореи или составляет их продолжение. Восточная область, принадлежащая к мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня, не находит себе аналогии среди корейских структур и имеет связь с мезозойской геосинклиналью Япочии.

В западной области южного Приморья выделяются, во-первых, древний Ханкайский массив, сложенный главным образом докембрийскими породами и консолидированный в результате каледонской и более ранней складчатостей и, во-вторых, Гродековский пояс позднегерцинской складчатости, сформированный в северной части палеозойской Туманско-Суйфунской геосинклинали.

Вся западная область Приморья отделена от восточной крупным глубинным разломом, который был выделен Н. А. Беляевским под названием Западного структурного шва Сихотэ-Алиня (Беляевский, 1951).

Восточная часть южного Приморья представляет собой мезозойскую складчатую область, которая также подразделяется крупным Центральным швом Сихотэ-Алиня на две части — западную (Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, Даубихинская синклинальная зона между ним и Ханкайским массивом, антиклинорий п-ова Муравьева-Амурского, Сучанская впадина и примыкающие к ней структуры), в которой заметно проявились герцинские складкообразовательные движения, и восточную, замкнувщуюся несколько позже (Главный синклинорий Сихотэ-Алиня, Судзухинская зона, Прибрежная, или Ольго-Тетюхинская зона). В южной части, между Владивостоком и р. Судзухэ, располагается область наиболее ранней консолидации в мезозойской складчатой системе Сихотэ-Алиня: ее отдельные участки могут рассматриваться как докембрийские или герцинские складчатые массивы. Это дало основание И. И. Берсеневу выделить всю зону южного побережья от Владивостока до Находки и немного восточнее как герцинскую складчатую зону, аналогичную Гродековской. Севернее границы этой зоны он предполагает наличие крупного широтного Шва, проходящего между 43°40' и 44° с. ш. и рассекающего Приморье от края Ханкайского массива до берега Японского моря (Берсенев, 1959).

Иванов (1960) пошел еще дальше в выделении древних складчатых зон, отнеся не только этот южный район, но и Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня вместе с Даубихинским прогибом к области герцинской складчатости, подвергшейся затем некоторой переработке под действием мезозойских орогенических движений. Центральный шов Сихотэ-Алиня



рассматривается Б. А. Ивановым как граница герцинской (на западе) и мезозойской (на востоке) складчатых зон.

Признавая значительное различие между западной и восточной частями мезозойского складчатого сооружения Сихотэ-Алиня, мы считаем все-таки возможным сохранить прежнюю точку зрения (Кропоткин. 1954), которая нашла отражение на тектонических картах Советского Союза (Тектонич. карта СССР, 1957), и рассматривать всю область, расположенную к востоку от западного структурного шва, как часть мезозоид востока Азии. К близким представлениям пришел С. А. Салун, который, однако, относит южное продолжение Главного антиклинория Сихотэ-Алиня к области верхнепалеозойских складчатых сооружений (Бобылев и др. 1963: Салун. 1963; фиг. 30). Основанием к принятому нами районированию является значительная мошность. геосинклинальный облик и сильная дислоцированность триасовых и юрских отложений на побережье Амурского и Уссурийского заливов, в Даубихинском прогибе и Сучанской зоне, существенная роль мезозойского магматизма и общий структурный план, который связан с постепенной миграцией складчатости с запада на восток и с более ранним ее проявлением в ядрах антиклинориев. В любой мезозойской или альпийской складчатой области антиклинории, сложенные верхним палеозоем или более ранними складчатыми комплексами, обнаруживают черты более ранней консолидации (Кавказ, Динариды, Япония и др.). Следуя тому принципу, которого придерживается Б. А. Иванов, пришлось бы значительную часть мезо-кайнозойских складчатых систем отнести к герцинидам или более древним складчатым поясам. Противоположный принцип, как известно, отстаивал М. М. Тетяев, который определял возраст складчатых систем по времени наиболее поздних складчатых дислокаций, даже в том случае, когда проявления этих дислокаций были приурочены только к отдельным впадинам или небольшим участкам. Основываясь на таком принципе, он рассматривал не только Дальний Восток, но и весь Монголо-Охотский пояс с его продолжением до Алтая и Тянь-Шаня как зону кайнозойской альпийской складчатости.

Избегая обеих крайностей, мы считаем необходимым отнести всю складчатую систему Сихотэ-Алиня в целом к мезозоидам (аналогичным складчатым сооружениям Северо-Востока СССР, Вьетнама и зоны Сакава в Японии), а Гродековскую зону, учитывая сравнительно слабую дислоцированность развитых в ней триасовых отложений и широкое распространение палеозойского геосинклинального комплекса, — к позднегерцинским (или раннемезозойским) сооружениям, составляющим продолжение складчатого пояса бассейна р. Туманган в северо-восточной Корее.

Рассматриваемые схемы тектоники представляют собой развитие тех первых представлений о строении Приморья, которые были высказаны А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1933—1937 гг. и Н. П. Херасковым, Г. П. Воларовичем и А. В. Лазаревым в 1939 г. Описание строения

Фиг. 30. Тектоническая схема Сихотэалиньской области, по С. А. Салуну (1963)

<sup>1 —</sup> кайнозойская геосинклинальная область; 2 — внешняя зона Даубихинского шовного прогиба; 3 — осевые зоны синклинориев (H — Нижнеамурский) и прогибы (U — Верхнеиманский, E — Верхнебикинский, AH — Верхнеанюйский); 4 — антиклинальные подпятия (B — Ванданско-Хабаровское, 0 и Т — Ольго-Тетюхинское, C — Сидатунское, CX — Сукпайско-Хунгарийское, К — Киселевское); 5 — крылья синклинориев (A — Амуро-Уссурийского, CA — Сихотэалиньского); 6 главный Сихотэалиньский антиклинорий; 7 — мезозойские наложенные прогибы в пределах области палеозойской складчатости; 8 — район распространения континентальных вулканогенных толщ триасового возраста; 9 — районы проявления верхнепалеозойского интрузивного магматизма; 10 — верхнепалеозойские складчатые сооружения; 11 — раннепалеозойского складчатые Сооружения (EM — Буреннский массив, XM — Ханкайский массив); 12 — Сибирская платформа; 13 глубинные разломы (КУ — Курский, З — Западно-Сихотэалиньский, Ц — Центрально-Сихотэалин ньский, Tг — Тугурский, CK — Синкайский, КО — Южно-Сихотэалиньский); 14 — границы между структурными элементами синклинориев

Южного Приморья, помимо упомянутых статей Н. А. Беляевского, И. И. Берсенева, Б. А. Иванова и С. А. Салуна, содержится в работах П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой (Кропоткин, Шахварстова, Салун, 1953), Н. А. Беляевского и Ю. Я. Громова (Беляевский, 1956; Беляевский, Громов, 1962; Беляевский и др., 1960), Л. И. Красного и А. М. Смирнова (Красный, Смирнов, 1957; Смирнов, 1958, 1963), С. А. Салуна (1963), В. К. Елисеевой (1959, 1962), В. А. Ярмолюка (1960), В. Б. Белоусова (Белоусов, Рудич, 1960), В. Н. Верещагина, Г. П. Воларовича, С. А. Музылева, А. И. Савченко (Савченко, 1961), М. Г. Руб (1956), М. А. Фаворской (Фаворская и др., 1961), Э. П. Изоха, Ю. А. Ходака, М. Г. Органова, И. В. Бурия, Е. А. Радкевич и других геологов.

Ниже приводится краткое описание геологического строения главных структурных единиц Приморья (к югу от 47° с. ш.) с запада на восток.

#### Гродековская зона герцинской складчатости

Гродековская зона позднегерцинской (или раннемезозойской) складчатости занимает юго-западную часть Приморья и составляет по существу одно целое с герцинскими складчатыми областями северо-восточного Китан и северной Кореи, расположенными в бассейне нижнего течения р. Туманган и в верховьях р. Суйфун. Эта область в основном сложена верхнепалеозойскими и, частично, девонскими отложениями Туманско-Суйфунской геосинклинали, смятыми в складки северо-западного и меридионального простирания. На юге, на побережье Амурского залива и в районе Посьета. их простирание составляет 310-320°, далее к северу - 340-345°, еще севернее по р. Корфовке они становятся почти мерициональными, а в бассейне р. Синтухи намечаются северо-восточные простирания. Таким образом, в целом эта система складок дугообразно окаймляет с запада Ханкайский тектонический массив, как бы приспосабливаясь к его очертаниям. В ядрах антиклинальных структур обнажаются метаморфические толщи, возраст которых различными авторами оценивается по-разному (от архея ло перми).

Девонские отложения палеонтологически доказаны только в районе иос. Гродеково (трилобиты, указывающие на силур — девон, предположительно D<sub>1</sub>). Они представлены туффитами, алевролитами и сланцами. Однако вполне возможно, что девон и силур по аналогии с разрезами Маньчжурии и Приамурья присутствуют в составе упомянутых метаморфических толщ в ядрах антиклинальных структур (хлоритовые, серицитохлоритовые сланцы, слюдистые кварциты и пр.). Верхнепалеозойские отложения Гродековской зоны, известные по разрезам района р. Пенчи, пос. Гродеково и р. Монгугай, представлены мощной толщей эффузивов основного, среднего и кислого состава, туфов, туффитов, полимиктовых и туфогенных песчаников, глинистых и хлорито-серицитовых сланцев и известняков. Преобладающими являются вулканогенные породы; общая мощность верхнего палеозоя, по Б. И. Васильеву, достигает 7000 м. По фауне здесь доказан верхнепермский и нижнепермский возраст отложений. Комплекс верхнепалеозойских отложений Туманско-Суйфунской геосинклинали в общем очень сходен с верхним палеозоем восточных районов Сихотэ-Алиня и Японии. Поэтому по аналогии можно ожидать, что и в Гродековской зоне при дальнейшем ее изучении будет обнаружен нижний и верхний карбон, известный в более восточных районах.

Складки северо-западного и меридионального простирания, в которые смят верхний палеозой Гродековской зоны, характеризуются углами падения крыльев от 20 до 60°, местами осложнены разрывными нарушениями и сформированы в основном в конце верхней перми — начале триаса. К этому же времени относится внедрение крупных гранитных батолитов — Гродековского, Хасанского и др. Начальная фаза этой интрузивной дея-
тельности представлена диоритами, средняя — биотитовыми и биотитороговообманковыми гранитами, реже гранодиоритами, поздняя — гранитаплитами. По наблюдениям Б. И. Васильева, граниты этого комплекса прорывают на западном побережье залива Петра Великого фаунистически охарактеризованные толщи верхней перми. Абсолютный возраст гродековских гранитов, по данным Н. И. Полевой, составляет 176—212 млн. лет. Как по составу, так и по возрасту эти интрузии аналогичны туманскому, хесанскому и, возможно, танченскому интрузивным комплексам Кореи (верхняя пермь — триас).

С размывом и резким угловым несогласием на верхний палеозой по р. Большой Монгугай и в других местах налегают континентальные отложения верхнего триаса — так называемый монгугайский ярус, главным образом, аркозовые песчаники (продукт размыва вышеописанных гранитов), полимиктовые песчаники, аргиллиты и сланцы с прослоями каменных углей. Структуры, образованные триасовыми породами, представляют собой пологие синклинали с углами падения крыльев  $10-20^\circ$ . В нижнем течении р. Амба-Бира у сел. Занадворовки палеозой и триас несогласно перекрыты континентальными толщами мелового возраста. Углы падения в них не превышают  $10-15^\circ$ . Эта структура может рассматриваться как южное окончание Суйфунской синклинальной зоны, охватывающей бассейн среднего и нижнего течения р. Суйфун (см. ниже).

Севернее на большой площади складчатая структура Гродековской зоны перекрыта молодыми базальтами Шуфанского плато. По данным Е. П. Денисова, эти базальты у сел. Кедровки перекрыты туфогенными породами, трепелами и диатомитами, принадлежащими к переходной эпохе от плиоцена к четвертичному периоду; тем самым возраст базальтов определяется как плиоценовый. В северной части Гродековской зоны на глубоко размытой поверхности палеозоя и гранитных пород Гродековского массива залегают полого дислоцированные апт-альбские угленосные отложения окраины Суйфунской впадины и эффузивы, принадлежащие к верхнему мелу — палеогену. В отдельных тектонических впадинах присутствуют континентальные отложения миоцена и верхнего палеогена.

Кайнозойская депрессия у залива Посьет характеризуется распространением не только континентальных, но и прибрежно-морских третичных отложений с большим участием вулканогенных пород. Складчатые дислокации в этих породах отсутствуют; в них наблюдается только пологий наклон к центру впадин и единичные дизъюнктивные нарушения.

Таким образом, складчатая структура Гродековской зоны была в основном сформирована в конце верхней перми — начале триаса и затем несколько усложнена мезозойскими движениями, проявившимися в образовании полотих брахискладчатых структур верхнетриасовых и меловых отложений и в общем короблении земной коры, характерном для новейшего (неотектонического) этапа. Новейшие поднятия хорошо фиксируются по отметкам подошвы базальтов Шуфанского плато и углублению речных долин и достигают в верховьях р. Сидими 1000 м (Кропоткин, 1956).

## Ханкайский тектонический массив

Ханкайский массив охватывает район оз. Ханка, часть бассейна р. Суйфун около г. Уссурийска и низменность по р. Уссури до рек Иман и Бикин. Вместе с Суйфунской впадиной он отчетливо выражается в рельефе как невысокая равнина между молодыми поднятиями Гродековской зоны на западе и Сихотэ-Алиня на востоке и представляет собой наиболее древнее ядро всей структуры Южного Приморья. Тектонической границей Ханкайского массива на севере является Синкайский структурный шов (глубинный разлом), протягивающийся с юго-запада на северо-восток через северо-восточный Китай вдоль р. Мулинхэ и далее на северо-восток в

бассейн рек Иман и Бикин. Восточная граница Ханкайского массива выражена наиболее резко — это уже упомянутый нами западный Сихотэ-Алинский структурный шов, отмеченный на большом протяжении внедрением вытянутых вдоль него позднегерцинских и мезозойских интрузий. На юге Ханкайский массив скрывается под мезозойскими и четвертичными отложениями Суйфунской впалины, а на западе граничит с Гродековской зоной. Таким образом, в целом этот массив занимает своеобразное положение, разделяя пояса герцинской и мезозойской складчатости Приморья. Архейский или нижнепротерозойский, кристаллический фундамент залегает на площади Ханкайского массива неглубоко и выступает на поверхность в разрезах по р. Уссури (у г. Лесозаволска и в других местах), р. Лефу и др. Это мошный комплекс мигматитов, парагнейсов, мраморов и кристаллических сланцев, интрудированных гранито-гнейсами. Парагнейсовая, с мраморами, формация у г. Лесозаводска достигает мощности 5-8 км. Гнейсы по составу разнообразны — биотитовые, амфиболовые. гранатовые, пироксеновые, карбонатные, графитистые и другие; мраморы часто содержат графит. Этот древнейший комплекс может быть аналогичен архею или нижнему протерозою ядра Китайской платформы.

На гнейсовом фундаменте с резким несогласием залегает комплекс рифейских (т. е. средне- и верхнепротерозойских) и кембрийских отложений, обнаруживающий некоторое сходство с одновозрастными отложениями Малого Хингана, Китая и Кореи. Этот протерозойско-кембрийский комплекс, по данным Ю. Я. Громова. А. Ф. Шехоркиной и пругих, достигает общей мощности 6000—7000 м и состоит из терригенных, карбонатных и вулканогенных пород. Разрез рифея начинается так называемой спасской серией, которая представлена кварцитами (нередко гематитовыми) и слюдяными и слюдяно-кварцевыми сланцами с покровами эффузивов основного и кератофирового составов. Выше залегают менее метаморфизованные терригенно-сланцевые отложения (серицито-графитовые сланцы, глинистые и мергелистые сланцы, прослои известняков с археоциатами, кремнистые сланцы) мощностью свыше 3000 м, относимые к рифею или низам кембрия, и затем — нижнекембрийская толща известняков с археоциатами и водорослями и с прослоями глинистых сланцев, имеющая мощность 2000 м (так называемая дмитриевская свита). В ее верхах появляются туфопесчаники и основные эффузивы. С размывом на них залегают эффузивно-осадочные образования и конгломераты так называемой меркушевской свиты (750 м) и грубообломочные породы (конгломераты, песчаники, сланцы) так называемой буянковской свиты (1200 м), возраст которых определяется лишь по косвенным соображениям. Одни авторы относят меркушевскую и буянковскую свиты к среднему — верхнему кембрию (Беляевский и Громов, 1962), другие поднимают их возраст до среднего палеозоя. Складчатость, проявившаяся в слабой форме, возможно, уже в рифее между эпохами отложения спасской серии и верхнего рифейскокембрийского комплекса, достигла апогея в нижнем палеозое после отложения нижнекембрийских толщ. Меркушевская и буянковская свиты. по-видимому, представляют собой молассовые образования, отлагавшиеся во впадинах в эпоху завершения складчатого цикла и позже. Таким образом, движения, сформировавшие складчатую структуру рифейсконижнекембрийского комплекса на Ханкайском массиве, можно отнести к байкальскому циклу или к каледонскому циклу.

Ориентировка складок рифейско-кембрийского комплекса преимущественно широтная и северо-западная (р. Лефу, Спасск, Лесозаводск, хребет Синий), перпендикулярная к простиранию позднейшей мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня. Складки сжатые, с углами падения крыльев от 20 до 80°, иногда опрокинутые. Конгломерато-песчано-сланцевые толщи нижнепалеозойской молассы образуют более пологие складки с углами падения 20—50°. Докембрийские и палеозойские породы Ханкайского массива прорваны интрузиями нижне- или среднепалеозойского возраста (сложная серия пород, начинающаяся пироксенитами и габбро и завершающаяся гранитоидами) и крупными гранитными батолитами верхнепермского возраста. Последние тяготеют к западной (Гродековский гранитный массив) и восточной границам Ханкайского тектонического массива.

На глубоко эродированной поверхности древних пород Ханкайского массива залетают континентальные нижнемеловые отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты), которые сохранились сейчас на небольшой площади в долинах рек Мо и Лефу, но в прошлом, вероятно, соединялись с отложениями Суйфунской впадины в один обширный покров. Верхнемеловые эффузивы (порфириты, порфиры) распространены у пос. Хороль. Нижнетретичные и миоценовые туфогенно-осадочные угленосные отложения заполняют ряд тектонических впадин на поверхности массива (глубиной до 500 м и более). Эоценовые базальты вскрыты скважиной в долине р. Мо. Олигоцен представлен туфогенными песчаниками, туфогенными алевролитами и аргиллитами мощностью до 300 м, нижний и средний миоцен — туфогенными песчаниками, алевролитами, глинами, песками и гравийниками (до 250 м), верхний миоцен — такими же породами, туфами и диатомитами. Плиоцен (суйфунская свита, базальты) и четвертичные отложения аналогичны таким же отложениям Суйфунской впадины.

## Суйфунская впадина

Суйфунская впадина, иначе называемая Суйфунской синклинальной зоной, занимает бассейн среднего и нижнего течения р. Суйфун и бассейн р. Амба-Бира непосредственно к югу от Ханкайского массива. Она представляет собой область распространения слабо дислоцированных мезозойских, главных образом меловых отложений. Они на большой площади перекрыты пенарушенными континентальными отложениями неогеновой суйфунской свиты, покровами базальтов, в главной своей массе, вероятно. принадлежащих к плиоцену, и четвертичными отложениями широкой долины Суйфуна и его притоков. Мощность мезозойских отложений в Суйфунской впадине достигает 3000-4000 м. По теофизическим данным предполагается, что на большей части Суйфунской впадины под покровом мезозойских неметаморфизованных отложений залегает фундамент, составляющий продолжение Ханкайского массива и имеющий, следовательно, докембрийский или нижнепалеозойский возраст. В юго-запалной и западной частях впадины фундамент герцинский (продолжение складок верхнего палеозоя Гродековской зоны).

Мезозойские отложения осадочного чехла Суйфунской впадины выходят на поверхность только по ее краям. Они представлены континентальным верхним триасом на юго-западе (бассейн р. Амба-Бира), нижне- и среднеюрскими конгломератами, песчаниками и сланцами с морской фауной на севере (в районе т. Уссурийска) и востоке и меловыми континентальными отложениями, распространенными по всей впадине, но скрытыми обычно под кайнозоем. Меловые отложения принадлежат в основном к нижнему мелу и представлены континентальной угленосной серией песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов. В апте-альбе в некоторых частях впадины имела место ингрессия моря (песчаники с фауной), а затем, в верхнемеловое время (сеноман-турон) опять накапливались континентальные толщи, представленные туфогенными песчаниками, туфоаргиллитами с пластами туфов, гравелитов и конгломератов, шоколадными сланцами и пр. Общая мощность меловых отложений достигает 2000 м.

Близость складчатого фундамента определяет характер дислокаций мезозойского осадочного чехла Суйфунской впадины. Только в ее восточной краевой части они смяты в крутые, местами опрокинутые складки, а на остальной территории образуют пологие брахискладки с углами падения на крыльях до 20°.

Мезозойские отложения перекрыты по поверхности размыва третичными отложениями, плиоценовыми или нижнечетвертичными базальтами (мощность до 120 м) и четвертичными отложениями долины р. Суйфун. Наиболее распространены косослоистые пески и галечники суйфунской свиты плиоцена. При сравнении с другими районами нетрудно убедиться, что Суйфунская впадина имеет много общего по характеру разреза, с одной стороны, с Сучанской синклинальной зоной (см. ниже), с другой с прогибом Нактонг юго-восточной Кореи, где также распространены угленосные мезозойские континентальные отложения, в верхах представленные главным образом туфогенными породами и эффузивами мелового возраста. Имеется много общего также и в характере дислокаций Суйфунской впадины и прогиба Нактонг (Цусимского); обе эти области расположены на древних платформах перед фронтом мезозойской складчатости.

## Область мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня

Расположенная к востоку от Ханкайского массива и Суйфунской впадины общирная область мезозойской складчатости возникла в пределах геосинклинального пояса, который находит себе продолжение в Японии (главным образом в ее внешней зоне, деформированной в результате меловой складчатости цикла Сакава).

Как уже указывалось, складчатость и поднятие в отдельных зонах геосинклинальной системы Сихотэ-Алиня, существовавшей с начала карбона до второй половины мелового периода, происходили не одновременно. Эти процессы сопровождались внедрением интрузий и привели к консолидании смятых в складки участков земной коры. Раньше всего они проявились в антиклинориях — в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня, протянувшемся на 700 км с юго-запада на северо-восток, и в антиклинории полуострова Муравьева-Амурского, который, по-видимому, представляет собой ветвь Главного антиклинория, отделяющуюся от него на 44° с. ш. и уходящую на юго-запад к Владивостоку и о. Русскому. В этих двух антиклинориях значительная складчатость в верхнепалеозойских отложениях имела место уже в конце перми. Нижний триас залегает на них несогласно и пислоцирован слабее, но все же характеризуется углами падения 45-50° на северо-западном крыле и  $20-25^{\circ}$  (местами  $45^{\circ}$ ) на юго-восточном крыле Муравьевского антиклинория, 20-40° на островах Аскольд и Путятин и п-ове Дунай. Отложения верхнетриасового — нижнеюрского возраста, сохранившиеся местами в мелких синклиналях, усложняющих структуру Главного антиклинория (в верховьях р. Сандагоу, в бассейне Имана). смяты в такие же сложные, с углами 20-80° на юрыльях, опрокинутые и разорванные складки, как и верхний палеозой.

Эта значительная дислоцированность мезозойских комплексов наряду с общим положением обоих антиклинориев в системе мезозоид не позволяет рассматривать зону Главного и Муравьевского антиклинориев в их южной части (по И. И. Берсеневу) или целиком (по Б. А. Иванову) как герциниды. Однако несомненно, что на участках с неглубоким залеганием докембрийского или нижнепалеозойского складчатого фундамента, приуроченных к ядру Главного антиклинория в его самой южной части, т. е. на Таудеминском и Сучанском поднятиях (между р. Шитухэ на западе и водоразделом рек Сучан и Судзухэ на востоке), наблюдается значительное ослабление складчатых дислокаций в отложениях перми и триаса. Общий характер тектоники определяется здесь главным образом глыбовыми движениями по разломам, и разрез верхнего палеозоя отличается от типичного разреза Сихотэ-Алиньской геосинклинали. По-видимому, тенденция

к поднятию наметилась здесь уже в середине палеозоя; каменноугольные отложения отсутствуют, а пермские в значительной части представлены континентальными терригенными образованиями (Беляевский и Громов, 1962). В пределах Таудеминского и Сучанского поднятий выступает докембрийский фундамент Сихотс-Алиня. Это архейские кристаллические сланцы и гнейсы и протерозойские зеленые сланцы, филлиты, метаморфизованные песчаники и мраморы. Они с резким несогласием покрываются пермскими отложениями. На большей части Главного и Муравьевского антиклинориев имеет распространение мощная толща морских геосинклинальных каменноугольных и пермских отложений, представленных глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, туфами и эффузивами основного и среднего составов; местами встречаются рифовые известняки. Максимальная мощность каменноугольных отложений достигает 5000-6000 м. пермских — 4000 м. По направлению к Ханкайскому массиву и Таудеминскому поднятию мощности верхнего палеозоя сокращаются до нуля; как уже указывалось, здесь появляются континентальные фации перми с сокращенной мощностью. Верхнепалеозойские отложения обоих антиклинориев интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями преимущественно верхнемезозойского возраста. На глубоко размытой поверхности этих пород залегают вулканогенные толщи верхнемелового и кайнозойского возраста.

Синклинальные структурные зоны в поясе мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня представлены: а) Даубихинской зоной, протягивающейся по границе между Ханкайским массивом и Главным антиклинорием Сихотэ-Алиня, б) широкой, сложно дислоцированной зоной Главного сиклинория Сихотэ-Алиня, расположенной к востоку от Главного антиклинория, и в) небольшой Сучанской синклинальной зоной (с ее продолжением в Петровскую синклиналь на побережье Уссурийского залива).

Даубихинская зона сложена смятыми в складки верхнепермскими, триасовыми и юрскими терригенными отложениями не очень большой мощности; они находят себе продолжение в мезозойских толщах восточной части Суйфунской впадины и западного крыла Муравьевского антиклинория. В нижнетретичное время здесь же в палеозое образовалась вытянутая в северо-восточном направлении Артемо-Тавричанская впадина, которая, вероятно, имеет продолжение в современной депрессии Амурского залива. Третичные отложения Артемо-Тавричанской впадины представлены четырьмя свитами (снизу вверх): угленосной угловской свитой эоцен-олигоценового возраста, мощностью до 300 м, туфогенно-осадочной надеждинской свитой (верхний олигоцен, 340 м), усть-давыдовской свитой (миоцен, 600 м), состоящей из песчано-глинистых пород и лигнитов, и суйфунской свитой плиоценового возраста, о которой уже говорилось. Мощность нижнечетвертичных пестроцветных глин озерного происхождения достигает здесь 40 м.

Главный синклинорий Сихотэ-Алиня (с его продолжением на юге в так называемую Судзухинскую зону) занимает широкую полосу между центральным швом, т. е. восточной границей Главного антиклинория, и морским побережьем. Он сложен мощными геосинклинальными толщами верхнего триаса, нижней, средней и, вероятно, верхней юры, валанжина, апт-альба, сеноман-турона и нижнего сенона. Перечисленные отложения большей частью представлены морскими терригенными осадками, реже кремнистыми и кремнисто-вулканогенными породами.

Мезозойские отложения смяты в крутые, местами опрокинутые или разорванные складки северо-восточного простирания. Вдоль побережья Японского моря в полосе шириной 50—100 км распространены вулканогенные породы — порфиры, порфириты и туфы верхнемелового и третичного возраста. Они залегают с угловым несогласием на мезозойских осадочных отложениях и подразделяются на несколько комплексов пород, отвечающих пяти вулканическим циклам (сенон-датский, палеоценовый, эоцен-олигоценовый, миоценовый и плиоценовый комплексы). Каждый из этих комплексов обычно отделен от других угловым несогласием. Нижние комплексы смяты в пологие брахискладки, осложненные разломами, верхние — залегают почти горизонтально.

Сучанская синклинальная зона располагается между Муравьевским антиклинорием и южной частью Главного антиклинория Сихотэ-Алиня в бассейне рек Сучан, Шитухэ, Цимухэ и на побережье Уссурийского залива. Для нее характерно распространение триасовых, юрских и в особенности меловых отложений. Угленосные меловые отложения (барремальб) Сучанского бассейна достигают 2000 м и представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами угля с прослоями конгломератов и пачками туфогенных пород. Мезозойские отложения сильно лислоцированы и раздроблены лизъюнктивными нарушениями в восточной части зоны (Сучанский бассейн). В западной части зоны дислокации ослаблены благоларя неглубокому залеганию палеозойского и локембрийского складчатого фундамента.

Своеобразное строение имеет Прибрежная антиклинальная зона. расположенная на юго-восточном склоне Сихотэ-Алиня в бассейне рек Тетюхе, Талуша и в районе заливов Ольга и Владимир. Структурно она тесно связана с синклинорием, но отличается от него наличием многочисленных выходов верхнего палеозоя среди пород мезозойского и кайнозойского возраста. Мезозой сходен с геосинклинальным комплексом Главного синклинория, отличаясь лишь распространением рифовых известняковых фаций в верхнем триасе, и залегает с резким угловым несогласием на палеозое. Палеозойские отложения (карбон, пермь) достигают значительной мощности и также отличаются развитием карбонатных фаций. Предполагается, что Прибрежная антиклиналь представляет собой окраину какогото древнего поднятия, существовавшего в ближайшей части Японского моря в перми, триасе и юре и поставлявшего обломочный материал в геосинклинальный трог Сихотэ-Алиня.

Прибрежная антиклинальная зона имеет складчато-глыбовое строение; палеозой и мезозой смяты в складки с углами падения от 20 до 60°. В них несогласно залегают такие же верхнемеловые и третичные вулканогенные образования, как и в более северных районах восточного склона Сихотэ-Алиня в пределах Главного синклинория.

Мезозойская складчатая система Сихотэ-Алиня пронизана многочисленными интрузиями различного состава и возраста. Пермские и более древние граниты имеются на участках наиболее ранней консолидации в южной части Главного антиклинория и в бассейне р. Даубихе. К мезозою относится внедрение ультраосновных интрузий в Сучанской зоне. Наиболее широкое распространение имеют верхнемеловые интрузии гранитоидов. Они прорывают мезозойские отложения, включая сеноман-турон, и перекрываются эффузивами сенон-датского возраста. Внедрение этих гранитов последовало за временем наиболее интенсивного смятия и замыкания мезозойской геосинклинали, падающим, как и во внешней зоне Японии, на середину и вторую половину мелового периода. Нижнетретичный интрузивный комплекс распространен преимущественно на востоке вдоль побережья Японского моря. К нему относятся интрузии габбро. диоритов, сиенитов и гранитов. Они прорывают верхнемеловые или палеоценовые вулканогенные породы и перекрыты зоценовыми эффузивами. Этот интрузивный комплекс можно связать с постумными горообразовательными движениями ларамийской фазы, завершившими формирование складчатой структуры Сихотэ-Алиня.

Самый молодой интрузивный комплекс, связанный со временем излияния базальтов, покрывающих сейчас плато Шуфана и Тудагоу-Сучанского свода, представлен мелкими интрузиями габброидов и щелочных базальтоидов у восточной окраины Ханкайской низменности и в бассейне Бикина.

К числу дислокаций, заверпивших формирование структуры Сихотэ-Алиня, относятся сдвиговые смещения в конце мелового периода по Центральному шву и так называемому меридиональному разлому и общее коробление земной коры, происходившее в неогене и четвертичном периоде. Меридиональный разлом, наискось пересекающий зону Главного антиклинория от р. Фудзин до р. Иман на протяжении 200 км, отщепляется от Центрального шва и представляет собой, по В. Н. Силантьеву, левосторонний сдвиг со смещением восточного блока в северном направлении на 30 км (Силантьев, 1963). Б. А. Иванов предполагает, что Центральный шов также имеет сдвиговую природу. С таким предположением гармонируют особенности в ориентировке складок Сихотэ-Алиня. Они имеют в Главном антиклинории и Главном синклинории северо-восточное простирание, составляющее острый угол с северо-северо-восточным простиранием самого антиклинория и Центрального шва, ограничивающего егос востока.

Новейшее поднятие Сихотэ-Алиня произошло в плиоцене и четвертичном периоде вслед за излиянием базальтов. Покровы базальтов, поднятые на высоту 400—800 м, бронируют древнюю поверхность на Тудагоу-Сучанском своде и в других местах. Поднятие, доститавшее в водораздельной части Сихотэ-Алиня 1000—1400 м, создало современный горный рельеф с высотами до 1856 м (гора Облачная) и происходило одновременно с погружением в соседней части Японского моря и Татарского пролива. Нисходящие движения в бассейне Японского моря захватили также узкую полосу побережья, где образовались берега ингрессионного риасового типа с затопленными долинами (бухты Владивостока, Находки и др.).

Эта контрастность новейших движений в прибрежной зоне наблюдается и в других местах по краям того же бассейна, в частности на восточном побережье Кореи. Верхнемеловые и нижнетретичные вулканогенные и интрузивные комплексы восточного побережья Сихотэ-Алиня находят себе аналогию, по Е. К. Устиеву, в магматических комплексах южной части Корейского полуострова.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ П-ОВА КОРЕИ

Предлагаемый очерк тектоники и истории теологического развития Кореи составлен на основании обобщения геологических данных, опубликованных в корейских и советских изданиях, и по материалам полевых исследований, проведенных П. Н. Кропоткиным совместно с геологом Ро Су Воном (Геол. ин-т Академии Наук КНДР) в 1961 г. Тектоническая карта Кореи (фиг. 31) составлена советскими (Масайтис и др.) и корейскими геологами в качестве приложения к книге «Геология Кореи», опубликованной в Пхеньяне под редакцией Пак Сен Ука (Геология Кореи, 1964).

Первые схемы геологического строения Кореи были предложены в 1880-х годах Р. Рихтгофеном и К. Готтше. Результаты исследований, проводившихся здесь японскими геологами в 1891—1943 гг., суммированы в обзорных работах С. Кавасаки (Kawasaki, 1926), Т. Кобаяси (Kobayashi, 1933, 1941, 1954; Кобаяси, 1959), И. Татеива (Tateiwa, 1953) и на геологической карте Кореи масштаба 1 : 1 000 000, изданной в 1928 г. Со времени освобождения страны от японского империализма проведен большой объем геологических исследований на территории КНДР, в особенности после 1956 г. Составлены геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 и описание геологического строения Кореи. Вопросы тектоники Кореи и истории ее развития освещены в работах Пак Сен Ука, В. М. Григорьева и С. И. Грошина (Григорьев и др., 1960), В. Л. Масайтиса (1961, 1963), Ю. Я. Громова, В. К. Путинцева, С. Е. Синицкого, А. А. Маракушева,



Ю. Б. Устиновского и других (Путинцев, Синицкий, 1959, 1963; Синицкий, 1960; Громов и Путинцев, 1961; Межвилк, 1961), К. Б. Ильина (1960, 1962), Ро Су Вона (1962).

Общая схема строения и истории геологического развития Кореи, которая излагается в настоящей статье, в основных чертах совпадает с тектоническими схемами, опубликованными С. И. Грошиным и Пак Сен Уком (схема тектонического районирования, составленная в 1958 г.) и В. Л. Масайтисом и др. (Геология Кореи, 1964; Ким, 1961; Масайтис, 1963).

В строении Корей выделяется древнее архейское ядро, которое занимает центральную и северо-западную части полуострова. Архей представлен гнейсами, гранулитами и кристаллическими сланцами с пачками кварцитов, мраморов и амфиболитов. Эти породы интрудированы крупными телами гнейсо-гранитов, сопровождаемых обширными зонами мигматизации. Возраст интрузий и регионального метаморфизма — 1700—2100 млн. лет. А. А. Маракушев обнаружил в архейских комплексах значительное распространение чарнокитовых ассоциаций (гиперстеновые гнейсы и граниты и пр.). Более древними, чем главный комплекс анатектических гнейсо-гранитов, считаются глубоко измененные небольшие интрузии основного и ультраосновного состава (орто-амфиболиты, змеевики), а более молодыми — небольшие интрузии аляскитовых и лейкократовых гранитов, которые, вероятно, относятся уже к среднепротерозойскому ривонскому комплексу.

Породы такого же возраста и состава, как в этом архейском ядре, выступают на поверхность в Китае в провинции Шаньдунь. В Корее кристаллический фундамент выступает на поверхность в крупных поднятиях Нанним (на севере) и Кёнги (в средней части полуострова, между 36 и 39° с. ш.) и в небольших поднятиях посреди Пхённамского прогиба (купол Чомколь, выступ Яндок в центральной части и выступы в районе городов Пхёнвон, Нампхо, Синчхон и Хэчжу в западной части прогиба).

Простирание складчатости и гнейсированности в архейских комплексах поднятия Нанним обычно субширотное. Таким образом, в целом архейская складчатость ориентирована перпендикулярно к позднейшей субмеридиональной складчатости, характерной для протерозойской геосинклинали, окаймляющей с восточной стороны древнее ядро Кореи. Однако при прослеживании простираний архея на картах масштаба 1:200 000 можно заметить, что они нередко отклоняются от широтного направления на 30—40°.

Фиг. 31. Схема тектонического районирования Кореи, по Пак Сен Уку, В. Л. Масайтису и другим, с дополнениями (Геол. Кореи, 1964)

Кристаллический фундамент восточной части Китайской платформы: 1 — область архейской склапчатости; 2 — область нижнепротерозойской складчатости; массивы: I — Нанним, II — Кванмо (в том числе: К -- Кимчакский массив), III -- Кенги, IV -- Собэк (Йоннам). Осадочный чехол платформы: 2- внутриплатформенные прогибы, выполненные осадочными формациями верхнего протерозоя, синия, нижнего и верхнего палеозоя и нижнего мезозоя (V - Ампокканский, VI -Хесан-Ривонский, VII — Пхеннамский, VIII — Окчхонский). Наложени ые геосинклинальные зоны: 4 — область позднедокембрийской (?) складчатости (Чендинская зона, IX); 5 — область верхнепалеозойской складчатости (Х -- Туманганский прогиб Сихотэ-Алиньской геосинклинали). Мезозойские и кайнозойские наложенные структуры: 6 — брахисинклинальные структуры осапочного чехла в пределах внутриплатформенных прогибов; 7 — выступы архейского фундамента в (пределах прогибов (1 — Пхёнвонский, 2 — Синчхонский, 3 — Чомкольский, 4 — Ичхонский, 51 — Яндокский, 6 — Йонхынганский, 7 — Синсан-Амбён, 8 — Чунбонсан); 8 — грабен-синклинали осадочного чехла в пределах массивов; 9 — внутренние впадины, выполненные осадочными и вулканогенными формациями рэт-лейаса и средней и всрхней юры; 10-внутренние впадины, выполненные осадочными и вулканогенными формациями верхней юры и мела; 11 -- краевой предгорный Цусимский прогиб (XI) зоны мезозойской складчатости Сакавской геосинклинали; 12 - кайнозойские впадины и прогибы (в том числе: *КМ* — грабен Килчжу-Менчхон). Главнейшие разрывные нарушения: 13 краевые (структурные) швы; 14 — зоны разломов и разломы, связанные с движениями в мезозое: 15 — зоны чешуйчатых надвигов в осадочном чехле платформы; 16 — разломы, связанные с движениями в кайнозое

Такие же породы (гиперстеновые гранито-гнейсы и пр.), как и на этом поднятии, наблюдаются в пределах Кимчакского массива на левобережье р. Пуктэчхон и в горах Чильбосан (Санмёбон). Они тоже нередко характеризуются субширотными простираниями в отличие от субмеридиональных простираний в более молодых комплексах. По-видимому, Кимчакский массив представляет собой отторгнутую глыбу того же кристаллического шита, который составлял архейское ядро Кореи. Общирный Пхённамский прогиб, который охватывает почти всю центральную часть Кореи, может рассматриваться как синеклиза, обладавшая длительной тенденцией к прогибанию в палеозое. Зона Окчхон, расположенная южнее массива Кёнги в южной части полуострова, характеризуется разрезом нижнего и верхнего палеозоя, очень сходным с разрезом Пхённамского прогиба и. возможно. представляет собой южную часть синеклизы Пхённамского прогиба. Такой же платформенный осадочный чехол формировался в это время в северной Корее, в бассейне р. Тайцзыхэ, на Ляодунском полуострове и в провинции Шаньлун в Китае. Возможно, полнятие Кёнги, так же как и небольшие поднятия фундамента в пределах Пхённамской синеклизы, следует связывать с позднейшим короблением и раздроблением платформы во время мезозойской складчатости и неотектонических деформаций, т. е. образования пологих изгибов земной коры в неогене и четвертичном периоде.

На тектонической карте (см. фиг. 31) показаны выступы архейского фундамента и современное распространение осадочного чехла платформы. Прежнее распространение осадочного чехла было, несомненно, гораздо более широким. Это особенно ясно для нижнепалеозойских толщ (от нижнего кембрия с *Redlichia* до верхов среднего ордовика), разрез которых почти одинаков в Пхённамском прогибе, в северо-восточной части Окчхонской зоны (известняковое плато Канвондо), в провинции Шаньдун, на Ляодунском полуострове и в отдельных сохранившихся от размыва участках по р. Амноккан у китайско-корейской границы и в бассейне р. Тайцзыхе в южной части Северо-Восточного Кнтая.

Общая мощность чехла в наиболее полных разрезах Пхённамского прогиба достигает 7000—10000 м, в том числе верхний протерозой (рифей) составляет 2000—4000 м, нижний палеозой 2000—4000 м, верхний палеозой и нижний триас — 1500—2000 м.

1. Нижний, т. е. рифейский (верхнепротерозойский), структурный этаж, известный под названием системы Санвон, представлен тремя свитами. Нижняя из них — свита чикхён — состоит в нижней части из кварцитов, а в верхней — из кварцево-слюдистых хлоритовых, известковистых хлоритсерицитовых, глинисто-серицитовых сланцев и кварцитов. На ней согласно залегает свита саданъу (1200—2200 м) — известняки и доломиты, в которых содержатся *Collenia*. Незначительное несогласие отделяет эти две свиты от вышележащей свиты кухён (700—1000 м), представленной тон-колистоватыми зеленовато-серыми и черными филлитами с прослоями кварцитов.

Рифейские отложения в бассейне р. Амноккан имеют мощность 1500— 2500 м и параллелизуются с синийскими комплексами Китая, для некоторых из которых определен возраст 853 млн. лет.

2. Средний структурный этаж — морские нижнепалеозойские отложения залегают, как уже указывалось, с перерывом или с географическим или небольшим угловым несогласием на рифее. В результате размыва, местами уничтожившего свиту кухён, нижний кембрий в некоторых районах залегает прямо на свите саданъу.

Нижний палеозой, называемый системой Чосон, в типичных разрезах подразделяется на три свиты — свиту яндок (нижний и средний кембрий,  $Cm_{1-2}$ ), свиту чхосан (средний и верхний кембрий и низы пижнего ордовика,  $Cm_2 - O_1$ ) и свиту мандал (нижний и средний ордовик,  $O_2$ ). Последние две свиты известны под названием Большого известняка. Свита яндек ( $Cm_{1-2}$ ) в юго-западной части Пхённамского прогиба представлена серыми и красноватыми алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и песчаниками, а в остальных частях — кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами с подчиненным количеством песчанистых хлоритсерицитовых сланцев. Свиты чхосан ( $Cm_2 - O_1$ ) и мандал ( $O_2$ ) сложены известняками и доломитами, но для верхней из них характерно присутствие кремнистых известняков и кремнистых сланцев.

Отложения силурийского и девонского возраста имели распространение в юго-западной части Пхённамского прогиба и в расположенной еще южнее зоне Окчхон, но подверглись размыву по всей площади и известны только по находкам фауны в известняковых гальках, содержащихся в мезозойских конгломератах (Кобаяси, 1959; Hamada, 1960). Сланцы с граптолитами силурийского возраста указываются в 60 км к северу от Сеула (Yamaguchi, 1951).

Морские каменноугольные отложения свиты хончжом (C<sub>2-3</sub>) залегают на нижнем палеозое повсюду согласно, и лишь более тщательный анализ обнаруживает географическое несогласие между нижнепалеозойским и верхнепалеозойским структурными этажами осадочного чехла.

3. Верхний структурный этаж осадочного чехла (так называется серия Пхенан) в Пхённамском прогибе сохранился только в наиболее опущенных его частях — в Северно-Пхенанском угольном бассейне на реках Чхончхонган и Тэдонган у г. Кэчхон и в Пхеньянском угольном бассейне между городами Пхеньяном и Самдыном. Он имеет здесь мощность 1600— 2300 м и подразделяется на четыре свиты: а) хочжом (средний и верхний карбон,  $C_{2-3}$ ) — известняки с морской фауной, пестроцветные песчаники и сланцы; б) садон (верхи верхнего карбона — нижняя пермь,  $C_3 - P_1$ ) сероцветные песчано-глинистые породы с прослоями углистых сланцев с флорой, углей, а в нижней части свиты также и известняков; в) кобансан (верхняя пермь,  $P_2$ ) — песчаники и алевролиты континентального происхождения; г) ногам (верхняя пермь — нижний триас,  $P_2 - T_1$ ) — зеленоватые и вишнево-красные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы.

Строение осадочного чехла платформы показывает, что в предкембрийское время имели место дифференцированные вертикальные движения эпейрогенического типа, суммарная амплитуда которых достигала 1000— 2000 м, о чем можно судить по вариациям в мощности рифея. Эти движения были отголосками орогенеза байкальского цикла, происходившего в соседних геосинклиналях. Регрессия в самом конце рифея сопровождалась размывом неровностей рифейского рельефа, а последующая абразионная деятельность нижнекембрийского моря, наступавшего на платформу, привела к выработке очень ровной поверхности трансгрессивного налегания нижнего палеозоя на различные горизонты рифея и местами даже на архейский фундамент.

Древнее ядро Кореи окаймлено позднейшими складчатыми поясами, развитие которых было связано с миграцией складчатости с запада на восток и на юг, в сторону Тихого океана. Это, во-первых, складчатый пояс нижнепротерозойской геосинклинали Маченрён в северо-восточной Корее, заполненный отложениями серии Маченрён, и его вероятное продолжение в южной Корее (геосинклиналь Окчхон), и, во-вторых, позднегерцинский или раннемезозойский складчатый пояс в Туманско-Суйфунской геосинклинали, заполненной верхнепалеозойскими отложениями. Верхнепалеозойская геосинклиналь охватывала северо-восточную окраину Кореи (так называемый Туманганский прогиб или Хверёнская геосинклиналь), соседнюю часть Китая и юго-западную часть Приморского края, а на юге продолжалась во внутреннюю зону Японии (фиг. 32, см. Приложение). Еще далее к востоку располагаются позднемезозойские складчатые геосинклинальные пояса (Сихотэ-Алинь, складчатый пояс Сакава во внешней зоне Японии) и кайнозойские пояса у периферии Тихого океана. Замыкание геосинклинали Маченрён произошло, по-видимому, в середине протерозоя, перед отложением осадочных толщ синия (рифея). С ее замыканием было связано внедрение гранитных интрузий ривонского комплекса, наиболее вероятный возраст которых составляет 780— 1370 млн. лет. Позже этих среднепротерозойских горообразовательных движений, проявившихся, по-видимому, и в Окчхонской зоне, отмечаются незначительные тектонические деформации в пределах синийского периода и в конце его перед распространением нижнекембрийской трансгрессии.

Нижний протерозой геосинклинали Маченрён хорошо изучен в разрезах рек Намдэчхон и Пуктэчхон, характерных для Хесан-Ривонского прогиба. Он подразделяется, снизу вверх, на три свиты: а) сонжинскую, представленную биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и мраморами (3000—4000 м); б) пуктэчхонскую, сложенную тлавным образом мраморами, доломитовыми мраморами и слюдистыми сланцами (мощность свиты до 5000—6000 м); в) намдэчхонскую, состоящую из кварцево-слюдистых и амфибол-биотитовых сланцев и слюдистых кварцитов с подчиненным количеством карбонатных пород (2000 м).

Нижняя из этих трех свит мало отличается от пород архейского комплекса поднятия Нанним и, может быть, должна считаться более древней. В пуктэчхонской свите встречаются коллении. Эти находки, сделанные К. Б. Ильиным на горе Турюсан, как будто указывают на более молодой, верхнепротерозойский возраст свиты. С другой стороны, возраст метаморфизма сланцев и намдэчхонской свиты определяется (по биотиту) в 1720 млн. лет, а возраст гранитов ривонского комплекса, внедрение которых было связано с замыканием геосинклинали Маченрён, определяется в 780—1370 млн. лет. Граниты ривонского комплекса принадлежат главным образом к лейкократовым (до нормальных биотитовых гранитов) и аляскитовым разностям. Верхнепротерозойские (рифейские) отложения, которые сопоставляются с рифеем соседних районов Китая (853 млн. лет), залегают на р. Амноккан (Ялуцзян) на размытой поверхности гранитов ривонского комплекса.

Таким образом, хотя в вопросе о возрасте отложений геосинклинали Маченрён имеются большие неясности, можно считать, что смятие в складки и осушение этой геосинклинали произошло приблизительно одновременно с внедрением гранитов ривонского комплекса, т. е. до отложения верхнепротерозойских (рифейских) осадочных толщ, известных в Хесан-Ривонском, Амнокканском и Пхённамском прогибах.

Породы средней и верхней свит серии Маченрён несмотря на высокую степень метаморфизма прекрасно сохранили слоистость, отражающую чередование песчаных, глинистых и карбонатных отложений, заполнявших геосинклиналь. В них отчетливо картируются складки субмеридинонального простирания с углами падения крыльев от 30 до 70°. В Окчхонской зоне, по-видимому составляющей продолжение геосинклинали Мачепрён, складки в метаморфических комплексах имеют северо-восточное простирание.

В верхнепалеозойской геосинклинали (Туманганском прогибе) ядра антиклинориев у городов Надин и Чхончжин сложены метаморфическими комплексами, которые могут быть либо аналогами этих протерозойских отложений, либо принадлежать к нижнему и среднему палеозою (Чо Ги Чан, 1963). Выше залегает мощная серия верхнепалеозойских отложений. На побережье к северо-востоку от г. Чендин это зеленокаменные сланцы, кварцево-серицитовые сланцы, эффузивы, туфы и песчано-глинистые отложения. В верхних горизонтах разреза залегают пестрые алевролиты и песчаники, по-видимому, континентального происхождения. В бассейне р. Туманган Н. М. Органова и другие авторы относят к нижней пермя немую флишоидную толщу песчаников и аспидных сланцев, а к верхней перми — вулканогенно-осадочную свиту с известняками, содержащими фауну брахиопод, фораминифер и кораллов, и терригенную с углистыми сланцами толщу, в которой встречается флора каламитов (Органова и др., 1961). В нижних горизонтах Туманганского палеозоя указываются находки фауны визейского возраста C<sub>1</sub><sup>2</sup> (Григорьев и др., 1960) и девонских кораллов (Органова, 1961). Таким образом, развитие Туманско-Суйфунской геосинклинали охватывает не только верхний, но и средний палеозой.

Палеозой северо-восточной Кореи смят в складки северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания с углами падения 30— 80°. Местами складки осложнены надвигами, мелкой плойчатостью и пр. В районе побережья, расположенном между городами Чхончжин и Надин, складки подходят к береговой линии почти под прямым углом. Замыкание верхнепалеозойской геосинклинали, пролегавшей у восточных границ Кореи, произошло в основном в конце перми и в триасе и сопровождалось внедрением многофазного разнообразного по своей петрологии туманского комплекса гранитоидов, аналогичного гродековскому комплексу гранитоидов Приморья и гранитоидам крупных интрузивных массивов внутренней зоны Японии. Можно думать по аналогии с соседними районами, что орогенез в Туманско-Суйфунской геосинклинали характеризовался несколькими кульминациями приблизительно на границе перми и триаса и в среднем триасе (Кропоткин, 1954; Kobayashi, 1941, 1954).

Тектонические дислокации нижнемезозойского времени распространялись на всю территорию Кореи и существенно переработали как структуру протерозойского складчатого пояса (зона Маченрён, Окчхонская зона), так и структуру более древней платформы. С ними связаны складчатые дислокации и надвиги в платформенном чехле, а также сдвиги и сколы, связанные с короблением фундамента (фиг. 33). Т. Кобаяси называет нижнемезозойские движения в Корее движениями Сонним (Сёрин) и параллелизует их с триасовым орогенезом Акиёси в Японии. В южной Корее интенсивнее проявились верхнемезозойские движения Тэбо (Тайхо), аналогичные яншанской складчатости мелового периода в Китае. Дислокации нижнемезозойского времени были установлены в Корее в районе г. Сонним (бывший г. Сёрин, в 30 км к юго-западу от Пхеньяна) по несогласному залеганию верхнетриасовой — нижнеюрской серии Тэдон на известняках ордовика, имеющих падение в противоположную сторону. «Затем эти движения с несомненностью были установлены в угольном бассейне Вафандянь на перешейке п-ва Ляодун, а позднее — в угольном бассейне Пхеньян. Во время движений Тайхо уже усложненная структура была нарущена внутриформационными скольжениями, надвигами и продольными сбросами» (Кобаяси, 1959, стр. 23). Главную фазу движений Сёрин Т. Кобаяси относит к среднему триасу. В Окчхонской зоне соотношения между триасово-юрской серией (Т<sub>3</sub> — Ј) Пансон и нижележащим верхним и нижним палеозоем позволили ему выделить дислокации ранней фазы движений Сёрин, имевшие характер пологого коробления. Верхнемезозойские движения привели здесь к образованию сложной чешуйчатой структуры.

Эти данные о большой роли триасовых дислокаций в структуре Пхённамского прогиба и других районов подтверждаются наблюдениями В. Д. Стеркина, В. К. Путинцева и сопоставлениями с возрастом гранитоидов. Интрузивная деятельность позднепермского и триасового времени широко «выплеснулась» за пределы Туманско-Суйфунской геосинклинали. Произошло внедрение многочисленных крупных батолитов как в протерозойском складчатом поясе Маченрён-Окчхон, так и в пределах древней илатформы. Это, во-впервых, граниты, гранодиориты, диориты и сиениты хесанского комплекса (180—220 млн. лет) и щелочные породы пхёнганского комплекса (около 217 млн. лет по единичным определениям) и,



Фиг. 33. Геологические профили в западной части Пхённамского прогиба (ABC — от г. Чончжу через г. Пхеньян к г. Чхондан, DEF — от р. Чхончхонган через Северно-Пхенанский и Пхеньян-Самдынский угольные бассейны к горам Чомколь). Отношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1

<sup>1 —</sup> надвиги, взбросы, сбросы; 2 — кристаллический фундамент — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы; 3 — серия санвон — рифейские (средне- и верхнепротерозойские) отложения; 4 — серия чосон — нижнепалеозойские отложения (Ста — Оз); 5 — серия пхенан — верхнепалеозойские (Сз — Рз) и нижнетриасовые (Та) отложения; 6 — мезозойские и частично кайнозойские отложения; 7 — интрузии гранитоидов хесанского комплекса (Рз); 8 — интрузии гранитоидов хесанского комплекса (Рз); 8 — интрузии гранитоидов танчонского комплекса (Т)

во вторых, несколько более молодые биотитовые граниты танчонского комплекса (150—200 млн. лет по большинству определений абсолютного возраста, по Н. И. Полевой и др.). Граниты танчонского комплекса ошибочно относились прежними исследователями к средней и верхней юре. Поскольку, по последним данным абсолютной геохронологии, начало триаса датируется возрастом  $225\pm5$  млн. лет, а конец триаса —  $180\pm$  $\pm 5$  млн. лет, естественно связать возраст этих двух групп корейских гранитондов с орогеническими фазами, падающими на конец верхней перми, середину триаса и конец триаса — начало юры (Путинцев, Ли, Пак, 1960).

Внедрение разнообразных, нередко очень крупных интрузий, в сущности составляющих вместе с туманганскими и гродековскими гранитами единый комплекс или магматический цикл, облегчалось в пределах платформы наличием крутопадающих разломов (сбросов, взбросов, слвигов) и пологих сколов, которые возникали при короблении фундамента. По-видимому, такие пологие трещины тектонического коробления возникали чаще всего вблизи границы фундамента и чехла или немного выше или ниже ее. Переработка пород фундамента привела к тому, что в нем появилась сланцеватость, параллельная структурам чехла (Стеркин, 1963), и произошло глубокое изменение химического состава интрузивных пород. Этим можно объяснить парадоксальный факт определения сравнительно молодого возраста гранитов и гнейсо-гранитов фундамента, относимых по геологическим данным к докембрию. Их возраст в ряде случаев был определен в 148-457 млн. лет (восточные районы) или 165-234 млн. лет (выступ докембрия у западной окраины Пхённамского прогиба: определения калий-аргоновым методом, по Н. И. Полевой).

К верхнетриасовому и юрскому времени относится заложение ряда грабенообразных впалин в северо-западной (бассейн р. Амноккан), северной и центральной (нижнее течение рек Тэдонган и Чэрёнган) частях Кореи и начало прогибания общирной зоны в юго-восточной части Кореи и по северному краю о. Кюсю и п-ова Тюгоку (западное окончание о. Хонсю), известной под названием прогиба Нактонг (Цусимского). Во многих мезозойских депрессиях погружение продолжалось и в течение первой половины мела, в результате чего, например, общая мощность осадочных толщ мезозоя в грабенообразной впадине нижнего течения р. Тэдонган  $(T_3 + J_1 \ \text{и} \ J_3 + Cr_1)$  достигает 1600 м, а в прогибе Нактонг в районе r. Тэгу (J<sub>1</sub>, Cr<sub>1</sub>, низы Cr<sub>2</sub>) — 10 000 м (Кобаяси, 1959). Узкая и длинная борозда, напоминающая рифтовые долины, образовалась между Хесаном и Пукчхоном (Хесан-Чанпарисская впадина). Она параллельна простиранию более древних протерозойских структур Хесан-Ривонского прогиба и при длине в 100 км прослеживается сейчас в виде полосы шириной от 1 до 4 км. заполненной юрскими грубообломочными и углисто-глинистыми отложениями (Синицкий, 1960).

Эти грабены и прогибы, так же как и многие зоны за их пределами (например, Окчхонская зона), подверглись интенсивному сжатию в середине и в конце мелового периода. В результате образовались мелкие складки, надвиги, сдвиги и пр. Структуры, сформированные в триасе, повсеместно были усложнены меловыми дислокациями. Поэтому определить относительную роль триасового и мелового этапов складкообразования в областях развития палеозойского осадочного чехла большей частью оказывается невозможно.

Со складчатостью и разрывными дислокациями мелового периода связано внедрение кислых интрузий главным образом гипабиссального типа (гранит-порфиры, граниты, щелочные граниты), а также габбродиоритов и гранодиоритов. Верхнемеловые интрузии (100—105 млн. лет) известны под названием амнокканского комплекса. Как и в Приморском крае, интрузивная матматическая деятельность в конце мела и в палеогене (палеоцен-эоцен) была пространственно и генетически связана с мощной вулканической деятельностью — образованием эффузивных серий андезитового, дацитового и липаритового составов (свита тэбосан в районе Пхеньяна до 1400 м, точангская свита в Хесан-Ривонском прогибе — до 600 м).

Палеоген был временем заложения и углубления Килчжу-Мёнчхонского грабена, впадины Кёнвон в нижнем течении р. Туманган и других кайнозойских депрессий, заполненных нижне- и верхнетретичными отложениями и эффузивами общей мощностью до 1000—2000 м. Позднейшие дислокации выражены в них слабым наклоном слоев с разрывами сбросового характера. Щелочные граниты к северо-западу от г. Килчжу имеют, по В. К. Финашину и Б. Л. Залищаку, нижнетретичный возраст, близкий к возрасту прорванных ими эффузивов этого района, который датируется как 55 млн. лет (датский ярус верхнего мела). В. Л. Масайтис указывает для липаритовых порфиров верхнемелового-нижнетретичного эффузивного комплекса возраст 61 млн. лет.

К неогену и четвертичному периоду относятся излияния андезитов и базальтов, приуроченные во многих местах к линиям мезозойских разломов. Это подчеркнуто Т. Кобаяси в отношении зоны разломов Вонсан — Сеул, которую он рассматривает как огромную рифтовую депрессию. Возраст комендитов, фельзитов, риолитов и трахитов серии чильпосан Килчжу-Мёнчхонского грабена и побережья Японского моря датируется 5— 10 млн. лет, т. е. как плиоцен. Еще более молодыми являются нижнечетвертичные базальты.

Конец плиоцена и четвертичный период были временем общего сводового поднятия водораздельной дуги, следующей по оси Корейского полуострова, а также всей области плоскогорья Чанбайшань (го́ры Пэктусан и др.), где плиоценовые базальты бронируют поверхность плато, поднятого на большую высоту. Амплитуда поднятия здесь и на юге Кореи в хребте Тэбэксан достигала 1000—1400 м (до 2000 м в горах Пэктусан), а весь процесс образования современного рельефа напоминает ту картину коробления земной коры, которая известна для Сихотэ-Алиня и соседних районов северо-восточного Китая (Кропоткия, 1954, 1956; Kobayashi, 1933).

## происхождение впадины японского моря

В 1941-1942 гг. Т. Кобаяси и С. Н. Бубнов, проанализировав конкретный палеогеографический материал, пришли к выводу о формировании впадины Японского моря в результате дрейфа Японской дуги, перемещавшейся на юго-восток от Азиатского материка. Однако возможность решить этот спорный вопрос появилась сравнительно недавно в результате более детального геологического изучения ближайших частей суши, сейсмозондирования, гравиметрической съемки и составления новых батиметрических карт на площади морского бассейна, проведения палеомагнитных исследований в Японии и накопления сведений о характере современных горизонтальных движений в различных районах Тихоокеанского пояса. Рассмотрим подробно эти новые факты. Уже в 1930-х годах А. Н. Криштофович и Т. Кобаяси (Kobayashi, 1941) в результате сопоставления стратиграфических разрезов пришли к выводу о большом сходстве мезозойской истории и мезозойской флоры южного Приморья, Корен и внутренней зоны Японии и об отличии всей этой области от внешней зоны Японских островов, в которой в верхнем палеозое и мезозое господствовали морские геосинклинальные условия (геосинклинали Титибу и Симанто у побережья Тихого океана). Кобаяси, кроме того, выделил по северо-западному краю внутренней зоны Японии полосу докембрийских платформенных структур (о-ва Оки, п-ов Ното с примыкающим шельфом), сложенную гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами такого же типа, как в Корсе и других частях Китайской платформы. Из этих черт сходства он сде-



Фиг. 34. Тектоническая карта областей, окружающих Японское море, по Т. Кобаяси (Kobayashi, 1956)

1 — меловая формация Цусимского бассейна; 2 — Пери-Корейская вулканическая дуга; 3 — районы, расположенные на противоположных берегах Японского моря, характеризующиеся общностью геологического строения; 4 — складчатые зоны; 5 — тектонические разломы, грабены; 6 — массивы Абукума и Китаками.

о крайна континента: Гребона, котанов, котанан, и сисона ноукули и и инглинан. С крайна к онтинента: Sa — Сихотэ-Алинь, U — район рек Уссури, Туманган и Суйфун, G — плато Кэма, Kg — грабен Килчжу-Мёнчхон, Sh — горст Чильбосан, K — G рифтовая долина Вонсан — Сеул, H — Пхеннамская складчатая зона, Y — Окчхонская складчатая зона. Зо на островов: Ty — складчатая зона, Y — Окчхонская складчатая зона. Зо на островов: Ty — складчатая зона Хоккайдо — Сахалин, Tu — складчатая зона Уэцу, Tn — складчатая зона Накамура, Ta — складчатая зона Амакуса, Ts — складчатая зона Синдзи, Fm — грабен Фосса Магна, i — s — линия Итоигава-Сидзуока, mil — срединная тектоническая линия, M — зона Майдзуру. Цифрами на карте отмечены: 1 — о-ва Садо, 2 — банка Ямато в центральной части Японского моря, 3—п-ов Ното, 4 — о-ва Окк, 5 — залив Йонилман, 6 — о. Цусима

лал вывод о том, что в триасе и в более раннее время Япония располагалась гораздо ближе к материку, чем сейчас, а ее внутренняя зона вместе с Кореей и юго-западным Приморьем составляла в мезозое единый континентальный массив, то подвергавшийся размыву, то прогибавшийся в отдельных участках с образованием пресноводных бассейнов. В таких бассейнах накапливались континентальные толщи верхнетриасового возраста (монгугайский ярус) и юрского и мелового возраста. Отодвигание островной дуги от материка, по его мнению, относится в основном к позднему мезозою и кайнозою; оно было связано с возникновением Японского моря в образовавшемся грабене. Эти выводы были повторены Кобаяси в позднейших работах (Kobayashi, 1954, 1956; фиг. 34) и энергично поддержаны С. Н. Бубновым. Отмечая, что в основе выводов Кобаяси лежат факты, которые указывают на общность между внутренними зонами Японии и Приморьем или Кореей и отличие их от внешней зоны, составлявшей окраину Тихоокеанского бассейна, С. Н. Бубнов писал: «Это приводит его к предположению, что Япония ранее была расположена севернее, т. е. на северо-западе примыкала к области Сихотэ-Алиня, а на западе к Корее. В ходе мезозойского горообразования Японская глыба была оторвана от Кореи разломами, простиравшимися с севера на юг, и передвинута в юж-

11\* 163

ном направлении. Результатом этого движения было также сильное сокращение пространства в восточном крыле орогенической зоны Сакава. Таким образом. Японское море образовано в результате отодвигания Японской глыбы, произошедшего в течение мезозоя. Само собой разумеется, эти представления еще гипотетичны, но они кажутся мне заслуживающими внимания для объяснения структуры Восточной Азии» (Bubnoff, 1942). Принимая такое объяснение структуры Тихоокеанского пояса и отмечая, что представление о дрейфе глыб «после данных, приведенных Кобаяси, действительно сделалось правдоподобным», С. Н. Бубнов указывает, что имеющиеся факты говорят о том, что в мезозое и кайнозое происходило в общем раздробление Атлантической области и области южного материка (Гондваны) и перемещение масс в сторону Тихого океана, по периферии которого таким образом формировались складчатые структуры островных дуг. Предположение А. Вегенера об отодвигании материка Азии на запад он считает менее правдоподобным, чем идею о перемещении самих дуг на восток в сторону океана.

Новейшие геологические данные подтверждают заключение относительно общности в истории развития юго-западного Приморья, Кореи и внутренней зоны Японии и о том, что в районах. расположенных межач существовали континентальные этими **участками** суши, условия (см. фиг. 24). Прежде всего это относится к тому времени, когда сформировались докембрийские складчатые структуры Кореи, о-вов Оки, п-ова Ното и северо-западной окраины хребта Хида. Докембрийские гнейсы подвергались размыву в этом районе западного побережья о. Хонсю и встречаются в виде галек в силурийских отложениях. Складчатые структуры протерозоя прохолили, как мы видели, из геосинклинали Маченрён (Хесан — Ривонский прогиб) в Окчхонскую зону. Таким образом, по всей юго-западной половине Японского моря на пространстве, ограниченном линией Чендин — Итоигава (в 70 км восточнее г. Тояма на о. Хонсю) — Фукуи — Мацуэ — Симоносеки — Пусан, можно предполагать существование докембрийского платформенного массива, составлявшего одно целое со всей Китайской платформой<sup>1</sup>. Эта платформа должна была представлять собой сушу, например, в предкембрийское время, когда повсеместно отмечается перерыв в отложении осадков между верхами рифея и нижним кембрием. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич на своей тектонической схеме для конца герцинского этапа развития рисуют в Японском море докембрийскую платформу, называя ее субгеоантиклиналью, приблизительно в таких же границах (Белоусов и Рудич, 1960; Рудич, 1962). Также изображены границы докембрийского щита на палеотектонических картах А. М. Смирнова для герцинского и мезозойского этапа (Смирнов, 1963).

Платформа погружалась под воды мелкого эпиконтинентального моря в нижнем палеозое и в верхнем карбоне и начале перми, но в среднем палеозое ее бо́льщая часть была сушей и областью размыва, а в перми и в начале триаса — частью сушей, частью областью накопления континентальных угленосных и красноцветных осадков в пресноводных бассейнах. Экстраполируя контуры поверхности размыва, по которой серия пхенан ( $C_2 - T_1$ ) налегает на нижний палеозой, или прослеживая распространение пермских континентальных отложений в Окчхонской зоне, где они вплотную подходят к берегу и к линии материкового склона, мы придем к выводу, что и в это время материковая кора распространялась далеко на

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Северная граница Китайской докембрийской платформы, отделяющая ее от палеозойской геосинклинали, проведена нами по 42—43° с. ш. так же, как она изображена на тектонических картах Чжан Вонь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), Хуан Бо-циня (1952) и Се Цзя-жуна (Микунов, 1963). Расширять границы Китайской платформы до Приамурья, как это было сделано в наших схемах 1954 г. (Кропоткин, 1954) и принимается сейчас А. М. Смирновым (1963), по-видимому, нет оснований.

восток от нынешних берегов Кореи, вероятно до границ верхнепалеозойской геосинклинали.

Поверхность, соответствующая уровню суши или дну мелких пресноводных бассейнов полупустынной области верхнекаменноугольного, верхнепермского и триасового времени, как бы «повисает» в районе плато Канвондо и в других местах над уступом материкового склона.

Верхний палеозой Туманско-Суйфунской геосинклинали и геосинклинали Сихотэ-Алиня имеет много общего с верхним палеозоем Японии по составу формаций (главным образом морские вулканогенные и осадочные отложения), по их мощности и фауне. Складки, сформированные в отложениях этого возраста в северной Корее, юго-западном Приморье и Сучанском районе южного Сихотэ-Алиня в конце перми и в триасе, следуют параллельно краю вышеописанной докембрийской платформы и обрываются у берегов Японского моря между Чендином и мысом Поворотным. Затем они снова появляются с почти меридиональным северо-восточным простиранием по другую сторону моря на восточном склоне хребта Хида у г. Итоигава. Складки палеозоя пересекают здесь береговую линию под прямым углом и уходят на юго-запад, огибая выступ докембрийской платформы и продолжаясь во внутренней зоне Японии до о. Кюсю.

По всему этому складчатому поясу — в бассейне рек Суйфун и Туманган и во внутренней зоне Японии (п-ов Тюгоку), а также в соседних частях докембрийской платформы (главным образом в Хесан-Ривонском про-<u>гибе и Окчхонской зоне) и на ближайших выступах архейского фундамен-</u> та (Кимчакский массив, поднятие Кёнги, Токъюсанский и Тэбэксанский массивы) протягиваются цепи крупных гранитных батолитов, в основном связанных с пермотриасовым орогенезом. Вытянутость их осей не оставляет сомнения в том, что они принадлежат к единому, некогда непрерывному поясу, переходящему из Приморья и северной Кореи в южную Корею через ту область, где сейчас находится западная часть глубокой впатины Японского моря. С этого времени и до середины мела не только докембрийская платформа, но и складчатый пояс, возникший на месте замкнувшейся в триасе Туманско-Суйфунской геосинклинали и внутренней зоны Японии, представляли собой сушу. Лишь местами по краям этой сущи в нее проникали ингрессии моря. Для конца перми и середины триаса границу суши и моря приходится отодвигать на палеогеопрафических картах далеко на восток, так как в это время регрессия и размыв отмечаются по всей периферии Японского моря, на территории Сихотэ-Алиня и Японии. Инпрессия нижнетриасового моря в окрестностях Владивостока и в грабене Майдзуру на о. Хонсю оставила отложения. удивительно сходные по своему стратиграфическому разрезу в обоих этих районах. В конце среднего и в верхнем триасе образовался ряд грабенов (в юго-западном Приморье, в Корее, в западной половине о. Хонсю), в которых отлагались угленосные комплексы континентальных отложений ¢ флогой монгугайского типа. Юра Чł. нижний мел характеризуются мощной аккумуляцией пресноводных осадков в Цусимском прогибе и отчасти в Сучанском бассейне, но большая часть описываемой территории оставалась областью размыва. Континентальные, вулканогенные отложения нижнего мела и низов верхнего частью мела, характерные для юго-западной Японии и южной Ксреи, находят себе аналогию в отложениях такого же типа Шкотовского и Сучанского районов Приморья. Транспрессии юрского и нижнемелового моря распространяются в юго-восточное Приморье (бассейн р. Таухе и др.) из северовосточной части Японского моря, где в мезозое сохранялся морской бассейн, связанный с геосинклинальным бассейном внешней зоны Японии. Палеогеографические карты, которые дают для различных эпох мезозоя Т. Кобаяси, В. В. Белоусов и Е. М. Рудич, А. М. Смирнов и другие авторы (Геол. и минер. рес. Японии, 1961), мало отличаются друг от друга и

подтверждают выводы о прежнем широком распространении суши между Японией, Приморьем и Кореей. Современные контуры бассейна Японского моря намечаются лишь в палеогене в его юго-западной части (фауна северного Кюсю и о. Цусима) и в миоцене по всей его периферии. Морские отложения миоценового века известны по всему побережью Японии и восточному побережью Татарского пролива, в районе залива Посьет и низсвьев р. Туманган, в Килчжу-Мёнчхонском грабене и в некоторых других участках восточного побережья Кореи (Отука, 1939).

Рельеф дна Японского моря говорит о неоднородности его строения (фиг. 35). Дно Японского моря состоит из плосковерхих подводных возвышенностей и расположенных между ними (или между материком и этими возвышенностями) глубоких впадин, которые в основном представвляют собой абиссальные равнины на глубине 2000-3500 м (Зенкевич. 1959: Улиниев, 1961). На основании сейсмозонлирования и существующей корреляции между высотой поверхности и толщиной земной коры можно утверждать, что все эти впадины при глубине 2000-3500 м лишены материковой коры и имеют тонкую кору, состоящую главным образом из базальтового слоя, тогда как возвышенности, поднимающиеся до отметок 200-1000 м ниже уровня моря, приналлежат по своему строению к материковому типу земной коры. На это указывают, например, уже упоминавшиеся результаты сейсмозондирования в центральной впадине, расположенной межлу южным окончанием Сихотэ-Алиня и подводной возвышенностью Ямато и на тех участках дна с глубиной 2000-3300 м, через которые необходимо интерполировать прежнюю связь Хесан-Ривонского прогиба с Окухонской зоной и пояс пермотриасовых гранитных батолитов северной и южной Кореи. Все плосковерхие возвышенности, имеющие, судя по рельефу, материковую кору, располагаются в тех западных и центральных частях Японского моря, где по интерполяции предполагается докембрийская или эпипалеозойская (консолидированная в перми и триасе) платформа. У берегов о. Хонсю в районе о-вов Оки и п-ва Ното и о. Хекура располагается широкая полоса шельфа, описанная в главе III. Она переходит в плоскую возвышенность, которая тянется на север в сторону подводной возвышенности Ямато, постепенно снижаясь до 500-1000 м. Не возникает сомнений в том, что эта возвышенность — небольшой обломок докембрийской платформы: докембрий выступает на поверхность на о-вах Оки и п-ове Ното. Плосковерхая возвышенность (с минимальной глубиной 650 м) между Восточно-Корейским заливом и о. Уллындо, по всей вероятности, имеет такую же природу. Крупная подводная возвышенность Ямато в центральной части моря состоит из двух поднятий (с глубиной 285-387 м в пентре каждого из них). От возвышенности о. Хекура ее отделяет трог глубиною до 4000 м, имеющий, по всей вероятности, океанический тип строения коры.

Каждая из этих плоских возвышенностей ограничена хорошо выраженным, нередко довольно крутым материковым склоном. Эти границы подводных глыб имеют, судя по новейшим батиметрическим картам, замечательную особенность — они обнаруживают геометрическое соответствие контуров по обе стороны расположенных между ними впадин. Так, возвышенность Ямато ограничена с севера крутым материковым склоном, который имеет в плане выпуклость к северо-западу. Этот контур точно соответствует контуру материкового склона у побережья Кореи и Южного Приморья в интервале от г. Ким Чак до т. Находка и мыса Поворотного. Выступ глыбы Ямато как раз входит в вырез склона материка, если перенести ее на северо-запад. Северный склон плосковерхой возвышенности, лежащей к северо-западу от о. Уллындо, параллелен материковому склону Корейского побережья между Хыннамом и Ким Чаком или Хвадэ. Северное и южное поднятия возвышенности Ямато разделены трогом с параллельными друг другу бортами; такой же трог северо-восточного



Фиг. 35. Батиметрический профиль и предполагаемое строение земной коры в области Японского моря по линии о. Аскольд г. Канадзава (о. Хонсю). Верхний профиль — до глубины 4000 м от уровня моря, отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10; нижний профиль — до глубины 50 км от уровня моря, отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:1 1 — подкоровый субстрат (ультраосновной материал); 2 — земная кора материкового типа (гранитно-осадочный и промежуточный слои); 3 — верхнемеловые и кайнозойские основные эффузивы окраины материка и базальтовый слой абиссальных равнин Японского моря; 4 — кайнозойские осадочные отложения



Фиг. 36. Рельеф (верхний профиль) и вероятное строение земной коры (нижний профиль) в районе Килчжу-Мёнчхонского грабена, хребта Санмёбон и ближайших частей Японского моря. (Линия профиля НКL указана на фиг. 31.) Стрелки показывают предполагаемое направление растяжения в коре и субстрате при образовании грабена Килчжу-Мёнчхон и расширении впадины Японского моря. Отношение горизонтального и вертикального масштабов на верхнем профиле 1:5, на нижнем 1:1

1 — сбросы и другие разрывные нарушения; 2 — подкоровый субстрат (ультраосновной материал); 3 — нижний (более пластичный благодаря t = 300—600°) слой материковой коры метаморфические породы основного состава и пр.; 4 — артейские граниты, гнейсы и кристаллические сланцы фундамента, т. е. гранитного слоя земной коры; 5 — верхнемеловые и кайновойские основные эффузивы окраины материка и базальтовый слой дна Японского моря; 6 — третичные отложения Килчжу-Мёнчхонского грабена, осадочный слой (Сг<sub>1</sub> + Кz?) Японского моря; 7 — гранитоиды танчонского комплекса (T); 8 — щелочные граниты (верхний мезозой?)

простирания глубиной до 4000 м отделяет возвышенность Ямато от подволной возвышенности о. Хекура. Во всех случаях для совмещения соответственных параллельных контуров склона необходимо передвинуть более южные тлыбы на северо-запад. Контуры материковых склонов этих глыб, очевидно, имеют характер сбросов, а расположенные между ними глубокие впадины представляют собой грабены, растянутые до полного выклинивания древнего складчатого фундамента, т. е. гранитного слоя коры. Все контуры предполагаемых сбросов настолько естественно подходят друг к другу, что это дает возможность построить реконструкцию прежнего расположения глыб земной коры в районе Японского моря (см. фиг. 32). В целом оно представляет собой, по терминологии Кэри, растянутую зону типа ромбохазма, т. е. прореху в сиалическом слое. Сдвиг возвышенностей Ямато и Оки по отношению к Корее и к глыбам Уллындо происходил на юго-восток вдоль меридионального разлома, выходящего к берегу у г. Чендин. Сдвиг глыбы Уллындо по отношению к полуострову также происходил в юго-восточном направлении вдоль шва, параллельного материковому склону восточной Кореи. Продолжение разрыва, отделившего ее от материка, прослеживается по грабенообразной подводной долине в грабен Килчжу-Мёнчхон. Можно предполагать небольшое смещение блока Чильбосан в таком же юго-восточном направлении. Такое предположение объяснило бы особенности подводного рельефа к северу от блока Чильбосан, а именно резкое углубление дна в прибрежной полосе моря в районе бухты Кёнсонман между Чендином и мысом Орандан (Yabe a. Тоуата, 1934). Как и в других районах Японского моря, углубление дна могло быть здесь следствием растяжения или разрыва коры в тылу движушейся глыбы.

В структуре грабена Килчжу-Мёнчхон и расположенного к востоку от него горста Чильбосан можно видеть начальную стадию процесса растяжения, растаскивания отдельных глыб, на которые была расколота восточная часть Китайской платформы (фиг. 36). Судя по контурам изобат 1500—2500 м, разрыв материковой коры здесь уже начался в подводном троге, который составляет южное продолжение грабена. При дальнейшем отодвигании блока Чильбосан этот разрыв мог бы расшириться, и в углубленном таким образом рифте, залитом эффузиями базальтов, возникла бы кора такого же океанического типа, как и в других глубоких впадинах Японского моря.

Пояс основных эффузивов (миоценовых лав западного побережья Японии, неогеновых и четвертичных базальтов в районе заливов Посьет и Петра Великого и по обоим берегам Татарского пролива, неогеновых базальтов северо-восточного побережья Кореи) окаймляет со всех сторон впадину Японского моря. Как видно, например, в Хасанском и Шкотовском районах, мощность верхнетретичных эффузивов возрастает в сторону моря. Продолжение этих и более ранних (верхний мел, палеоген) эффузивных покровов в сторону моря, вероятно, и составляет так называемый базальтовый слой земной коры во впадинах морского бассейна.

Продолжим наши аналогии. Горст Чильбосан, отодвинутый дальше от берега, образовал бы пебольшую, вытянутую в северо-северо-восточном направлении подводную возвышенность, ограниченную большими глубинами. Именно такого типа продолговатые «осколки» материковой коры, непохожие по своему рельефу на конические или округлые подводные горы вулканического происхождения, известны в нескольких участках Японского моря. Это подводная возвышенность, поднимающаяся со дна на 1350 м (с глубины 2600 м у подошвы до 1254 м на вершине) в 120 км к югу от блока Чильбосан, а также подводный хребет Богорова и подводная возвышенность Витязя между берегами южного Сихотэ-Алиня и о. Хоккайдо. Последние две возвышенности имеют по 60—80 км в длину и 20— 40 км в ширину и находятся почти на «оси» центральной впадины Японского моря и Татарского пролива. Они поднимаются на 2300—2500 м над абиссальной равниной, которая расстилается на сотни километров вокруг хребта Богорова и вблизи подножия южного склона возвышенности Витязя. Чем еще, кроме разрыва коры, можно объяснить образование этих своеобразных, явно не вулканических форм рельефа морского дна? Сейсмозондирование, проведенное через северный конец хребта Богорова, показало, что все отражающие горизонты поднимаются и обрываются у его краев.

Таким образом, выясняется, что материковый массив, который охватывал докембрийскую платформу и приросшие к ней в результате пермотриасового орогенеза складчатые сооружения (Туманско-Суйфунскую зону, Внутреннюю зону Японии), действительно, как считали С. Н. Бубнов и Т. Кобаяси, подвергся раздроблению и растяжению в зоне современного Японского моря. В некоторых участках, как, например, в зоне Татарского пролива и в Цусимском прогибе, растяжение не дошло до разрыва и привело только к уменьшению толщины коры. По гравиметрическим ланным, общая толщина коры в мелководных участках этих прогибов составляет не более 25-30 км. Мощность юрских, меловых и кайнозойских отложений, залегающих здесь с размывом на докембрийском или палеозойском складчатом фундаменте, достигает, судя по разрезам о. Цусимы, прогиба Нактонг и геосинклинали Уэцу, приблизительно 10 км. Таким образом, на долю фундамента остается 15-20 км из первоначальной толшины (30-35 км), которую должна была иметь земная кора в то время, когда здесь еще существовала область размыва, например в конце пермского и в триасовом периоде. Уменьшение толщины коры в полтора-два раза вряд ли можно объяснить чем-либо иным, кроме растяжения.

В других участках, в особенности по оси главного прогиба, идущего из Корейского пролива (Цусимского прогиба) через наиболее глубокую часть Японского моря в Татарский пролив, произошел разрыв коры, связанный с дрейфом Японской дуги в сторону Тихого океана и с изгибанием самой дуги, которая обращена выпуклостью к юго-востоку. Как мы уже упоминали, недавно оно получило подтверждение в палеомагнитных данных (стр. 68, 123), свидетельствующих о повороте северной половины Японии на несколько десятков градусов против часовой стрелки по отношению к южной ее половине в течение мезозоя и кайнозоя и о прежних, более прямолинейных, не изогнутых очертаниях этой островной дуги (Kawai a oth., 1962).

Реконструкции (см. фиг. 32), сходные с построениями Т. Кобаяси и С. Н. Бубнова, показывают, что при образовании впадины Японского моря наибольшее суммарное перемещение по нескольким крупным раздвигам достигало 400—430 км в средней и западной его частях. Раздвигание почти сходит на нет как на юго-западе, в Цусимском прогибе, так и на северовостоке.

Средняя скорость движения (около  $0.5 \ cm/200$ ) оказывается того же порядка, что и скорость современных горизонтальных движений в Калифорнии, Японии и Новой Зеландии, установленная геодезическими методами путем повторных триангуляций ( $0.3-2 \ cm/200$ ). С нашей точки зрения, начало образования впадины Японского моря следует отнести к нижнему триасу, когда расколы фундамента в зоне Майдзуру (юго-западная часть о. Хонсю) и в районе Уссурийского залива привели к образованию грабенообразных впадин на палеозойском складчатом фундаменте. В эти грабены проникала ингрессия моря с фауной скифского яруса (префектура Хиога в Японии, окрестности Владивостока). В дальнейшем море отступает, но вновь проникает в эти районы в юре (острова Аскольд и Путятин, южная часть геосинклинали Уэцу между городами Итоигава и Ниигата), заходит в начале мела в бассейн р. Таухэ, в начале палеогена проникает в прогиб Нактонг (о. Цусима) и занимает всю область Татарского пролива. Первоначальные грабены постепенно расширяются и растягиваются. Процесс идет особенно интенсивно в течение верхнего мела и кайнозоя, когда они достигают современной ширины, заполняясь осадками и основными эффузивами. Эти эффузивы составляют базальтовый слой новоюбразованной коры в местах разрыва первоначального материкового массива. Таким образом, возникновение Японского моря представляется нам не столь быстрым и катастрофическим, как думают В. В. Белоусов и Е. М. Рудич, а длительным, продолжавшимся в форме очень медленных унаследованных горизонтальных движений в течение 100—200 млн. лет.

По-видимому, следует согласиться с мнением Н. П. Хераскова о том, что предполагаемые В. В. Белоусовым и Е. М. Рудичем процессы океанизации не объясняют возникновение «тыловых» окраинных морей типа Японского и различие в строении западных и восточных берегов Тихого океана. «Как общее толкование эта гипотеза явно неприемлема, так как она не объясняет ни одной структурной особенности обеих ветвей и их развития, кроме различий в сложности строения. Представляется возможным сохранить основу гипотезы Вегенера, не прибегая к грандиозным перемещениям континентов. Незначительная дифференциация в тангенциальном смещении Азии, Тихого океана и Америки может создать принципиальные различия в полях напряжений американской и азиатской ветвей, в первом случае "фронтального", во втором "тылового"» (Херасков, 1963, стр. 97).

Общая схема движений, приводящих к образованию глубоких морей в тылу островных дуг Тихоокеанского пояса, рассматривается более подробно в заключительной главе.

## Глава V

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ, О. ТАЙВАНЬ <sup>1</sup>, ФИЛИППИНСКИХ ОСТРОВОВ, ОСТРОВОВ ИНДОНЕЗИИ И О. НОВАЯ ГВИНЕЯ

#### введение

В области, которая охватывает пространство от берегов южного Китая и Инлокитая до Тихоокеанской впалины, включая Южно-Китайское море. Филиппины, Индонезию и Новую Гвинею, соединяются структуры двух основных подвижных поясов Земли — Средиземноморско-Гималайского и Тихоокеанского. Поэтому она является одной из самых сложных по своему строению частей Тихоокеанского пояса. Основные представления о геологии этих районов известны читателям по работам Чжан Вэнь-ю (Основы тектоники Китая, 1962), Хуан Бо-циня (Хуан, 1952; Микунов, 1963), В. М. Синицына (Синицын, 1955) по тектонике Китая, Ж. Фромаже (Фромаже, 1939) и Е. С. Постельникова (Постельников, 1960) по Индокитаю, В. А. Швольмана (Швольман, 1964) и Г. Хесса (Хесс, 1952) по Филиппинским островам, Дж. Умбгрова (Умбгров, 1952), Ф. Г. Кюенена (Кюенен, 1952), Р. ван Беммелена (Беммелен, 1956, 1957), М. В. Муратова и Е. Н. Люстиха (Люстих, 1955) по Индонезии. В них освещены также важнейшие геофизические данные и приводятся геодинамические схемы, которые были предложены для объяснения того исключительного разнообразия простираний складчатых структур и типов земной коры, которое наблюдается в этой области.

В своем очерке мы не считали нужным повторять содержание этих работ и ограничились главным образом изложением новых данных по стратиграфии, тектонике и истории развития, опубликованных за последние годы и не переведенных на русский язык.

Характерной особенностью тектоники района Южно-Китайского моря, Филиппинских островов, Индонезии и Новой Гвинеи является, во-первых, наличие двух основных структурных направлений — субмеридионального (Филиппинского) на востоке и субширотного (Зондского) на юге. Они подчеркнуты ориентировкой глубоких желобов — Филиппинского (глубина 10 497 м) на востоке и Яванского (7450 м) на юге и связанных с ними поясов молодого вулканизма и поверхностной и глубинной сейсмичности. Глубинные зоны скалывания обоих поясов наклонены в сторону Азиатского континента и сливаются между собой в районе о. Сулавеси (Целебес). Сейсмологические исследования показали, что в субширотной систе-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Материковая часть Китайской Народной Республики не рассматривается.

ме, примыкающей к Яванскому желобу, землетрясения в районе Суматры, Явы, Тимора и северного Сулавеси вызываются сжатием, ориентированным почти горизонтально в направлении северо-северо-восток — юго-югозапад или север — юг. т. е. перпендикулярно к простиранию Зондской дуги (Ritsema, Veldkamp, 1960: Е. И. Широкова — устное сообщение). В районе Филиппинских островов сжатие ориентировано, по данным А. Ритсемы, под углом, а по данным Л. М. Балакиной — почти перпендикулярно к простиранию субмеридионального пояса. А. Ритсема, И. Велдкамп и Ч. Аллен на основании сейсмологических и полевых данных пришли к выводу, что вдоль Филиппинских островов от о. Лусон до восточной части о. Минданао тянется крупный разлом типа сдвига, причем землетрясения на Филиппинах и на о. Тайвань вызваны левосторонними сдвиговыми смещениями. «Систематическое смещение русел на островах Лусон, Масбате и Лейте вполне определенно показывает, что современные смещения повсюду были левосторонними. Филиппинский разлом не имеет явного теологического отношения к активным вулканам, но параллелизм по отношению к разломам Филиппинского желоба, расположенного поблизости, говорит о тесной причинной взаимозависимости этих явлений. Замечательная продольная долина в восточной части о. Тайвань представляет собой другой большой разлом типа сдвига, параллельный западному краю Тихого океана. Смещения почвы при исторических землетрясениях указывают здесь на левый знак смещений столь же определенно, как и на соседних Филиппинских островах» (Allen, 1962, стр. 4795).

Молодые складчатые системы, в основных чертах повторяющие простирания сейсмичных поясов, но в частностях сильно отклоняющиеся от них, составляют в общем обрамление более древнего ядра, консолидированного в результате мезозойской или более ранней складчатости. Это ядро охватывает большую часть о. Калимантан (Борнео) и. по-видимому. все пространство шельфа и плосковерхих поднятий в Яванском и Южно-Китайском морях, вплоть до Индокитайского массива. Индокитайский массив частью представляет собой глубоко эродированное древнее, докембрийское или нижнепалеозойское, складчатое сооружение, частью — область герцинской складчатости, главная фаза которой падает на средний карбон (Постельников, 1960). Пермотриасовый складчатый фундамент выступает на островах Банка и Биллитон и продолжается под низменной частью о. Суматра. В молодой складчатой структуре у границы с этой более древней зоной получают развитие шарьяжи (Osberger, 1955). Консолидированный, вероятно мезозойский, складчатый фундамент чувствуется (по ослабленному характеру дислокаций и отдельным выступам древних комплексов) в западной половине о. Минданао и на островах, лежащих к западу от вышеописанного главного тектонического шва (Willis, 1937: Швольман, 1964).

На юго-востоке кайнозойский подвижный пояс граничит с докембрийской платформой Австралии. Здесь тоже возникли системы пологих надвигов. Они хорошо изучены на о. Тимор. Покровы, сложенные породами палеозойского, мезозойского и третичного возраста (до олигоцена включительно), перемещались в юго-восточном направлении (Grunau, 1953; Waard, 1955). В западной половине Новой Гвинеи (Западный Ириан) картирование недавно обнаружило огромные надвиги и сдвиги (Vening-Meinesz, 1961).

Складчатые структуры Индонезии, Филиппин и Новой Гвинеи повсеместно несут отчетливые признаки тангенциального сжатия (надвиги, сдвиги, опрокидывание складок). Но если в зонах, примыкающих к древним массивам, например на Суматре, Тиморе и Новой Гвинее, это сжатие можно связать с давлением со стороны жестких массивов, то в других случаях такое объяснение не подходит. Складчатость приурочена здесь к геоантиклинальным поднятиям, имеющим различное направле-

ние и обычно морфологически выраженным в виде возвышенностей или цепей гористых островов. Бросаются в глаза резкие изгибы простирания, например на восточном конце Зондской дуги, продолжающемся в цепь южных Молуккских островов (острова Танимбар или Селатан-Тимур, Серам, Буру) и при переходе от северного Сулавеси через о-ва Сангихе к Филиппинской системе (см. главу II, стр. 68). Эти геоантиклинали отделены друг от друга глубокими впадинами, которые по своей геофизической характеристике аналогичны впадинам окраинных морей и, по-видимому, имеют сравнительно тонкую кору океанического типа. Таковы впадина Южно-Китайского моря (глубина до 4425 м) и депрессия, расположенная между платформой о-вов Наньшацюньдао и островами Палаван и Калимантан (2889 м), впадины моря Сулу (5094 м; 5600 м в желобе вблизи Филиппин), Целебесского моря (5550 м в центральной части, 8547 м в желобе близ о-вов Сангихе). Молуккского моря (4750 м). Церамского моря (5318 м), моря Банда (5280-5800 м в северной и южной котловинах, 7440 м в желобе у изгиба Зондско-Молуккской дуги). В главе IV уже приводились соображения Ф. Г. Кюенена о молодости глубоких впадин Индонезии (стр. 138; Кюенен, 1952).

Среди тектонических схем, предложенных для объяснения этих особенностей тектоники Индонезии, Филиппинских островов и Новой Гвинеи, следует отдать предпочтение тем, в которых учитываются не только геологические, но и современные геофизические данные. Таковы, по нашему мнению, схемы, предложенные С. Кэри (фиг. 37) и Г. Л. Смит Сибингой (фиг. 38). В них находят себе место два основных фактора, которые могли привести к наблюдаемому пространственному распределению структурных зон и к той ориентировке сил, которая наблюдается в очагах землетрясений: 1) общее движение (дрейф) масс в юго-восточном направлении от берегов южного Китая и Индокитая в сторону Тихого океана; 2) движение Австралийской платформы в северном или северо-восточном направлении, также в сторону Тихого океана.

Юго-восточное движение доказывается фактом существования левосторонних сдвигов по оси Филиппин. Оно, по-видимому, привело к растаскиванию ранее консолидированных платформенных участков и образованию впадин Южно-Китайского моря, морей Сулу и Целебес и др. Так же могли образоваться небольшие, но глубокие (до 2100 м) впадины в раздробленных частях Филиппинского архипелага.

Одновременно на геоантиклиналях о. Палаван и других от Северного Борнео до Филиппин и в северной ветви о. Сулавеси образовалась складчатость, перпендикулярная к направлению движения масс. Вышеописанные сдвиги, по Аллену, «дают веское подкрепление предположений Венинг-Мейнеса (1954) о том, что Индонезийский архипелаг был втиснут в юго-восточном направлении в сторону Австралии с одновременным левосторонним сдвигом вдоль Филиппинского фланга и правосторонним сдвигом вдоль Южного фланга. Эта теория подкрепляется наблюдениями над сдвиговыми дизъюнктивными дислокациями на о. Суматра» (Allen, 1962, стр. 4810).

Движение Австралийской платформы, на которое указывает ряд геологических и палеомагнитных данных, упомянутых в главе IV, привело к образованию альпийских горных хребтов Новой Гвинеи перед фронтом перемещавшейся глыбы и вызвало сдвиги и завороты складчатых структур на восточном конце Зондской дуги и на Молуккских островах. Поддвигание платформы под складчатые сооружения о. Тимор и Новой Гвинеи было причиной возникновения серии надвиговых чешуй.

Такая схема предполагает, следовательно, постепенное сближение Австралийской платформы с той частью Азиатского континента, которая включает в себя Китайскую и Сибирскую платформы. Многие геологи (М. Кришнан, Г. Штилле, Р. Штауб, А. Дю Тойт и др.) считали, что



Фиг. 37. Тектоника района Филиппинских островов и о. Целебес, по С. Кэри (Carey, 1958, см. гл. IX).

1 — сдвиги; 2 — разломы (сбросы и пр.), ограничивающие впадины растяжения;
3 — простирания складчатых структур; 4 — изобаты



Фиг. 38. Тройной ороген Молуккских островов и взаимное перемещение материковых массивов юго-восточной Азии и Австралии по схеме, предложенной Г. Л. Смит Сибингой (Кюенен, 1952)

1— ось орогена Зондской дуги (Сунда); 2— ось Молуккского орогена; 3— ось орогена Палау; 4— ось орогена южной части Новой Гвинен; 5— ось орогена северной части Новой Гвинен; 6 линии главных простираний складчатости; 7, 8— движение материковых массивов; 9— реакция поверхностных слоев (стрелки указывают направление надвитов). Пунктир со стрелками на концах соединяет структуры, разобщенные благодаря разрыву или сдвигу

мезозойский геосинклинальный океан Тетис осушился благодаря складчатости, происходившей при аналогичном движении другой части Гондваны — Индийской платформы по направлению к материковому массиву северной половины Азии. Эти предположения получили подтверждение в совершенно иной области исследований, а именно: в результате изучения палеомагнетизма (фиг. 39). Изменение разности палеомагнитных широт тех платформ, которые лежат сейчас на одном и том же меридиане, например Индийской платформы и Туранской плиты (Средняя Азия) или Австралийской и Сибирской платформ, указывает на большое сокращение расстояния между ними, т. е. на резкое сокращение площади Тетиса в течение второй половины мезозоя и всей кайнозойской эры. Индокитайский массив при этом должен был сближаться с Австралией.

Кроме общего сближения Азии и Австралии в некоторых схемах, например в построениях Э. Крауса, Г. Хесса (см. главу VI) и С. Кэри (фиг. 40; Carey, 1963), предполагается «экваториальный сдвиг» — смещение структур, расположенных в области южного полушария (или к югу от зоны Тетиса) на восток по отношению к более северным. С нашей точки зрения, нет оснований приписывать движениям такого характера слишком большую роль. Но наличие сдвига между центральным Калимантаном и западной частью Новой Гвинеи вполне вероятно. Здесь наблюдается отчетливое торцовое сочленение структур (меридиональных на о. Хальмахера, широтных на островах Сула и Серам), характерное для сдвигов.

С позиций, изложенных выше, можно дать такую же интерпретацию генезиса впадины Южно-Китайского моря, какая была обоснована в главе IV на примере Японского моря. Как и в том районе, мы здесь имеем внутреннюю зону, на значительной площади сложенную консолидированными структурами (Китайская платформа, поздние герциниды или ран-





1 — Сибирской платформы (район 65° с. ш., 105° в. д.); 2 — Западной Туркмении (район 39° с. ш., 53° в. д.); 3 — Индостана (район г. Бомбея) и 4 — Австралии (район 35° ю. ш., 145° в. д.). Видно уменьшение расстояния между Индостаном и Туркменией и между Австралией и Сибирской платформой, происходившее в течение юры, мела и кайнозоя одновременно с замыканием геосинклинальной зоны океана Тегис.

ние мезозоиды Индокитая, древний Индокитайский массив. массивы центрального Калимантана и западной зоны Филиппин), и внешнюю зону о. Тайвань и Филиппинских островов, представляющую собой эвгеосинклиналь третичного периода. Плосковерхие возвышенности в Южно-Китайском море, ограниченные хорошо выраженными материковыми склонами, образуют массивы островов Сишацюньдао (Парасельских), банки Маклсфилд, островов Наньшацюньдао и других, расположенных в этой же области. Естественно считать их частями докембрийских и эпигерцинских или раннемезозойских платформ. Между 11 и 17° с. п. почти пиротные складчатые структуры Индокитая, например палеозой зоны Гуэ-Такек, триасовые и нижнеюрские отложения прогиба Ан-Дием у г. Турана и герциниды Южно-Аннамского массива, почти под прямым углом подходят к меридиональной линии крутого материкового склона. Структурные соотношения достаточно определенно говорят о том, что все эти складчатые зоны, так же как и более древний (докембрийский?) Контумский массив, обрублены крупным разломом у края материка. Очень интересны маленькие плосковерхие массивы банки Маклсфилд (размер 100 ×  $\times 200$  км) и другой банки, расположенной к северу от нее ( $50 \times 100$  км). Их поверхность лежит на глубине 12-50 м от уровня моря, но они отделены друг от друга и от массива о-вов Сишацюньдао узкими грабенообразными впадинами глубиной до 2000-2500 м. а восточный склон банки Маклсфилд опускается до глубины 4000 м на расстоянии каких-нибудь 30 км.

Все эти особенности подводного рельефа и структурных соотношений трудно объяснить с позиций теории «океанизации», критика которой была приведена в главе IV. Непонятно, как могли бы уцелеть от «растворения» маленькие массивы и почему они отделены резким сбросовым уступом от пространств с океанической корой. По гипотезе океанизации здесь можно было бы ожидать плавный переход, соответствующий различным стадиям физико-химической переработки остатков материковой коры.

Имеющиеся факты значительно проще объясняются как результат процессов разламывания и растяжения коры по всей внутренней зоне, происходивших одновременно с дрейфом Филиппинской дуги в сторону Тихого океана. Расположение очагов землетрясений в зоне, связанной с



Фиг. 40. Сдвиги в Тихоокеанской области, вызванные смещением по зоне Тетиса, по С. Кэри (Carey, 1963)

I — сдвиги; 2 — граница Тихоокеанской области (андезитовая линия). Цифрами указаны разломы:
1 — Мендосино, 2 — Мэррей, 3 — Кларион, 4, 5 — Клиппертон, 6 — Галапагос (4—6 указаны ориентировочно). Точками отмечено простирание некоторых складчатых систем

Филиппинским желобом, показывает, что этот юго-восточный дрейф или надвигание Филиппинской дуги на Тихоокеанскую впадину продолжается и в настоящее время. По-видимому, дрейф о. Калимантан к юго-востоку был незначительным. В сущности здесь произошло только расщепление материковой глыбы у оси впадины, отделяющей массив о-вов Наньшацюньдао от островов Калимантан и Палаван, и небольшой поворот массива о. Калимантан по часовой стрелке.

Прямолинейность контуров, ограничивающих с запада и юго-востока южную часть глубокой впадины Южно-Китайского моря, и ряд других соответствий, наблюдающихся в контурах глыб, позволяют построить реконструкцию, которая изображена на фиг. 41. С. Кэри называет прорехи такого типа в раздробленных глыбах сиаля «ромбохазмами».

В дальнейшем изложении приводятся основные сведения по геологии о. Тайвань и очень краткое описание строения Индонезии и Филиппинских островов.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ О. ТАЙВАНЬ

Немногочисленная литература по геологии о. Тайвань относится главным образом к периоду после 1950 г. (Основы тектоники Китая, 1962; Kobayashi, 1954; Stach, 1954; Big, 1960, и др.). Некоторые сведения по тектонике и геологии содержатся и в ранних работах (Hayasaka, 1929a, 6; Tsunenaka, 1929).

Остров Тайвань занимает промежуточное положение между дугой о-вов Рюкю и Филиппинским архипелагом. От о. Тайвань по направлению к Филиппинам тянутся две подводные возвышенности (с небольшим



Фиг. 41. Палеотектоническая реконструкция прежнего расположения массивов материкового типа в районе Южно-Китайского моря, Филиппинских островов и островов Калимантан (Борнео) и Сулавеси (Целебес). Сеть координат связана с Китайской платформой и Индокитайским массивом, которые вместе с ближайшими районами побережья приняты за неподвижный блок

1 -- современная береговая линия материка и наиболее крупных островов; 2 -- современное положение изобаты 2000 м в областях, для которых предполагается перемещение в юго-восточном направлении: 3 --- современное положение изобаты 2000 м у края Азиатского материка и предполагаемое прежнее расположение перемещенных массивов, намеченное по изобате 2000 м; 4 — современное положение изобаты 3000 м (в тех местах, где она характеризует ориентировку нижней части материкового склона) и предполагаемое прежнее расположение перемещенных массивов, намеченное по изобате 3000 м; 5 — предполагаемое прежнее расположение островов Филиппинского и Индонезийского архипелагов; 6 — докембрийские и палеозойские области консолидации (Китайская платформа, Индокитайский массив); 7 — ориентировка складок (в мезозойских отложениях) на участках древних платформ, переработанных мезозойской складчатостью; 8 — области раннемезозойской консолидации; 9 — ориентировка складок в мезозоидах; 10 — разломы типа сдвигов; 11 — впадина, из которой при последующем раздвигании образовался глубокий бассейн Целебесского моря; 12 предполагаемое направление и величина перемещения в течение позднего мезозоя и кайнозоя; 13 --желобы Филиппинский, Рюкю и другие и соединяющая их линия надвига и сдвига у периферии Тихого океана (современное расположение); 14 — Филиппинская котловина; 15 — границы тектонических областей. Буквами обозначены: Б — массив Центрального Борнео, ИНМ — Индокитайский массив, КП — Китайская платформа, Л — о. Лусон, М — массив банки Маклефилд, МД — о. Минданао, Н — массив о-вов Наньшацюньдао, С — массив о-вов Сишацюньдао (Парасельских), СБ — прогиб Северного Борнео и Саравака, Т — о. Тайвань

количеством вулканических островков), которые разделены глубокой (3000—4000 м) и узкой впадиной меридионального направления. С востока довольно близко к о. Тайвань подходит юго-западный конец желоба Нансей (Рюкю), характеризующийся глубинами более 6000 м.

В структурном отношении о. Тайвань представляет собой антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении, в строении которого участвуют геосинклинальные отложения палеозойского, мезозойского и третичного возраста. В его пределах представляется возможным выделение трех структурных ярусов: нижнего (верхний палеозой), среднего (мел — палеогся) и верхнего (неоген).



Фиг. 42. Схематический разрез через о. Тайвань (с северо-запада на юго-восток), по Биг Чингчану (Big Chingchang, 1960). Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:2

1 — андезиты третичного и четвертичного возраста; 2 — неогеновые и четвертичные отложения; 3 — неогеновые осадочные отложения; 4 — позднемезозойские и палеогеновые осадочные отложения; ния; 5 — палеозойский метаморфический комплекс; 6 — кристаллический фундамент (Китайская платформа) и покрывающий его чехол мезозойских отложений

Западную часть острова и часть Тайваньского пролива с о-вами Пэнхуледао (Пескадорскими) занимает Предтайваньский краевой прогиб (фиг. 42).

1. Нижний подъярус нижнего структурного яруса (Pz<sub>3</sub>). Палеозой в нижней части разреза сложен дислоцированным метаморфическим комплексом гранито-гнейсов, мигматитов и зеленых сланцев (роговообманковых, хлоритовых) с пачками основных лав (восточная часть Центрального хребта). Верхняя часть разреза состоит из графитовых сланцев, кварцитов, мраморов, охарактеризованных фауной фузулин<sup>1</sup> и кораллов пермского возраста (Основы тектоники Китая, 1962).

По мнению некоторых исследователей, верхняя часть палеозойского разреза, богатая органическим материалом, отделена перерывом от нижней, сильно метаморфизованной части (Juan, 1956).

По-видимому, аналоги палеозоя о. Тайвань выступают и севернее в фундаменте о. Исигаки в южной части дуги Рюкю. Это также зеленые сланцы, филлиты, кремни, смятые в складки и разбитые сбросами (Foster, 1960).

2. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub> — Рg). Несогласно на палеозойском фундаменте залегают слабо метаморфизованные черные аспидные сланцы мела, сменяющиеся кверху толщей, состоящей из переслаивания сланцев, песчаников, граувакк, лав среднего и основного состава. Она принадлежит к палеогену (главным образом, к эоцену). Меловые и палеогеновые образования распространены в Центральном хребте острова. Разрез непрерывен, но несогласие между мезозойскими и раннетретичными образованиями фиксируется во многих местах.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Фузулины (Neoschwagerina) имеют сходство с формами, найденными на о. Окинава (Juan, 1956).

3. Верхний структурный ярус (N, Q). Верхнетретичные отложения, развитые на востоке и западе острова, резко отличаются по своему составу. На востоке неоген, слагающий Береговой хребет (Дайто), представлен типично эвгеосинклинальным вулканогенным комплексом, в котором наряду с осадочными породами широко развиты андезиты, агломераты и пр. Неогеновые образования, развитые к западу от Центрального хребта, представлены флишево-молассовой преимущественно морской, однообразной толщей большой мощности (до 5000 м), которая состоит из песчаников и сланцев, сменяющихся кверху глинами, песками. На севере развиты дельтовые фации, известны и угленосные пачки (Stach, 1954).

В северной части острова расположена группа вулканов (Датуньхошань), сложенная четвертичными андезитами. Расположенные к западу от о. Тайвань о-ва Пэнхуледаю состоят из базальтов плейстоценового возраста (Kobayashi, 1954).

Все формации, слагающие о. Тайвань, от палеозоя до неогена, сильно дислоцированы, собраны в линейные складки северо-северо-восточного простирания. В отложениях верхнетретичного возраста наблюдается уменьшение степени дислоцированности по направлению к западу, т. е. в сторону краевого прогиба. Большую роль в тектонике острова играют разрывные нарушения.

По мнению некоторых исследователей, в структурном отношении антиклинорий о. Тайвань характеризуется чешуйчатым строением, обусловленным многочисленными надвигами, перемещавшимися с востока на запад. Большинство продольных надвигов Тайваня представляет собой сдвиги с левобоковым движением (Big, 1960; Allen, 1962). Главные деформации относятся к концу третичного времени. Одной из основных разрывных структур является рифтовая Тайдунская долина (до 150 км длины, 5— 10 км ширины), которая отделяет структуры Центрального хребта, сложенного палеозойскими, мезозойскими и нижнетретичными образованиями, от структур Берегового хребта (Дайто), сложенного вулканогенными формациями неогена и оборванного на востоке сбросами.

Современная тектоническая активность продольной долины связана с крупными землетрясениями. Они сопровождаются сдвиговыми смещениями с амплитудами до 1,6—2 м (например, при землетрясении 1951 г.).

К западу от Центрального хребта также развита зона тектонических нарушений, которая отделяет его от области распространения неогеновых образований краевого прогиба.

Предполагается, что большой разлом отделяет о. Тайвань от дуги Рюкю. С тектоническими зонами связаны теплые источники острова.

О значительных вертикальных движениях, происходивших в новейшее время, свидетельствуют приподнятые коралловые рифы на юго-востоке и западе острова, а также присоединение в 1632 г. к суше небольшого острова, на котором расположен замок Аньпинг. В настоящее время это место находится в 2 км от берега (в сторону суши). О значительной амплитуде погружений в четвертичное время говорят затопленные долины на западном побережье острова. Ось погружения, по-видимому, совпадает с подводным желобом (глубина 100 м), который протягивается в Тайваньском проливе между о. Тайвань и о-вами Пэнхуледао (Kobayashi, 1954).

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ Зоны кайнозойской складчатости островов индонезии и филиппин

Геологическая изученность как Индонезийского, так и Филиппинского архипелагов слабая. Основными сводками по геологии Индонезии являются работы ван Беммелена (Беммелен, 1957; Bemmelen, 1949), Броуэра и других (Brouwer, 1925, 1942; Beltz, 1944), а по Филиппинам не потеряли своего значения очерки Уиллиса, Эрвинга и другие (Willis, 1937, 1940; Irving, 1952, 1953, 1956; Corby a. oth., 1951; Feliciano, 1940, 1953; Francisco, 1956; Grey, 1956; Louderback, 1929; Pelaez, 1953; Deppermann, 1956; Vergara a. oth., 1959). Отдельные работы последних лет по Филиппинам и материалы сплошной геологической съемки Саравака существенно распирили наши знания об этой территории. В табл. 1 сделана попытка стратиграфической корреляции разрезов с учетом новейших данных.

В пределах Индонезийского архипелага выделяются зоны кайнозойской и мезозойской складчатости. Последняя на нашей карте не расчленена. К ней относятся западная и центральная части Калимантана, часть Саравака (к юго-западу от долины р. Лупар), группа островов Бинтан, Линга, Банка, Биллитон, а также, по-видимому, северо-восток Суматры. С раннего мезозоя эта область представляла собой зону завершенной складчатости — стабильный блок или так называемое континентальное ядро, по ван Беммелену.

Для характеристики мезозоид Индонезии можно привести сведения о геологии о. Биллитон, которая хорошо изучена в связи с наличием крупных месторождений олова. Этот остров сложен монотонной терригенной формацией (переслаивание песчаников, сланцев и граувакк) пермского возраста, собранной в крутые изоклинальные складки. Они имеют широтное простирание и погружаются к югу. Крупные батолиты (от габбро до гранитов) относятся, по определениям абсолютного возраста, к мезозою (150 млн. лет) — юре; (Aleva, 1960; Adam, 1960).

На о. Калимантан области развития кайнозойской и мезозойской складчатости разделены на западе зоной глубинного разлома, который имеет северо-западное простирание и проходит по долине р. Лупар (в юго-западной части Саравака). К югу от долины р. Лупар, в области мезозойской складчатости, развиты кристаллические сланцы девонского возраста, филлиты, кремни и известняки пермокарбона и сланцы и аркозы с прослоями основных и кислых туфов, относимые к триасу (к югу от г. Кучинг и на хребте Схванер). На триасе с несогласием залегают слабо дислоцированные терригенно-карбонатные образования верхней юры и мела. Впадины заполнены третичными континентальными (угленосными) и морскими отложениями. Третичные отложения образуют более пологие структуры с незначительным наклоном слоев (Roe, 1954, 1956; Wilford, 1955; Геол. карта Евразии, 1956).

Основными складкообразовательными движениями, завершившими формирование складчатых структур этой области, считаются пермотриасовые и происходившие после верхнего триаса. Пермотриасовый орогенез сопровождался интрузиями гранитоидов. Верхний триас лежит на размытой поверхности этих интрузий (хребет Схванер) и несогласно на пермокарбоне (район Кучинга).

Проявление тектонических движений разной степени интенсивности на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя составляет, по ван Беммелену, своеобразие тектоники этой области. «В западном Борнео орогеническая эволюция продолжалась в течение всего верхнего мезозоя, третичного и четвертичного времени» (Беммелен, 1957, стр. 342).

На о. Калимантан к югу и северу от зоны мезозоид расположена молодая тектонически активная область с мощным геосинклинальным разрезом верхнего мела и кайнозоя. В неогене наблюдается смещение геосинклинального трога к северу (на севере) и к югу (на юге).

В зоне кайнозойской складчатости нами выделено в основном два структурных яруса: средний, к которому отнесены согласно залегающие образования верхнего мела и палеогена, и верхний, включающий отложения неогена. Нижний структурный ярус выделен только на островах Тимор, Серам, Сулавеси (Целебес) и Миндоро (Irving, 1952) и в северо-ссверо-восточной части Северного Борнео (Wilson, 1961). Поскольку Филпппинский архипелаг тоже относится к зоне кайнозойской складчатости и

# Схема сопоставления стратиграфических разрезов различных районов Индонезии и Филиппинских островов

(по данным: Беммелен, 1957; Durkee a. oth., 1961; Fitch, 1956; 1958; Irving, 1952; Kirk, 1957; Wilson, 1961; Wolfenden, 1960, и др.)

Геологический воз- раст	Остров Калимантан (Борнео)				Филиппинские острова	
	Верховье р. Раджанг и ее окрестности (Саравак)	Нижнее течение р. Раджанг (Саравак)	Северное Борнео	Северное Борнео — восточная часть	Северный Лусон	Юго-западный Лусон, острова Миндоро, Панай, Минданао, Негрос
Четвертичные	Базальты, дациты	Глины, лигниты, кон- гломераты Несогласие	Рифы		Туфы дацитов	Базальты, андезиты
Плиоцен	Туфы, базальты (1200 м) 👞	Пески, глины, конгло- мераты Несогласие	Пески, глины, корал- ловые известняки	Коралловые извест- няки, песчаники Несогласие	Континентальные от- ложения Несогласие	Известняки, песча- ники, базальты, ан- дезиты Несогласие
Миоцен	Песчаники, сланцы, угли (1500 м) Сланцы, песчани- ки, мергели, массив- ные известняки (4500 м)	Песчаники, сланцы лиг- ниты (3000 м) Песчаники, сланцы	Песчаники, сланцы, известняки, конгло- мераты, андезиты, туфы	Массивные песча- ники, сланцы, доле- риты Несогласие Песчаники, известня- ки	Песчаники, граувак- ки, сланцы, туфы Известняки (4000 м)	Песчаники, сланцы, граувакки, известня- ки, лигниты
Олигоцен	Песчаники, сланцы, известняки (1200 м)	Песчаники, сланцы 9009	Песчаники, сланцы, известняки Несогласие Внедрение интрузий (граниты, гранодио- риты)	Внедрение интрузий (нориты, габбро, дио- риты) Несогласие		Внедрение интрузий (диориты, граниты, гранодиориты)
Верхний зоцен	Известняки, сланцы, песчаники Несогласие	Сланцы, мергели, риолиты Несогласие	Сланцы, песчаники, конгломераты Несогласие Внедрение интру- зий (гнейсовидные диориты) Песчаники, извествя- ки, кварциты, филли-	Базальты, спилиты, долериты	Базальты, андезиты, туфы, кремни, яшмы, граувакки, конгло- мераты	Сланцы, граувакки, песчаники, кремни, яшмы
Верхний, средний гоцен	Массивные песчани- ки (1300 м)	Сланцы, граувакки, ба- зальты, туфы		Песчаники, сланцы, кремни, граувакки, известняки		
Средний, нижний эоцен	Песчаники, сланцы (6000 м)	Аргиллиты, филлиты, граувакки		Несогласие		
Нижний эоцен Палеоцен	Сланцы, песчаники, кремни (6000 м)	Аргиллиты, филлиты, граувакки, конгломера- ты	ты	Внедрение интрузий (гнейсовидные диори- ты)		
Верхний мел	Граувакки, филлиты, кремни, спилиты, базальты (3000 м)	Аргиллиты, филлиты, граувакки	Кремни, сланцы, из- вестняки, базальты, спилиты Внедрение интрузий (перидотиты,пироксе- ниты)	Спилиты, базальты, кремни, сланцы, граувакки, известня- ки. Фауна Несогласие	Внедрение интрузий (перидотиты, пиро- ксениты)	Внедрение интрузий (перидотиты, пирон- сениты) Несогласие
Средний мезозой Нижний мезозой Палеозой				Роговообманковые гнейсы, сланцы		Известняки, филли- ты, лавы основного состава
геологическое развитие Филиппин и Индонезии в мезо-кайнозое имело много общего, мы описываем обе эти области совместно. Всеми геологами, изучавшими геологию Саравака и Северного Борнео, подчеркивается продолжение мезо-кайнозойской геосинклинальной зоны Саравака и Северного Борнео в область Филиппинского архипелага.

Для кайнозойской области Калимантана (Саравак, Северное Борнео) отчетливо устанавливается проявление интенсивных складкообразовательных движений в верхнем зоцене (сильно дислоцированные образования верхнего мела — эоцена) и в верхнем миоцене — плиоцене (более слабо дислоцированные отложения олигоцена и нижнего неогена). Некоторые исследователи время проявления главной складчатости в северо-западной части Северного Борнео относят к среднему миоцену на основании углового несогласия, разделяющего сильно дислоцированные образования верхнего мела — нижнего миоцена и слабо дислоцированные отложения верхнего мела — плиоцена (Collenette, 1958; Wilson, 1961). На Филиппинах спльные складкообразовательные движения происходили на границе миоцена и плиоцена.

Ниже приводится описание выделенных структурных ярусов.

1. Нижний структурный ярус, включающий отложения верхнего палеозоя и части мезозоя до нижнего мела включительно, по-видимому, играет существенную роль в строении внутренней зоны Филиппин, которая расположена к западу от вышеупомянутого главного разлома. Эта западная более консолидированная зона охватывает юго-западную часть о. Лусон, острова Миндоро, Панай, Негрос, Себу и большую часть о. Минданао. На небольших площадях, которые не могли быть выделены на нашей мелкомасштабной тектонической карте, здесь выступают метаморфизованные породы фундамента, принадлежащие к нижнему структурному ярусу, и связанные с ними интрузивы.

К складчатому фундаменту, более древнему, чем верхнемеловые отложения, вероятно, относится часть кристаллических сланцев, вскрывающихся в ядрах третичных складчатых хребтов Филиппинского архипелага. На о. Миндоро этот комплекс сложен кристаллическими сланцами, филлитами, известняками и лавами основного состава (Irving, 1952). О присутствии верхнего палеозоя в западной (внутренней) зоне Филиппин говорит недавняя находка верхнекаменноугольных кораллов на о. Миндоро. Они обнаружены в гальке верхнемеловых конгломератов (Easton, Melendres, 1963).

К наиболее древним, охарактеризованным фауной отложениям, известным на Филиппинских островах, относятся юрские породы с аммонитами на о. Миндоро и известняки о. Себу с фауной нижнего мела (Irving, 1952; Teves, 1956; Fitch, 1956; Kobayashi, 1957).

В северо-восточной части Северного Борнео доверхнемеловой фундамент — гнейсы и амфиболиты неизвестного возраста — выступает местами в основании кремнисто-спилитовой формации верхнего мела, которая залегает на нем с несогласием (Wilson, 1961). Можно думать, что все эти породы фундамента Филиппин и Северного Борнео, принадлежащие к нижнему структурному ярусу, претерпели складчатые дислокации в нижнемеловую эпоху или в более ранние периоды.

2. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Рg). В зоне кайнозойской складчатости Индонезии (о. Калимантан) и Филиппин в основу выделения широко распространенного на этой территории среднего структурного яруса (Сг<sub>2</sub>, Рg) положены новые данные по геологии Саравака, Северного Борнео и Филиппин и ревизия старых геологических построений, касающихся тлавным образом так называемой формации Данау (Roe, 1954, 1955, 1956; Fitch, 1955, 1956, 1958; Haile, 1954, 1955, 1957; Collenette, 1958; Kirk, 1957, 1962; Wolfenden, 1960; Wilson, 1961; Durkee, Pederson, 1961; Stephens, 1956). Северное Борнео лежит на продолжении тектонических дуг о. Палаван и архипелага Сулу, связывающих о. Калимантан с Филиппинами. Это находит свое отражение в сходстве геологического строения Северного Борнео и Филиппинских островов.

По последним данным, северные и восточные районы о. Калимантан сложены в основном молодыми мезо-кайнозойскими формациями, которые в значительной части превращены в метаморфические комплексы под действием интенсивных тектонических движений и магматизма. Палеозой, как уже выше отмечалось, развит в северо-западной части острова в зоне мезозойской скланчатости и, по-видимому, слагает центральное ядро о. Калимантан. В основании видимого стратиграфического разреза Саравака и Северного Борнео обычно лежит сильно дислоцированная эвгеосинклинальная кремнисто-спилитовая формация Данау — граувакки, кремни, базальты, спилиты, филлиты и известняки<sup>1</sup>. Она охарактеризована фауной верхнего мела и прорвана интрузиями ультраосновного и основного состава. С ней ассопиируется также сильно дислоцированная терригенная геосинклинальная формация (граувакки, филлиты, песчаники, конгломераты), в которой определены фораминиферы палеопена — среднего и верхнего эоцена. Формация филлитов раньше рассматривалась как наиболее древний комплекс. По новым данным, обе формации (кремнисто-спилитовая и терригенная) составляют группу Раджанг (Roe, 1956). Они имеют наибольшее распространение (см. табл. 1) и огромную мощность (до 16 000 м). Как уже отмечалось, все эти отложения сильно дислоцированы (∠ 60-90°) вплоть до образования изоклинальных складок, причем антиклинали сильно сжаты, а синклинали широкие. Отмечается возрастание степени лислопированности с запада на восток (Kirk, 1957).

Кремнисто-спилитовая формация Калимантана параллелизуется с вулканогенными формациями Филиппин, которые слагают ядра третичных хребтов этих островов. Напрашивается сравнение формации Данау с верхнемеловыми кремнисто-спилитовыми формациями Камчатки. По-видимому, мощные вулканогенно-кремнистые формации такого типа соответствуют ранней стадии развития эвгеосинклиналей.

На Филиппинских островах эвгеосинклинальная вулканогенно-кремнистая формация. состоящая из переслаивания радиоляриевых кремней, граувакк, яшм, известняков, базальтов, туфов и андезитов, слагает антиклинорные структуры о. Лусон (на западе — Центральную Кордильеру, на востоке — хребет Сьерра-Мадре) и развита в ядрах горных хребтов островов Миндоро, Палаван, Панай, Себу, восточного Минданао и т. д. Как и на Северном Борнео, эта эвгеосинклинальная формация имеет большую мощность и принадлежит по возрасту к верхнему мелу и палеогену (до эоцена включительно). На о. Лусон ее возраст обосновывается как нижнетретичный, на о. Минданао, как доэоценовый (Ranneft a. oth., 1960; Durkee, Pederson, 1961). В более ранних работах указывается на неопределенный возраст кристаллического фундамента Филиппин (Irving, 1952). Эта неопределенность в оценке возраста фундамента в известной степени сохраняется и теперь. Так, например, многие плутонические и вулканические породы (диориты, габбро, андезиты), залегающие в фундаменте, аналогичны по своему составу тем интрузиям, которые прорывают осадочные породы эоцена и нижнего миоцена (Ranneft a oth., 1960). Офиолитовая формация — интрузии дунитов, перидотитов и габбро, приуроченные к кремнисто-спилитовой формации, рассматривается как одновременные

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Формация Данау была отнесена Молленграффом к юре, Ваннером — к триасу, Кролем — к нижнему мелу; Зейльманс ван Емиховен относил ее к пермокарбону. Теперь она рассматривается как нижний отдел так называемой группы Раджанг, имеющей возраст от верхнего мела до верхнего зоцена включительно.

с нею; но среди ультраосновных и основных интрузий распространены такие, которые связаны с послеверхнезоценовой складчатостью. Гнейсовидные диориты Северного Борнео, которые раныше считались докембрийскими или верхнепалеозойскими (Reinhard, Wenk, 1951), сейчас отнесены к эоцену (Fitch, 1956, 1958).

Верхнемеловые и палеогеновые образования Филиппин были дислоцированы складкообразовательными движениями конца зоцена, создавшими структуры меридионального и северо-восточного простирания.

3. Верхний структурный ярус (N, Q). Морское осадкообразование в области Филиппинского архипелага продолжалось в течение всего миоцена. С конца миоцена началось отступание моря, достигли максимума излияния лав (андезиты, дациты), а с плиоцена на значительной части территории установился континентальный режим, местами же в глубоких прогибах (Минданао и др.) осадкообразование продолжалось и в плейстоцене (Ranneft a. oth., 1960). Следует отметить, что третичными осадочными породами сложено до 55% площади суши на Филиппинах (Irving, 1952). Так же и на о. Калимантан самыми распространенными являются третичные отложения. Излияния андезитов на Филиппинах происходили в плиоцене и в четвертичное время.

Терригенные формации (переслаивание песчаников, сланцев, граувакк, туфов, известняков и лигнитов), накопившиеся в геосинклинальных трогах Калимантана и Филиппин, достигают огромной мощности. Их мощность в прогибе Северного Борнео (включая Бруней) составляет до 15 000 м; в южном прогибе Калимантана до 6000 м (по Беммелену); на юго-востоке Калимантана до 18 000 м (по Шуппли); в прогибе Кагаян и в Центральной долине о. Лусон до 6000 м; в прогибе Илоило на о. Панай до 5000 м; в прогибе о. Палаван до 2000 м; в прогибе Илоило на о. Панай до 5000 м; в прогибе о. Палаван до 2000 м; в восточной части о. Лейте до 6000 м (Schuppli, 1946; Gozon, 1961; Ranneft a. oth., 1960. Faston, Melendres, 1963).

На о. Минданао (прогиб Агусан — Давао) миоцен залегает несогласно на известняках эоцена, а морские терригенные образования миоцена несогласно покрываются морскими терригенными толщами плио-плейстопена. Все эти образования в той или иной степени дислодированы постмиоценовой или доплейстоценовой орогенией и осложнены сбросами и надвигами. В прогибах островов Лусон и Калимантан наблюдается интенсивная складчатость вплоть до образования изоклинальных складок. Некоторые геологи, изучавшие Северное Борнео, отмечают разницу в степени дислоцированности нижне- и верхнемиоценовых отложений. Сильная складчатость, обычно сопровождающаяся опрокидыванием крыльев складок, характерна для шижнемиоценовых отложений (среднемноценовая складчатость), а умеренная дислоцированность — для образований верхнего миодена (Fitch, 1955; Collenette, 1958; Wilson, 1961). Пологая (до 20°) складчатость континентально-морских толщ неогена отмечается в северном прогибе Калимантана (низовья р. Раджанг) (Wolfenden, 1960). Пологие структуры в миоцене развиты также на островах Палаван и Мин-JODO.

Континентальные образования плиоцена Филиппин, несогласно залегающие на отложениях миоцена, также слабо дислоцированы.

Небольшие дислокации отмечаются в некоторых прогибах (например, в области Бруней на о. Калимантан) и для четвертичного времени. Современная тектоническая активность проявляется в сейсмичности всей рассматриваемой области.

Мезозойские и кайнозойские образования разбиты многочисленными разломами, которые группируются в зоны определенных простираний. Многие разломы являются сдвигами. К их числу относится вышеупомянутый главный разлом Филиппинского архипелага, который рассекает острова Лусон, Масбате, Лейте и восточную часть о. Минданао (Швольман, 1964). Основные направления разломов — северо-восточные на о. Калимантан, меридиональные на о. Лусон — совпадают с простиранием складчатых структур. Северо-восточное направление складчатых структур, характерное для северо-восточного Калимантана и островов Палаван и Сулу, прослеживается и в западной части Филиппинского архипелага, например на о. Негрос.

Одинаковое структурное расположение хребта Крокер (Северное Борнео) и о. Палаван связано, по Фичу, со сдвигами (Fitch, 1956). Хорошо известная зона Филиппинского разлома имеет огромное (до 1200 км) протяжение (Willis, 1937). Эта рифтовая зона Филиппин рассматривается как эшелонная структура, созданная левобоковыми сдвигами (Ranneft a. oth., 1960; Allen, 1962). Сейсмичность Филиппин отчасти связана с этой зоной.

Таким образом, на нашей карте в области кайнозойской складчатости в пределах самого крупного острова Индонезийского архипелага — Калимантана выделяется центральная зона завершенной мезозойской складчатости — центральный массив, в ядре которого, по-видимому, присутствуют палеозойские образования. Они доказаны, например, единичными находками фауны девона и пермокарбона (Беммелен, 1957). Продолжение этой составляет антиклинорий северо-восточного структуры простирания. в ядре которого выходят, по-видимому, также древние комплексы. Ось этого антиклинория, принадлежащего уже к зоне кайнозойской складчатости, проходит в области водораздела в гористой северной половине о. Калимантан. К западу, северу и к востоку от него расположены молодые мезо-кайнозойские прогибы, сложенные интенсивно дислоцированными эвгеосинклинальными формациями верхнего мела — палеогена и геосинклинальными терригенными формациями неогена. Верхний мел и палеоген развиты на крыльях антиклинория, неоген выполняет синклинальные структуры. К югу от центрального массива Калимантана распространены морские терригенные образования юры — верхнего мела и интрузии кислых и ультраосновных пород, слагающие антиклиналь хребта Мератус, Здесь же широко распространены мергелисто-известняковые образования палеогена (Беммелен, 1957). Еще южнее прогиб заполнен терригенными толщами неогенового возраста.

Ниже приводится очень краткое описание выделенных структур и структурных этажей зоны кайнозойской складчатости и для других островов: 1) Зондской дуги (острова Суматра, Ява, Сумбава) с ее продолжением во внутренней дуге Молуккских островов; 2) островов Сумба, Тимор и внешней дуги Молуккских островов; 3) о. Сулавеси, на котором Филиппинская дуга смыкается с внешней дугой Молукк; 4) о. Хальмахера и других островов, связывающих Индонезию со структурами Новой Гвинеи.

В гористой части о. Суматра по всей его длине располагается вытянутый в северо-северо-западном направлении Барисанский антиклинорий, в котором выделяются формации нижнего и среднего структурных ярусов.

К нижнему подъярусу нижнего структурного яруса мы относим распространенные в ядре этого антиклинория в южной части острова древние кристаллические сланцы — мощную толщу терригенно-вулканогенных пород (переслаивание сланцев, туфов, андезитов, известняков). В этой толще содержится фауна карбона и перми. Андезиты относятся, в частности, к верхнепермским отложениям.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J, Cr<sub>1</sub>) представлен здесь, во-первых, глинистыми сланцами, песчаниками (нижний средний триас) и мергелями верхнего триаса. Они обычно залегают согласно на верхнем палеозое. Отсутствие углового несогласия между верхним палеозоем и триасом (на озере Тоба) привело Кломпе к выводу об отсутствии проявлений герцинской складчатости в западной Индонезии (Klompé, 1956a, 1957). Умбгров, напротив, предполагал распространение дислокаций герцинского цикла.

Юрско-нижнемеловой разрез Барисанского антиклинория включает терригенно-карбонатные образования и лавы.

Дотретичный комплекс пород о. Суматра смят в сложные, часто изоклинальные складки, усложненные надвигами. На основании развития интрузий гранитоидов мелового возраста ( $112 \pm 24$  млн. лет) некоторые исследователи относят эту складчатость к среднему мелу. Большая часть гранитных интрузий относится к послетриасовому времени (Katili, 1962).

2. Средний структурный ярус (Pg) объединен на нашей карте с верхним ярусом. Палеоген представлен континентальными и морскими терригенными образованиями (песчаники, кремни, сланцы, известняки с кораллами и глобигеринами). Они залегают несогласно на мезозое. Мощность палеогена достигает 2000 *м* (в центре горной области), вообще же его развитие незначительно.

3. Верхний структурный ярус (N, Q) выполняет кайнозойские прогибы в предгорьях и низменной части о. Суматра. Это мощные (до 8000 м) геосинклинальные вулканогенно-терригенные отложения (с лавами дацитов, андезитов, липаритов) и континентальные угленосные формации. Интенсивность складчатости в отложениях неогена возрастает по мере приближения к зоне антиклинория. Вблизи нее получают развитие структуры типа шарьяжей.

На островах, расположенных к западу от о. Суматра, представлен только верхний структурный ярус. Это сильно дислоцированные (∠ 50—90°) туфогенные отложения (туфы, песчаники) верхнетретичного возраста, иногда очень большой мощности (до 4000 м на о. Ниас). Они рассечены сбросами и надвигами. Простирания осей складок северо-западные.

С угловым несогласием на миоцене залегают слабо дислоцированные плиоценовые образования (углы падения до 5—10° на о. Ниас). Таким образом, основное складкообразование относится здесь к концу миоцена. Общий процесс миграции третичных прогибов и складчатости от оси антиклинория — на север и на юг (в сторону Яванского желоба) хорошо описан Р. ван Беммеленом (Беммелен, 1956, 1957).

Для неогена (в так называемую зондскую орогению) характерно образование узких и глубоких мобильных прогибов, заполнявшихся вулканогенно-терригенными формациями и подвергшихся затем интенсивной складчатости с внедрением интрузий в конце миоцена (запад Суматры, юг Явы, центр Минданао; Klompé, 1957).

На Суматре отмечается широкое развитие разрывных дислокаций, объединяемых в так называемую рифтовую зону. Она протягивается по всей длине острова, образование рифтов относят к третичному времени. В северной и центральной Суматре по сбросовой зоне (на протяжении 550 км) проходит граница третичных и дотретичных образований (Durham, 1940).

На островах Ява и Мадура выделены два структурных яруса — средний и верхний.

1. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg) вскрывается здесь в ядре антиклинория среди мощного покрова более молодых лав (южная часть о. Ява). По оси антиклинория, видимо по зопе разломов, расположены действующие вулканы<sup>1</sup>. Этот ярус представлен вулканогенной формацией известняки, мергели, сланцы, конгломераты с прослоями андезитов и связанными с ними змеевиками и другими основными и ультраосновными породами офиолитовой формации. Такие же отложения мощностью до 3000 м слагают ядра антиклиналей на о. Мадура.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В Индонезии около 400 активных и частично действующих вулканов (Neumann van Padang, 1951; Ritsema, 1956).

2. Верхний структурный ярус (N, Q) включает широко развитые геосинклинальные терригенно-вулканогенные образования неогена большой мощности (до 4000 м).

К среднему миоцену относится внедрение интрузий гранитов, гранодиоритов и начало вулканических излияний, продолжавшихся и в четвертичное время. Лавовыми покровами замаскирована складчатая структура о. Ява.

Зондская дуга от островов Суматра и Ява продолжается в цепь Малых Зондских островов — на острова Сумбава, Флорес и далее во внутреннюю дугу Молуккских островов. Остров Сумба является связующим звеном, которое объединяет Зондскую дугу с дугой, протягивающейся от о. Тимор во внешнюю цепь Молуккских островов. На о. Сумба на терригенных отложениях среднего структурного яруса несогласно залегают известняки неогена, собранные в пологие ( $\angle$  до 10°) складки.

На о. Тимор нижний структурный ярус представлен обоими подъярусами. К нижнему подъярусу (верхний палеозой) относятся кристаллические сланцы (амфиболиты) и охарактеризованные фауной фузулин геосинклинальные терригенно-вулканогенные формации пермского возраста — глинистые сланцы, песчаники, граувакки и известняки, с которыми переслаиваются покровы риолитов, мелафиров и базальтов. Эти отложения слагают антиклинальные структуры острова. По Кломпе, палеозой был интенсивно дислоцирован (с крутыми углами) в эпоху герцинской складчатости (Klompé, 1957). Другие исследователи отмечают, что в западной половине о. Тимор пермские и мезозойские отложения дислоцированы совместно, без значительных несогласий между ними.

Верхний подъярус нижнего структурного яруса охватывает отложения, принадлежащие к триасу, юре и нижнему мелу (известняки, песчаники, глинистые сланцы, кремни).

1. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg). Верхний мел представлен на о. Тимор не широко. Здесь более распространены нижнетретичные отложения — конгломераты и известняки с фауной эоцена. Они интенсивно деформированы и отделены резким угловым несогласием от нижнего миоцена. На этом основании главную фазу складчатости относят к олигоцену.

2. Верхний структурный ярус (N, Q). Слабо дислоцированные терригенные морские образования неогена, главным образом миоцена (туфогенные алевролиты, песчаники мощностью свыше 1600 м), выполняют вытянутую в северо-восточном направлении синклинальную структуру. Плиоценовые и плейстоценовые отложения почти не дислоцированы. Проявления складчатости относят к миоцену (Umbgrove, 1949).

Северо-восточная часть острова является надвиговой зоной с офиолитовыми интрузиями домиоценового возраста. Надвиги возникли в связи с движениями олигоценового времени (Grunau, 1953).

Дугообразная цепь островов протягивается далее от о. Тимор через острова Селатан — Тимур (Танимбар) во внешнюю зону южных Молуккских островов, к которой относятся острова Серам (Церам) и Буру. На обоих этих островах выступают древние комплексы отложений.

1. Нижний подъярус нижнего структурного яруса (Pz<sub>3</sub>) на о. Серам вскрывается в ядрах антиклинальных складок. Он представлен филлитами верхнепалеозойского возраста. Отмечается проявление герцинской складчатости.

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J) здесь представлен флишем с прослоями вулканических пород.

3. Средний структурный ярус о. Серам состоит из отложений верхнемелового и нижнетретичного (эоцен) возраста, которые несогласно залегают на юре. Они образуют непрерывный разрез и представлены известняками и глинистыми сланцами с фауной глобигерин. Имеются интрузии ультраосновных пород и гранитов. 4. Верхний структурный ярус (N,Q) представлен плиоценом и четвертичными отложениями. Плиоплейстоценовые образования слабо дислоцированы (∠ до 25°).

Складчатая структура о. Серам, как и структура о. Тимор, характеризуется развитием покровов (надвиги перемещались с юга на север). Главная фаза орогенических движений относится к миоцену (Klompé, 1956б).

Остров Сулавеси (Целебес) является одной из самых своеобразных и загадочных структур земного шара. Его западная часть и северная ветвь (п-в Минахаса), как подчеркивает Дж. Умбпров, сильно отличаются от центральной и восточной частей острова (Умбгров, 1952). В западной части имеют распространение главным образом третичные и верхнемезозойские отложения, прорванные гранитами, которые нередко превращены в гнейсы. Во многих местах известны шелочные поролы, содержащие нефелин и лейцит. Вся эта зона в структурном отношении представляет собой антиклинорий (местами — два антиклинория) меридионального, а на севере — широтного простирания. Складчатые горные цепи западного Сулавеси связывают структуры южной части Филиппин с зоной Зондской дуги. Современное геоантиклинальное поднятие прослеживается от южного конца о. Минданао через цепь вулканических о-вов Сангихе к северному концу о. Сулавеси. На юге меридиональные структуры западной зоны Сулавеси переходят с таким же простиранием на о. Салаяр: здесь, по мере приближения в Зондской дуге, складчатость затухает. Общая длина изогнутой геоантиклинальной зоны о-вов Сангихе, Сулавеси и Салаяр достигает 2000 км.

Западная зона о. Сулавеси отделяется от восточной грабеном Посо, который представляет собой депрессию, соединяющую впадины заливов Томини и Бони. Грабен отделен от западной зоны Сулавеси милонитовой зоной и принадлежит по своему строению (большое распространение древних докембрийских или палеозойских метаморфических комплексов) к восточной зоне.

В восточной зоне превние комплексы получают гораздо более широкое распространение, чем на западе. Возможно, как думает Кломпе, они представляют собой остатки герцинского складчатого сооружения. Наряду с древними, здесь присутствуют и молодые отложения верхнемелового и третичного возраста. Отличительной особенностью этой зоны является очень широкое развитие ультраосновных пород - перидотитов, змеевиков и пр. Некоторые массивы достигают 200 км в длину. В этом отношении имеется интересная аналогия с центральной частью о. Хальмахеры. Но, по мнению Умбгрова, геологическая история восточной зоны о. Сулавеси находит себе аналогию в истории развития внешней дуги Молуккских островов (острова Буру, Серам, Танимбар), которая продолжается на о. Тимор. Всю эту зону он объединяет как геосинклиналь Тимора и восточного Сулавеси, просуществовавшую до конца мела. Лишь восточная окраина о. Сулавеси вместе с примыкающими к ней островами Сула (о. Талиабу и др.) и Оби может рассматриваться, по Умбгрову, как область герцинской складчатости, подвергавшаяся денудации в течение триаса и начала юры, а затем вновь испытавшая погружение под уровень моря.

Включая весь о. Сулавеси в область кайнозойской складчатости, мы выделяем на его территории значительные площади, на которых распространены породы нижнего структурного яруса. Нижний подъярус этого яруса — палеозой представлен метаморфическими сланцами невыясненного возраста. Они слагают главным образом ядра антиклинальных структур острова.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса ( $T_3$ ,  $J_{1-3}$ ) представлен геосинклинальными терригенными образованиями; в юре развиты преимущественно известняки. Эти мезозойские отложения достигают большой мощности (до 3000 *м*) на восточном полуострове Целебеса. 2. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg) представлен известняками, глинистыми сланцами, туфами и граувакками. В северной части Сулавеси палеоген отсутствует. В юго-западной части центрального Сулавеси установлено согласное залегание верхнего мела и эоцена, а на восточном и южном полуостровах — угловое несогласие между мелом и эоценом.

3. Верхний структурный ярус (N, Q) залегает несогласно на отложениях среднего яруса. Неоген представлен главным образом морскими известняками. Угловое несогласие наблюдается также и в основании плиоцена, который в восточном Сулавеси сложен молассовыми формациями. Внедрение основных интрузий относится к третичному времени. На северо-востоке северного полуострова имеется ряд современных вулканов.

Острова Миссол (Мисол), Оби и Хальмахера представляют собой те звенья сложной структуры Индонезии, которые связывают ее со структурами Новой Гвинеи.

На о. Хальмахера мезозойский разрез начинается с глинистых сланцев юры. Широко развит средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg). Он представлен туфогенными песчаниками, кремнями, известняками и андезитами. Они залегают на кристаллическом фундаменте (гнейсы, сланцы). Известны интрузии габбро и ультраосновных пород. Мезозойские и третичные образования сильно дислоцированы (Klompé, 1956б).

На о. Мисоол верхний подъярус нижнего структурного яруса (Т, J, Cr<sub>1</sub>) представлен геосинклинальным терригенным комплексом, сходным по характеру разреза с отложениями о. Серам. В строении же среднего структурного яруса наблюдаются отличия. Верхний мел и палеоген представлены здесь прибрежно-морскими образованиями, тогда как на Сераме — более глубоководными. Верхний структурный ярус о. Мисоол сложен известняками и мергелями мощностью до 2000 м. Все отложения слабо дислоцированы; интенсивная складчатость характерна только для отложений триаса.

Кломпе предполагает, что древние комплексы островов Серам и Буру во внешней дуге Молуккских островов и такие же по возрасту породы «шпоры островов Сулу», ответвляющейся от средней части о. Сулавеси, представляют собой части некогда единого целого — складчатых сооружений, создашных герцинским орогенезом (Klompé, 1956б). Такие же комплексы появляются и восточнее — в Западном Ириане (о. Новая Гвинея).

## КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕКТОНИКИ ЗОНЫ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ О. НОВАЯ ГВИНЕЯ

Для составления схематической тектонической карты о. Новая Гвинея использованы немногочисленные статьи последних лет по геологии различных районов острова. Надо отметить условность выделения отдельных структур в связи с отсутствием сводной геологической карты острова. Геологическая изученность острова неравномерная. Лучше всего изучен район Папуа, слабо — запад острова (Западный Ириан). Наряду с основными работами по геологии острова, принадлежащими Броуэру, ван Беммелену и другим (Brouwer, 1925; Bemmelen, 1949; McMillan, 1960; Hill, 1961; Rade, 1954), сведения по стратиграфии отдельных районов можно почерпнуть у Глэсснера и ряда других исследователей (Carey, 1944; Glaessner, 1943, 1949, 1950; Glaessner a. oth., 1950; Heim, 1953; David, 1950; Osborne, 1944; Stanley, 1958; Rickwood, 1955; Valk, 1962; Dun, 1962; Taylor, 1956).

В структуре острова выделяется Центральный актиклинорий. К северу от него почти по всей длине острова протягивается мезо-кайнозойский прогиб Северный (по рекам Сепик, Маркем, впадинам Бевани, Маданг), а к югу — прогиб Южный (в бассейне рек Дигул, Флай), часто называемый «геосинклиналью Папуа». Его южная часть рассматривается как Ново-Гвинейский краевой прогиб. Самая южная низменная часть о. Новая Гвинея, которая характеризуется неглубоким залеганием кристаллического фундамента, принадлежит к Австралийской платформе.

В Центральном антиклинории имеет наибольшее распространение нижний структурный ярус (Pz<sub>3</sub>) зоны кайнозойской складчатости. Антиклинорий протягивается почти на всю длину острова в его средней возвышенной части (по главному хребту и хребту Оуэн-Стэнли) в северо-западшом и широтном направлениях. Существует и другая трактовка этой структуры, а именно, что горный хребет острова не является собственно складчатым сооружением, а представляет собой огромный блок, надвинутый с севера на южную зону. Предполагается, что надвиг сопровождался сдвигом северной части блока к востоку по отношению к южной части (Vening-Meinesz, 1961).

На востоке структура Центрального антиклинория продолжается в хребте Бисмарка, ограниченном с севера и юга зонами разломов (McMillan, 1960).

В ядре антиклинория вскрывается древний фундамент (кристаллические сланцы, гнейсы, филлиты, зеленые сланцы, граниты). Он несогласно перекрыт сильно дислоцированными геосинклинальными известняковотерригенными формациями фаунистически охарактеризованного палеозоя (табл. 2). Наиболее распространен верхний палеозой. Возраст древних немых толщ датируется иногда как допермский (McMillan, 1960).

Палеозойские образования слагают небольшие антиклинальные структуры на северном побережье о. Новая Гвинея. На п-ове Вогелкоп, которым о. Новая Гвинея заканчивается на северо-западе, палеозой представлен филлитами, кварцитами с фауной нижнего силура и песчано-глинистой свитой пермокарбона мощностью до 2400 м (Виссер, Клейбер, 1961).

На юго-востоке (хребет Оуэн-Стэнли) ядро актиклинория сложено круто дислоцированными кристаллическими сланцами и глинистыми сланцами (Reed F., 1949).

В мезо-кайнозойских прогибах имеют распространение комплексы, относимые нами к верхней части нижнего структурного яруса  $(J - Cr_1)$ , к среднему и верхнему ярусам.

1. Верхний подъярус (J<sub>3</sub>, Cr<sub>1</sub>) нижнего структурного яруса представлен мощными (свыше 3600 м) толщами верхнеюрских — нижнемеловых геосинклинальных образований. Это терригенные и терригенно-вулканогенные формации (с прослоями порфиритов, диабазов и туфов), залегающие с резким несогласием на палеозое. В южном прогибе (бассейн р. Флай) бурением установлено трансгрессивное налегание верхней юры на граниты каменноугольного возраста (на глубине 2000—3000 м). Мезозойские образования широко развиты в прогибах на юге и западе острова, на севере же (Северный прогиб) их развитие ограничивается отдельными выступами нижнемеловых известняков среди миоценовых отложений (Осборн, 1959).

Имеется указание, что геосинклинальное осадконакопление, охватывавшее юг острова, прослеживалось к северу до 6° ю. ш. и 144° в. д., где у г. Чимбу к юго-западу от палеозойского массива хребта Бисмарка мощность мезозоя (от верхней юры до сеномана) достигает 6800 м. В этом разрезе на долю верхней юры падает 1370 м. (Hill, 1961). В верховьях р. Флай мощность мезозоя оценивается в 2300 м.

2. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg) представлен геосинклинальной дислоцированной терригенно-известняковой формацией верхнего мела — палеогена с преимущественным развитием известняков в палеогене. В западной части южного синклинория разрез палеогена маломощный (360 м), а к востоку, в районе порта Морсби, мощность его увеличивается (до 1500 м). Взаимоотношения верхнего мела с нижним мелом не везде ясны, но на севере острова установлено несогласное налегание конгломератов

# Схема сопоставления стратиграфических разрезов

(по данным: Беммелен, 1957; Осборн, 1959; Hill, 1961; McMillan, Malone,

1	Южный			
геоло- гиче- ский возраст	Бассейн р. Дигул	Папуа	Северный прогиб (бассейн Маданг — Бевани)	
Чет- вертич- ные	Андезитовые туфы, агломе- раты	Туфы, агломераты, лавы	Туфы, лавы	
Плиоцен	Угленосные отложения. Мор- ские — мергели, брекчии, известняки	Угленосные отложения. Морские — песчаники, кон- гломераты (2400 м)	Угленосные отложения, контломераты. Морские — аргиллиты, пес- чаники (3600—5200 м)	
Верхний миоцен	Базальты, андезиты. Внед- рение интрузий (кварцевые диориты, габбро, гранодио- риты, граниты) Несогласие	Аргиллиты, песчаники (2400 м)	Глобигериновые мергели, известняки с прослоями лав (300—1200 м). Туфы, агло- мераты, лавы с прослоями известняков, граувакк, ар-	
Н ижний миоцен	Переслаивание кварцитов, мергелей, угольных пластов, известняков. Фауна	Граувакки, аргиллиты, ту- фы, лавы, известняки (6000 м) Несогласие	ГИЛЛИТОВ (4800 м) Несогласие	
Олигоцен, воцен, па- леоцен	Известняки с прослоями мер- гелей, сланцев, песчани- ков. Фауна, Известняки, гра- велиты, сланцы. Фауна	Туфы, агломераты, извест- няки, кремнистые сланцы, мергели (360—1500 м); фау- на — мшанки, форамини- феры	Известняки	
Верхний мел		Мергели с фораминиферами, гливистые сланцы, граувак- ки, туфогенные аргиллиты, редко туфы (3600 м)		
Нелниц		Туфы, вулканические брек- чии, граувакки, порфириты, алевролиты, песчаники, гли- нистые сланцы, конгломе- раты (1800 м)		
Юра		Глинистые сланцы с просло- ями коралловых известня- ков, аркозовые песчаники, конгломераты с галькой гранита (300—1800 м) Несогласие		
⊈ Пермь				
Карбон		Граниты		
Девон				
Силур				
Ордо- вик, Кемб- рий			Несогласие	
докем- брий			Гнейсы, граниты	

различных районов о. Новая Гвинея

1960; Reed F., 1949; Stanley, 1958; Taylor, 1956; Thompson, 1956, и др.)

Центральный	Центральный антиклинорий			
Снежные горы. Цент- ральный хребет	Хребет Бисмарка	Прогиб к югу от хребта Бисмарка	Прогиоы севера и запада Новой Гвинеи	
		Риолиты, конгломе- раты, галечники		
		Андезиты, туфы, аг- ломераты. Базальты. Внедрение интрузий (граниты, гранодио- риты, диориты). Несо- гласие	Лигниты, глинистые сланцы, алевролиты, илы, глобитерино- вые песчаники (5000 м)	
		Конгломераты, туфы, порфиры, песчаники, известники, сланцы, грауракки, кремни, конгломераты (3000 м) Несогласие	Иавестняки, мергели, глинистые сланцы. Фауна	
Известняки с просло- ями песчаников. Фауна – кораллы, фораминиферы	Сланцы, известняки, лесчаники (900 м)		Внедрение интрузий (граниты). Извест- няки с фаувой, гли- нистые сланцы, пес- чаники. Конгломе- раты с галькой вул-	
	Сланцы, известняки (300 м) Фауна маастрикта Несогласие		канических пород Несогласие	
			Глинистые сланцы, алевролиты, кремни- стые сланцы, песча- ники, внизу прослом порфиритов, диаба-	
Глинистые сланцы. Кремнистые сланцы, песчаники, известня- ки, филлитовые слан- цы, контломераты. Фауна-белемниты, иноцерамы			зов, порфиров. Фау- на аммониты, бе- лемниты	
Несогласие			Несогласие	
Известняки, мерге- листые песчаники. Фауна — мпанки, кораллы, брахиопо- лы	Известняки. Конгло- мераты с галькой гра- нитов Размыв	Фундамент — Пале- озойские отложения	Филлиты, кварцито- вые глинистые слан- цы, кристаллические сланцы	
Песчаники, глинис- тые сланцы с флорой. Черные сланцы с брахиоподами	Внедрение интрузий (граниты, гранодио- риты, габбро, ульт- рассновные породы)			
Песчаники, сланцы, известняки с фауной	Андалузитовые слан- цы, филлиты, грау- вакки, известняки			
Известняки с фауной	ллорито-актинолито- вые сланцы, муско- витовые сланцы, кварциты, гранито- гнейсы			
Несогласие				
Граниты, кристалли- ческие сланцы				

верхнемелового возраста на юрско-нижнемеловые толщи, а на южных склонах хребта Бисмарка — на палеозойские породы. Залегание верхнего мела и палеогена согласное, но в южном синклинории (бассейн р. Эрава) установлено локальное несогласие до 15°. Предполагалось, что меловой трансгрессией был охвачен весь остров (Reed, 1949), но, по последним данным, на юге острова (между 142—146° в. д. и 7—9° ю. ш.) на палеогеографических схемах рисуется поднятие и смещение геосинклинального прогиба к востоку. Та же картина, но с более общирной площадью поднятия характерна и для палеогена (Hill, 1961).

Следует упомянуть о распространении ультраосновных интрузий верхнемезозойского или раннетретичного возраста на юго-востоке острова (хребет Оуэн-Стэнли: Thompson, 1956).

3. Верхний структурный ярус (N, Q). Мощные геосинклинальные, сильно дислоцированные терригенные и известняково-вулканогенные формации неогена выполняют синклинальные структуры острова. В южном прогибе наиболее мощный (до 6500 м) разрез неогена приурочен к восточной части (так называемой «геосинклинали Папуа»). В Северном прогибе мощность разреза неогена достигает 10 500 м. В верхах плиоцена морские условия сменяются континентальными (угленосными). В строении третичного разреза значительную роль играют граувакки, известняки и лавы; иногда весь разрез плиоцен-четвертичного возраста представлен лавами (базальты, андезиты, риолиты). На юго-востоке острова широко развиты четвертичные вулканические породы (андезиты, трахиты, риолиты). Некоторые из вулканов активны и лежат на зонах разломов. В западной части острова активных вулканов нет.

Неогеновая толща залегает несогласно на разных горизонтах палеогена, мела, палеозоя, а на западе острова и в восточной его части (Северный прогиб) — на кристаллическом фундаменте (Осборн, 1959).

В отношении Северного прогиба высказывается предположение о продолжении его через залив Юон во впадину Бугенвиль (Rade, 1954).

Весь комплекс геосинклинальных отложений (от палеозоя до плиоцена), как отмечается всеми исследователями, интенсивно дислоцирован, с углами падений от 45 до 80°, иногда отмечается опрокидывание крыльев складок. Простирание осей складок северо-запад — запад-северо-запад. По этому же главному структурному направлению следует большинство и зон разрывных нарушений, рифтовые долины (например, р. Раму — р. Маркем). Кроме того, отмечаются сбросы северо-восточного простирания, секущие общую структуру под прямым углом (McMillan a. oth., 1960). Весьма характерна для этой молодой области современная активность некоторых сбросов, выражающаяся в смещении аллювиальных конусов. О проявлении новейших тектонических движений свидетельствуют и землетрясения на севере Новой Гвинеи вдоль хребта Финистерре (Rade, 1954).

Для Южного прогиба, главным образом для его восточной части (так называемой «геосинклинали Папуа»), характерна интенсивная, осложненная надвигами складчатость третичных отложений. По мере продвижения к западу складчатость затухает, и на юго-западе (ближе к Австралийской платформе) развиты пологие складки. По-видимому, эту геосинклиналь в значительной части можно рассматривать как краевой прогиб<sup>1</sup>. Юго-западная часть прогиба с сокращенным мезо-кайнозойским разрезом (мощность мезозоя 1200 м, эоцен-олигоцена — 180 м, неогена — 1500 м) составляет уже переход к той части Австралийской платформы, которая лежит за пределами подвижного пояса.

В Северном прогибе (к югу от гор Циклоп) наблюдается опрокидывание третичных складок к северу, в то время как на юге и в центре остро-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На карте граница прогиба показана условно.

ва — опрокидывание складок к югу. На западе и северо-западе острова (нефтеносный бассейн Вогелкоп) третичные отложения смяты в пологие складки.

Складкообразование и проявление магматизма (гипабиссальные интрузии гранодиоритов, диоритов, габбро) относятся к верхнетретичному времени (конец миоцена). Базальты и андезиты плиоценового возраста залегают несогласно на образованиях миоцена к югу от хребта Бисмарка. С другой стороны, дислоцированность плиоценовых образований на юге острова говорит о проявлении деформации и в конце плиоцена (Hill, 1961). О проявлении более древних фаз складчатости мало данных, но несогласие, повсюду фиксируемое между верхнепалеозойскими формациями и юрой, по мнению Кломпе, определенно указывает на распространение герцинской складчатости на юге Новой Гвинеи, так же как и на островах Ару и Серам, рассмотренных на стр. 188 (Klompé, 1957).

У западного окончания Новой Гвинеи расположена группа небольших островов (из них наиболее крупный о. Вайгео), составляющая архипелаг Радья-Ампат. Эдесь развита спилито-кератофировая формация, сопровождаемая ультраосновными интрузиями (северная и западная части о. Вайгео). Наиболее широко представлены эвгеосинклинальные сильно дислоцированные образования олиго-миоцена, которые сложены граувакками, кремнями, туфами, андезитами, брекчиями. На них с несогласием залегают морские известняки и мергели миоцен-плиоцена, слагающие прибрежные зоны (Wegen, 1963).

# Глава VI

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАССЕЙНОВ И ОСТРОВОВ МЕЛАНЕЗИИ, НОВОЙ КАЛЕДОНИИ, НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ И ТАСМАНОВА МОРЯ

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Юго-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса, расположенная между докембрийской платформой Австралии и впадиной Тихого океана, охватывает огромное пространство — до 3000 км в ширину и имеет почти такое же сложное строение, как и те части Тихоокеанского пояса, которые примыкают к берегам Азии. Расшифровка его тектоники здесь еще более затруднена, так как площадь суши, доступной непосредственному изучению, еще меньше по сравнению с площадью моря. При анализе тектоники этой области можно опираться на геологические данные по территории Новой Гвинеи, островов Меланезии [1) архипелаг Бисмарка — острова Новая Британия, Новая Ирландия и др., 2) Соломоновы острова, 3) о-ва Новые Гебриды, 4) о. Новая Каледония, 5) о-ва Фиджи] и Новой Зеландии, а также на различные особенности рельефа морского дна, сейсмичность и немногочисленные сейсмологические данные о строении и толщине земной коры (Вуд и др., 1963; Удинцев, 1960 а, 6; Живаго, 1961; Рейтт и др., 1957; Heezen, 1963; Brodie, Hatherton, 1958).

Гравиметрические наблюдения показали, что пониженные значения аномалий Буге (менее + 100 мгл), которые могут указывать на значительную толщину и материковый тип строения земной коры, наблюдаются на всей территории Новой Зеландии (местами снижаясь до отрицательных значений — 160 мгл), в осевой части о. Новая Каледония, в центральной части о-вов Фиджи и на поднятии Лорд-Хау, где глубина составляет 770—1500 м (Crenn, 1953; Robertson, Reilly, 1958; Crust of the Pacific Basin, 1962).

Во всех глубоких впадинах, дно которых лежит на 3000—5000 м ниже уровня моря (Южно-Фиджийское, Тасманово и Коралловое моря), так же как и в желобах, высокие положительные значения аномалий Еуге и данные по дисперсии поверхностных сейсмических волн указывают на типично океаническое строение земной коры. Так, например, в Тасмановом море по дисперсии волн мощность коры оценивается в 8—10 км (Officer, 1955). Таким же методом мощность коры под поднятием, которое тянется от северо-восточного конца Новой Зеландии через о-ва Кермадек, к о-вам Тонга, определена в 20—30 км, под поднятием Лорд-Хау — в 20 км, под платформой Кораллового моря — около 15 км (Standard, 1961). В Новой Зеландии по распространению волн от землетрясений толщина коры определена в 20—30 км (Officer, 1955), по сейсмозондированию около г. Веллингтона — в 20 км; в том числе около 10 км составляет так называемый базальтовый слой и столько же — гранитный и осадочный слок вместе (Eiby, 1959).

В тех зонах, где группируются цепи вулканических островов и глубокие океанические желоба, сосредоточена наиболее напряженная сейсмичность с большим количеством глубокофокусных землетрясений, которые прослеживаются до глубины 700 км. Здесь же наблюдаются резкие нарушения изостатического равновесия. Так, по В. Хейсканену, положительные изостатические аномалии над плато островов Тонга близки к + 200 мгл, а отрицательные аномалии над келобом Тонга — к — 200 мгл. Перепад аномалий на 430 мгл происходит на расстоянии менее 200 км; это исключительно высокий градиент изменения силы тяжести. П. Маршалл (Marshall, 1911), Г. Хесс и Дж. Максвелл (фиг. 43; Hess, Maxwell, 1953), Л. Чебб (Chubb, 1934, 1957) и Г. Штилле (Stille, 1960) пытались объединить и рассмотреть имеющийся материал, наметив общие схемы тектоники юго-западной части Тихого океана. Новейшие геофизические и батиметрические данные позволяют продвинуться немного дальше, но и сейчас любая схема тектоники этого района остается гипотетической.

По нашим представлениям, в структуре этой области следует различать три зоны, в основных чертах намеченные Г. Хессом. Первая, или в нутренняя, зона, примыкающая с востока к Австралийской платформе, в значительной части состоит из остатков древних, вероятно главным образом герцинских или раннемезозойских складчатых сооружений, составлявших продолжение герцинид или ранних мезозоид восточной Австралии и Тасмании. Они отделены друг от друга глубокими впадинами, которые возникли значительно позже. Эти древние комплексы выходят на поверхность суши, кроме Австралии и Тасмании, только по западному и южному берегам Новой Зеландии и на о. Стюарт к югу от нее. Докембрийский (частью герцинский) фундамент, который выступает на поверхность на п-ове Кейп-Йорк и на северном берегу Торресова пролива и образует фундамент краевого прогиба, окаймляющего с юга высокие складчатые горы Новой Гвинеи, также составляет продолжение древнего фундамента внутренней зоны.

По всему юго-восточному берегу Австралии, от г. Брисбен до г. Орбост (к востоку от Мельбурна) складчатые сооружения палеозойского и раннемезозойского возраста, составляющие Австралийские Альпы и южную часть Большого Водораздельного хребта, срезаны береговой линией и линией материкового склона под углом от 40 до 90°к их простиранию. Шельф здесь практически отсутствует и изобата 200 м проходит на расстоянии 15-60 км, а изобата 2000 м — на расстоянии 30-70 км от берега. Меридиональное (к востоку от Мельбурна) и северо-западное (к северу от г. Сидней) простирания складок палеозойских отложений отчетливо сохраняются на материке на расстоянии 500—1000 км от берега. Экстраполируя это выдержанное простирание на юго-восток, вряд ли можно сомневаться, что складки продолжались далеко к югу и юго-востоку и были затем обрезаны сбросом, который совпадает с современной линией материкового склона. Это особенно ясно в тех районах, где складчатость срезана береговой линией и крутым материковым склоном почти под прямым углом к простиранию. Так, например, между г. Орбост и мысом Хау меридионально ориентированные складчатые толщи ордовика и пояс гранитных батолитов такого же простирания обрезаны крутым материковым склоном широтного направления. В районе угольных месторождений Ньюкасл к северу от г. Сидней (30-34° ю. п.) складки девонских, каменноугольных и пермских отложений, тянущиеся на юго-восток, тоже пересечены материковым склоном под углом 70-80° к их простиранию. Материковый склон очень крут — на расстоянии 80 км он опускается с 200 м до глубины 5900 м. Герцинские комплексы южной оконечности Новой



Фиг. 44. Профили через Тасманово море и поднятие Лорд-Хау; отношениеугоризонтального и вертикального масштабов около 1:17, по Стандарду (Standard, 1961). Звездочкой отмечен пункт соединения левой и правой частей первого профиля

5000—5604 *м* в центральных частях, до 5994 *м* у берегов Австралии) и, возможно, Новокаледонская котловина (4000 *м*). По аналотии с такими окраинными морями, как Японское и Южно-Китайское, и на основании обрубленности складчатых структур юго-восточной Австралии, мы рассматриваем эти впадины как результат растяжения и разрыва коры, происходившего в верхнем мезозое и кайнозое. С. Кэри (Continental drift, 1958) и П. Н. Кропоткиным были выполнены контрольные реконструкции. Они показали, что контур западного склона поднятия Лорд-Хау обаруживает высокую степень соответствия с контурами восточных границ Австралийского материка, если считать, что поднятие Лорд-Хау и Новая Зеландия переместились на юго-восток от Австралии. Как уже говорилось, такое направление движения в юго-западной части Тихого океана предполагается почти во всех тектонических схемах (Г. Штилле, Э. Краус, Г. Хесс, С. Кэри и др.).

К востоку от вышеописанной внутренней зоны выделяется в торая, или средняя, зона — область, в которой отчетливо проявилась верхнеюрская и нижнемеловая складчатость, сильно переработанная позднейшими движениями. Эта зона приблизительно совпадает с поясом верхнеюрского тектогена Г. Хесса и включает в себя складчатые сооружения Новой Гвинеи, Новой Каледонии (с ее подводным продолжением до о. Норфолк включительно) и Новой Зеландии, за исключением ее более древних юго-западных окраин, о которых было сказано выше, и более молодой зоны, протягивающейся по восточному побережью Северного острова. Возможно, все эти звенья средней зоны были в мезозое расположены ближе друг к другу и составляли непрерывный складчатый пояс. Более подробное описание геологического строения Новой Каледонии и Новой Зеландии приводится в следующих разделах главы.

Третью, внешнюю, или Меланезийско-Кермадекскую, зону составляет пояс наиболее молодой складчатости, неоген-четвертичного вулканизма, высокой сейсмичности и резких нарушений изостазии. Он окаймлен с юго-запада и востока почти непрерывными рядами глубоких впадин и желобов. Юго-западный ряд составляют: 1) котловина между Новой Гвинеей и Соломоновыми островами и желоб Бугенвиль (глубина 9140 м), примыкающий к островам Новая Британия и Бугенвиль; 2) котловина восточной части Кораллового моря и два желоба (глубина до 7316 м и 9150 м), примыкающие к Соломоновым островам и Новым Гебридам; 3) Южно-Фиджийская котловина (между о-вами Фиджи и Новой Зеландией).

С севера и востока такой же ряд составляют Западно-Меланезийский желоб (5476 м) и желоб Витязя (глубина 5706 м в западной части, 6150 м — в восточной), впадины на сейсмичном участке около о. Увеа, желоба Тонга (глубина 10024 м) и Кермадек (9996 м) и их южное продолжение — желоб Хикуранги.

К желобам примыкают два ряда геоантиклинальных поднятий, расположенные ближе к оси Меланезийско-Кермадекской зоны. а в осевой ее части тянется ряд менее глубоких котловин, усеянных вулканическими вершинами. Два ряда геоантиклиналей местами сливаются в один. Южный ряд геоантиклиналей составляют о. Новая Британия, южная гряда Соломоновых островов, Новые Гебриды, подводный хребет Хантер, о-ва Филжи и подводный хребет Колвил-Лау, на котором расположены рифы Минерва. Северный ряд образуют острова Западные, Манус и Новая Ирландия в архипелаге Бисмарка, северная гряда Соломоновых островов, о-ва Увеа (Уоллис), которые замечательны тем, что вблизи них сосредоточена группа очагов неглубоких и промежуточных (с глубиной очагов до 300 км) землетрясений, о-ва Хорн и подводный хребет островов Тонга и Кермадек. Этот ряд продолжается в альпийские структуры восточного побережья Новой Зеландии. Этот огромный подводный хребет тянется прямолинейно на 2500 км и возвышается на 10 км над соседним желобом. Котловины, расположенные у оси внешней зоны (Ново-Гвинейское море, Северо-Фиджийская котловина, впадина между хребтами Колвил-Лау и Тонга-Кермадек, расширяющаяся к северу), имеют глубину 2500-3500 м. редко до 4000 м.

Таким образом, на огромном протяжении — около 6000 км — сохраняется принципиальный план зонального строения внешней зоны. Ее замечательной особенностью являются зоны глубокофокусных землетрясений, которые круто погружаются к оси зоны на север от желоба Бугенвиль, на северо-восток от желоба, примыкающего с юго-запада к Соломоновым островам и Новым Гебридам (Gèze, 1963), на запад от желоба Тонга — Кермадек. В двух из перечисленных трех сейсмичных зон наклон глубинной зоны скалывания необычен — направлен в сторону Тихого океана, а не наоборот. В сейсмичной зоне Тонга — Кермадек направление наклона обычное — от Тихого океана к его материковому обрамлению. Наклон здесь меньше — около 58—60°.

Используя различные методы, Дж. Ходжсон (Continental drift, 1962), Ленсен (Lensen, 1960) и Л. М. Балакина (Балакина, 1962) пытались определить ориентировку напряжений в очагах землетрясений (фиг. 45). Результаты оказались близкими. Они указывают на сжатие вкрест простирания структур Новой Зеландии (где это подтверждается также изучением новейших сдвигов по разломам и ориентировки трещин и разломов) и системы Тонга—Кермадек. В северной части внешней зоны ориентировка напряжений, как и ориентировка структур, изменяется почти на 90°; большое значение, по-видимому, приобретает сдвиговая компонента смещений.

Нетрудно заметить, что внешняя зона, окаймленная с двух сторон рядами впадин и желобов, в своем основном плане расположения структур сжатия и растяжения напоминает знакомые нам подвижные внешние зоны других частей Тихоокеанского пояса. Как и в предыдущих случаях, ее можно рассматривать, например, как зону, в которой сближаются и опускаются вниз нисходящие подкоровые течения; но это движение происходит, по-видимому, в комбинации с общим перемещением масс в сторону Тихого океана. В рассматриваемой части Тихого океана пояс впадин растяжения, расположенный на юго-западной стороне этой активной зоны, оказывается гораздо более широким, чем аналогичный пояс у берегов



Фиг. 45. Ориентировка напряжений в земной коре в Новой Зеландии в позднечетвертичную и современную эпохи, установленная на основании изучения трещин, разломов и сдвигов, по Ленсену (Lensen, 1960)

1 — направления PHS, т. е. главного горизонтального напряжения сжатия; 2 — современные разломы; 3 — сдвиги по часовой стрелке (правосторонние); 4 — сдвиги против часовой стрелки (левосторонние)

Азии. У берегов Азии внутренний пояс депрессий включает в себя тыловые прогибы (Западно-Камчатский, Сахалинский, Предтайваньский) и впадины окраинных морей — Берингова, Охотского, Японского, Южно-Китайского. В юго-западной части Тихого океана такой же пояс включает в себя не только впадины Бугенвиль, Южно-Фиджийскую и другие, но и связанные с ними впадины внутренней зоны в Коралловом и Тасмановом морях (Новокаледонская и Тасманова котловины).

Молодые структуры внешней зоны, постепенно суживаясь, прослеживаются на юг по восточному побережью Новой Зеландии (хребет Раукумара, береговые хребты Северного острова, вулкан мыса Банкс) и желобу Хикуранги, отделяющему Новую Зеландию от подводного Новозеландского плато. В конце концов онп, по-видимому, перерождаются в узкую грабенообразную, местами, может быть, слегка дислоцированную структуру, которая протягивается между палеозойским массивом Южного острова, о. Стюарт и о-вов Те-Снэрс, с одной стороны, и южной частью Новозеландского подводного плато, с островами Окленд и Кэмпбелл, с другой.

Далее, через геоантиклинали о. Макуори и о-вов Баллени молодая складчатая зона Тихоокеанского пояса в сильно редуцированном виде прослеживается до берегов Антарктиды. В районе о. Макуори между 50 и 60° ю. ш. геоантиклинали, выраженные в рельефе, образуют слабо изогнутую дугу. Она обращена выпуклой стороной на запад. С западной стороны перед фронтом дуги располагаются небольшие желоба с глубиной до 5851 м. Таким образом, морфология структур указывает здесь, по аналогии с другими дугами, на тангенциальное сжатие, перпендикулярное к простиранию дуги желобов.

Пока еще неясно, каков характер пересечения этих структур с широтным сейсмичным поясом Срединного Австрало-Антарктического поднятия и Восточно-Тихоокеанского поднятия, который рассматривается Г. Менардом (Menard, 1960), Б. Хязеном, С. Ранкорном и другими как осевая зона обширной области растяжения земной коры. Сейсмичный пояс, идущий в юго-западном направлении от зоны Тонга — Кермадек к о. Макуори, и субширотный сейсмичный пояс срединных океанических хребтов пересекаются под прямым углом. Это не удивительно, если здесь сохраняется такая же закономерность в ориентировке напряжений, как и на других срединных океанических хребтах (растяжение) и складчатых геоантиклинальных зонах (сжатие вкрест простирания). В этом случае ось наибольшего растяжения в эллипсоиде напряжений может быть ориентирована в районе пересечения обоих поясов по направлению юго-юго-запад — северосеверо-восток, а ось наибольшего сжатия — по направлению запад-северозапад — восток-юго-восток.

Как уже говорилось, почти все геологи, рассматривавшие тектонику юго-западной части Тихого океана, предполагают значительные перемещения островных цепей в сторону Тихого океана. Э. Краус, С. Кэри (см. фиг. 40) и Г. Хесс считают, что от Филиппинских островов до островов Фиджи и Самоа протягивается зона огромного левостороннего сдвига. Г. Хесс дополняет это представлением о сдвите северо-восточного направления по линии, соединяющей южный конец системы Новых Гебрид с северным концом системы Тонга—Кермадек, считая, что в прошлом они составляли единый тектоген. Разрыв и перемещение осей тектогена составило бы в этом случае более 1500 км. Г. Штилле тоже рисует в этой зоне картину надвигания.

По нашим представлениям, величина сдвиговых смещений была здесь гораздо меньше. В районе о-вов Фиджи имеет место, по-видимому, не сдвиг по разрыву, а перекос и изгиб (в виде крутой дуги) структур при смещениях сдвигового характера, распределенных в широкой зоне, а не сконцентрированных на одном разломе.

Расположенное к востоку от зоны Хикуранги-Макуори широкое Новозеландское подводное плато состоит из двух плоских поднятий, имеющих хорошо выраженные континентальные склоны. На северном поднятии находятся острова Чатам, на южном — острова Баунти, Антиподов, Кэмпбелл и Окленд. Массив Новозеландского плато нельзя включать в Тихоокеанский пояс, так как пространственно он принадлежит уже к внутренней части Тихого океана. В то же время, по-видимому, можно не сомневаться, что земная кора имеет на нем материковое строение, резко отличаясь в этом отношении от тонкой базальтовой коры Тихоокеанской впадины. По всей вероятности, Новозеландское плато представляет собой продолжение палеозойских массивов вышеописанной внутренней зоны, отколотое от нее грабеном, лежащим на продолжении желоба Хикуранги.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВОВ МЕЛАНЕЗИИ

Архипелаг Бисмарка расположен к востоку от Новой Гвинеи и связан в структурном отношении с северной частью этого острова. Как уже говорилось, архипелаг Бисмарка окаймлен глубокими желобами с севера (Западно-Меланезийский желоб) и с юга (желоб Бугенвиль) и состоит из двух рядов островов, между которыми в центре архипелага находится Ново-Гвинейское море. Северный ряд составляют о. Манус и другие острова Адмиралтейства, о. Лавонгай (Новый Ганновер) и о. Новая Ирландия, южный — небольшие вулканические острова Каркар, Лонг-Айленд, Умбой у берегов Новой Гвинеи и Новой Британии. Вдоль всего южного ряда островов, начинаясь у берегов Новой Гвинен на меридиане 144° в. д., протягивается цепь действующих и недавно потухших вулканов; по северному ряду вулканов нет.

Наиболее крупный из островов архипелага Бисмарка — о. Новая Британия образован преимущественно вулкалическими породами кайнозойского возраста. Древний фундамент представлен сланцами, гнейсами, гранодиоритами палеозоя (?). В среднем структурном ярусе выделяются известняки верхнего (?) мела и нуммулитовые известняки олигоцена, а верхний структурный ярус представлен сильно дислоцированные туфы, андезиты и фораминиферовые известняки плиоцена. На севере острова расположены активные вулканы. Закрученная (в плане) дугообразная форма о. Новая Британия и его структурные соотношения с о. Новая Ирландия позволяют предполагать между обоими этими островами существование левостороннего сдвига. Другой сдвиг, возможно, протягивается с восточной стороны о. Новая Ирландия и далее на юго-восток в желоб Бутенвиль.

Остров Новая Ирландия в структурном отношении сходен с о. Новая Британия. Здесь также на древнем фундаменте залегают порфириты, известняки, туфы олигоцен-плиоцена, юг острова сложен лавами.

Другие небольшие острова архипелага Бисмарка сложены четвертичными лавами и коралловыми известняками.

Соломоновы острова расположены между 5 и 11° ю. ш. и 154— 163° з. д. и состоят из семи больших и множества мелких островов. Сложены изверженными породами (долериты, диабазы, габбро) и осадочными отложениями (кварциты, сланцы, песчаники, кремнистые породы) и перекрыты лавами андезитов и базальтов. Обычно острова окружены растущими коралловыми рифами.

Остров Бугенвиль, расположенный к востоку от впадины Бугенвиль, является наиболее крупным из группы Соломоновых островов. Домиоценовый фундамент сложен метаморфическими породами, диоритами, габбро, серпентинитами, амфиболитами, покрытыми дислоцированными отложениями (песчаники, известняки с фораминиферами) верхнего олигоцена миоцена, третичными андезитами, и усажен современными вулканами.

Новые Гебриды — групна островов, вытянутая в северо-северозападном направлении. Наиболее крупный — о. Эспириту-Санто сложен дислоцированной вулканогенной толщей и известняками миоцена и покрыт более поздними лавами андезитов и преимущественно базальтов. На некоторых островах существуют активные вулканы (Cheesman, 1957; Gèze, 1963).

Б. Жез различает в строении Новых Гебридских островов три зоны. Первая, или юго-западная, зона охватывает крупные острова Молекуло и Эспириту-Санто, расположенные вблизи более мелкой части желоба. Они сложены верхнетретичными осадочными породами, смятыми в складки того же северо-западного простирания, которое характеризует желоб

и островную цепь. Следующую зону составляют более удаленные от желоба вулканические острова Санта-Крус, Гауа, Эроманга, Анейтьюм (Анатом) и др. Здесь находится ряд действующих наземных и подводных вулканов. Еще восточнее располагается третья зона — острова (о. Пентекост и др.), сложенные более древними вулканическими породами, представляющие собой горстообразное поднятие. Новые Гебриды вместе с подводным хребтом Хантер (о. Матью и др.) образуют дугу, которая состоит из одного, двух или трех рядов островов и обращена выпуклостью на юго-запад. Изгиб дуги повторяется и в контурах желоба; он приобретает в южной части северо-восточное простирание. Очаги неглубоких землетовасений лежат вблизи оси желоба. Землетовсения с глубиной очагов от 100 по 200 км располагаются под вулканической цепью островов, а землетрясения на глубине 200—300 км, иногда до 600 км — еще дальше к северо-востоку, под Северо-Филжийской котловиной. Таким образом, здесь имеется отчетливо выраженный наклон глубинной сейсмичной зоны от желоба к островной дуге. т. е. в северо-восточном направлении, под углом около 60°. Дислокациями затронуты не только миоценовые и нижнеплиоценовые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, но и плиоплейстоценовые породы, которые имеют заметный наклон и разбиты тектоническими трещинами. Многие структуры могут быть объяснены гравитационным оползанием масс в сторону соседних океанических впацин (Gèze, 1963).

Острова Фиджи расположены между 16—19°ю. ш. и 177—178°з. д. Их количество достигает 250, из них самые крупные Вити-Леву и Вануа-Леву. На о. Вити-Леву до 90% его поверхности покрыто почти горизонтально залегающими образованиями неогена — агломераты, мергели, известняки, андезиты, дациты. Центральная часть острова сложена изверженными (граниты, габбро, диориты) и осадочными породами мезозойского возраста (Ladd, 1934).

Остров Вануа-Леву сложен вулканическими породами (на западе – базальты, на северо-востоке – андеэиты). Изверженные породы – габбро, нориты – известны в пределах горного хребта. Некоторые острова этой группы сложены коралловыми и фораминиферовыми известняками.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ НОВАЯ КАЛЕДОНИЯ И ЛОЯЛТИ

Новокаледонский архипелаг состоит из двух рядов островов, которые представляют собой вершины двух подводных хребтов северо-западного простирания. Эти хребты поднимаются на 3—4 км над дном океана и, в частности, над уровнем дна расположенной между ними депрессии. На восточном хребте, протянувшемся на 600 км, располагаются о-ва Лоялти. На западном хребте, который в контурах изобаты 200 м тянется на такое же расстояние, расположен крупный о. Новая Каледония и ряд мелких островов (о. Юон и др.). Мелкие острова Новокаледонского архипелага (о-ва Лоялти и др.) представляют собой коралловые и вулканические постройки, абрадированные почти до уровня моря. Только на о. Новая Каледония протягиваются горные цепи высотой до 1650 м. Пологий подводный хребет Норфолк протягивается на 1600 км на юг от Новой Каледонии до новой Зеландии.

Складчатая зона Новой Каледонии обычно рассматривается как продолжение кайнозойских структур Новой Зеландии. Ее особенность составляют огромные интрузии перидотитов и серпентинитов палеогенового возраста, которые занимают до одной трети площади острова и маскируют его структуру. Несмотря на небольшие размеры острова и сравнительно неплохую изученность, в его геологическом строении много неясных вопросов (Jensen, 1923; Piroutet, 1903, 1917; Gulber, Pomeyrol, 1948 и т. д.). В последнее время наиболее полные исследования были выполнены французскими геологами (Avias, 1953a, 6; Routhier, 1953, 1954; Pomeyrol, 1956; Tissot, 1958, п др.). В результате этих исследований пересмотрено стратиграфическое положение древних метаморфических пород, которые раныше относились к докембрию. По новым данным, они рассматриваются как в разной степени метаморфизованные аналоги осадочных пород доверхнетриасового, мелового и эоценового возраста. К новым данным относятся также обнаружение образований лейаса в юрском разрезе и выделение среди интрузий перидотитов «неинтрузивных пород» — бескорневых огромных лепешек (cakes), лежащих на лавах эоцена.

Древнейшие геосинклинальные образования (от девона — карбона до верхней юры) представлены толщей так называемых «граувакк» (аналоги граувакк Новой Зеландии). Нижняя часть этой толщи сложена дацитовыми и риолитовыми туфами, которые выше по разрезу сменяются пестроцветными (зелеными) туфами. Часть этой туфовой толщи относят к девону.

В этой огромной по мощности толще выделяются так называемые альпийские фации — недифференцированные граувакки — и фации хоконуи, представляющие собой фаунистически охарактеризованные граувакковые отложения.

Недифференцированные граувакки (Р, Т, Ј) с прослоями аргиллитов и с очень бедной фауной развиты в Центральном и Восточном хребтах острова (табл. 3). В верхах разреза (J<sub>3</sub>) здесь появляются угленосные формации. Фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего триаса и юры развиты главным образом на западном берегу острова. В юре здесь известны и вулканические породы — андезитовые туфы. брекчии. В основании мезозойского разреза фиксируется перерыв (выпадение нижнего триаса) и угловое несогласие. Меловые образования (с фауной апт-альба и сенона) представлены морскими и угленосными формациями. Они залегают несогласно на юрских отложениях и перекрыты известняками, япимами и мощной толщей флиша и базальтов эоценового возраста. Несогласия и перерыва между верхним мелом и палеогеном не установлено, хотя по фауне отложения датского яруса и неизвестны (Routhier, 1954; Waterhouse, 1956). После внедрения интрузий перидотитов (олигоцен) неоген характеризовался континентальным осадкообразованием. которое сопровождалось излияниями андезитов и базальтов.

Весь комплекс осадочных образований, за исключением горизонтально лежащего неогена, дислоцирован в сжатые, веерообразные складки, опрокинутые на юго-запад на западе острова и на северо-восток — на востоке.

Общее простирание складчатых структур северо-запад — юго-восток, т. е. параллельное осм острова. Развиты надвиги, чешуйчатые структуры (Горная служба Новой Каледонии, 1959; Koch, 1958).

Здесь, как и в Новой Зеландии, отмечаются три этапа складкообразования: в конце палеозоя, в нижнем мелу и в палеогене. Герцинские движения устанавливаются на основании перерыва и углового несотласия на границе перми и среднего триаса и коррелируются с движениями Акиёси в Японии (Avias, 1958). Движения на границе верхней юры и нижнего мела соответствуют складчатости Хоконуи в Новой Зеландии и Сакава в Японии. Движения в олигоцене, завершившиеся внедрением перидотитов (гарцбургитов), фиксируются по резкому несогласию между олигоценом и неогеновыми образованиями, залегающими уже почти горизонтально.

Таким образом, геологическое строение острова позволяет выделить на тектонической карте два структурных яруса — нижний и средний. Образования, входящие в объем нижнего яруса (Pz<sub>3</sub>, T, J), распространены главным образом в северо-западной и центральной частях острова. Возвышенности, которые располагаются в этих районах, представляют

#### Схема сопоставления стратиграфических разрезов различных районов о. Новая Каледония

(по данным: Avias, 1953a, б, 1958; Pomeyrol, 1956; Routhier, 1953 a, б, 1954)

Геологический возраст	Центральная зона	Западная зона		
Четвертичные	Пески, галечники, коралловые рифы			
Неоген		Глины, латериты и конгломе- раты		
Олигоцен		Внедрение интрузий (пери- дотиты, долериты) Несогласие Базальты		
Эоцен Палеоцен		Базальты Флиш. Яшмы, известняки (2000 м). Фауна		
Верхний мел Нижний мел		Аргиллиты, аркозы, угли. Фауна иноцерам Несогласие		
Верхняя юра	Песчаники. Фауна	Конгломераты, граувакки с прослоями андезитов,		
Средняя юра		туфов. Фауна		
Нижняя юра	Магнетитовые пески, грау- вакки			
Верхний триас	Граувакки. Фауна верхнего триаса	Граувакки, фауна среднего и верхнего триаса		
Средний триас	Конгломераты	Несогласие		
Нижний триас	Несогласие			
Пермь	– Граувакки, аргиллиты, из- вестняки. Фауна нижней перми	Метаморфизованные породы		
Карбон	Красные и зеленые даци- товые и риолитовые туфы			
Девон		Туфы, граувакки		

собой антиклинорную структуру северо-западного простирания. Крылья этой структуры (главным образом юго-западные) сложены отложениями, которые принадлежат к среднему структурному ярусу (Сг, Рg).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

#### Введение

Новая Зеландия (фиг. 46) представляет интерес для советских геологов как одно из звеньев пояса молодой складчатости и современного вулканизма, окаймляющего Тихий океан по его периферии. В истории геологического развития Новой Зеландии, в ее металлогении и особенностях локализации нефтепроявлений, сосредоточенных в молодых грабенах вблизи действующих вулканов, можно заметить немало аналогий с некоторыми районами советского Дальнего Востока. В частности, стратиграфический разрез и история развития Новой Зеландии обнаруживают большое сходство с разрезом и геологической историей Северо-Восточной Сибири, отмеченное Ю. М. Шейнманном (в предисловии к переводу книги Вуд и



др., 1963). Некоторые соображения по этому вопросу уже приводились в главе I (стр. 24).

Новая Зеландия состоит из двух больших островов — Северного и Южного, разделенных проливом Кука, небольшого о. Стюарт и ряда мелких островов. Общая длина Новой Зеландии — 1500 км. По своему рельефу это горная страна. По западной стороне Южного острова тянется горная цепь — Южные Альпы (до 2000—3764 м высотою), которая имеет характерный альпийский рельеф. Северное продолжение Южных Альп составляют горы Каикура (до 2800 м). На юге располагается плато Отаго (500— 1200 м), на востоке — Кентерберийская равнина. На востоке Северного острова распространены невысокие (до 1000 м) горные хребты: Раукумара, Восточные береговые хребты, Руахине, Тараруа, а в центре острова огромная зона опускания с озером Таупо в центре, с действующими вулканами (Руапеху до 2797 м, Нгаурухоэ до 2291 м)<sup>1</sup> и множеством гейзеров, горячих источников, характеризующаяся высокой сейсмичностью.

В геологическом строении Новой Зеландии участвуют образования от докембрия до современных. Докембрий и нижне- и среднепалеозойские комплексы слагают западную часть Южного острова, а к востоку от древних структур развиты образования верхнего палеозоя, триаса и юры (метаморфическая толща и так называемые граувакки), которыми сложены горные хребты Южного острова. Меловые и третичные образования распространены менее широко.

Геологическое строение Северного острова имеет свои особенности. Здесь наиболее древними образованиями являются верхнепалеозойские, метаморфическая толща отсутствует, горные хребты сложены граувакками пермского и мезозойского (Т, J) возраста, а на востоке и на западе развиты меловые и третичные морские, пресноводные и вулканогенные образования. В центре Северного острова широко распространены покровы лав верхнетретичного и четвертичного возраста.

Все отложения в той или иной степени дислоцированы, прорваны интрузиями (главным образом на западе и севере Южного острова) и разбиты многочисленными разломами, обусловившими тлыбовую структуру страны. Новая Зеландия — страна молодая, формирование ее горных сооружений связывается с так называемой орогенией Каикоура верхнетретичного — четвертичного времени, приблизительно одновременной главной складчатости Сахалина.

Пля составления нашего очерка использованы преимущественно работы Г. Веллмана, Б. Вуда, Ч. Коттона, Р. Суггата, Д. Кингма, объяснительные записки к геологическим картам Новой Зеландии 1947 и 1959 гг. и ряд других материалов (Вуд и др., 1963; Wellman, 1952, 1953, 1955: Wood. 1956; Lillie, 1953; Cotton, 1955, 1956; Grindley, 1958; Kingma, 1957a, 6, 1959; Suggate, 1957, 1963). Структура Новой Зеландии может быть правильно понята лишь в том случае, если рассматривать ее совместно с окружающими частями Тихоокеанского пояса и ближайшими водными бассейнами, по территории которых нам известна морфология дна и некоторые общие особенности строения коры (ее толщина, принадлежность к материковому или океаническому типу, которая может быть установлена по сейсмическим и гравиметрическим данным и батиметрии) и, наконец, сейсмичность, характеризующаяся не только землетрясениями нормальной глубины, но и глубокофокусными (Рейтт и др., 1957; Eiby, 1959). Так, кайнозойская геосинклиналь по восточному побережью Новой Зеландии несомненно связана с глубоким (до 10882 м) сейсмичным желобом Тонга — Кермадек. Соотношения здесь такие же, как между юными геосинклиналями внешней зоны Японских и Курило-Камчатских островов и глубокими желобами Японской и Курило-Камчатской впадин, располо-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Вулкан Руапеху действовал в 1945 г., вулкан Нгаурухов — в 1949, 1954—1955 гг.

женными восточнее. Как и эти впадины, желоб Тонга—Кермадек характеризуется грабенообразной формой в поперечном сечении, высокими отрицательными аномалиями силы тяжести в изостатической редукции, установленными еще Ф. Венинг-Мейнесом, и большой сейсмичностью. Глубинность землетрясений возрастает к западу, в сторону Австралийского материка, указывая, что активная тектоническая зона глубокого заложения погружается в этом направлении под углом 60—70°. Анализ смещений в очагах глубоких землетрясений указывает на горизонтальные силы, действующие вкрест простирания этой структуры (Hodgson, 1958). Через острова Тонга, Фиджи и Новая Каледония юная Новозеландская геосинкличаль связывается на севере с геосинклиналями Новой Гвинеи и Филиппинских островов, а через о. Маккуори и о-ва Баллени намечается прежняя, соответствующая, вероятно, главным образом мезозойскому этапу развития, связь ее с геосинклинальным складчатым поясом западной Антарктиды.

Тасманово море занимает по отношению к Новой Зеландии такое же положение, как Японское море по отношению к Японской дуге.

Таким образом, основные соотношения в области Новой Зенландии сходны с теми, которые характерны для островных дуг. но в отличие от упомянутых дуг структуры этой области имеют более прямолинейные очертания. Еще более важное отличие состоит в том, что к востоку от остальных островных дуг и желобов Тихоокеанского пояса располагается типичная «океаническая плита», лишенная гранитного слоя, тогда как к юго-востоку от Новой Зеландии и южной части желоба Тонга - Кермадек лежит общирное (400 × 1000 км) подводное плато островов Чатам, Баунти, Окленд и Кэмпбелл с глубинами всего лишь от 100 по 1500 м. Очевилно. оно представляет собой участок домезозойской платформы материкового типа, или «платформу островов Чатам», по Эйби (Eiby, 1959). На о. Чатам из-под молодых основных лав и туфов, слагающих этот остров, выходят, в северной его части, сланцы и известняки верхнего палеозоя и туфы олиго-миодена (Reed F., 1949). Таким образом. восточное обрамление Новой Зеландии — это одно из немногих мест, где, подобно продолжению Яванского желоба в Предгималайский прогиб или Гватемальского желоба в прогиб Калифорнийского залива, узкий океанический желоб продолжается в прогиб, расположенный между консолидированными участками материкового строения. Возможно, этот прогиб образовался в результате миграции мезо-кайнозойской геосинклинали с северо-запада на юго-восток. К западу от средней и северной частей Новой Зеландии также протягиваются зоны подводных плато или возвышенностей, которые, по всей вероятности, представляют собой погруженную сушу.

#### Тектоническое районирование

В недавно опубликованной схеме структурного районированыя Новой Зеландии Веллман, исходя из домеловой структуры страны, подразделил ее территорию на 20 районов (Wellman, 1956). Главной структурой Новой Зеландии Веллман считает антиклинальное сланцевое ядро с «краевыми» синклиналями — Саутленд на юге Южного острова, Нелсон на севере Южного острова и Западный Окленд на Северном острове. Эти синклинали сложены верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями в так называемых фациях Хоконуи, охарактеризованных фауной (Wellman, 1952).

В более поздней работе Кингма, отмечая отсутствие удовлетворительной теории, объясняющей тектонику Новой Зеландии, рисует ее структуру как блоковую и рассматривает образование «тектогена» Новой Зеландии в виде простого блока, разбитого на тлыбы, испытавшие воздействие силы, направленной с северо-востока и вызвавшей тлавным образом поперечные и косые сдвиги (фиг. 47). Возникновение крупных структур (Альпийская дуга, сдвиг Уаирау, грабен Таупо и др.) было обусловлено, по его мнению, проявлением этой силы (Kingma, 1959). В северной части Северного острова имело место расщепление и растяжение, с которым связано возникновение грабенов.



Фиг. 47. Тектоген Новой Зеландии — простой блок, разбитый на глыбы. Различные стадии деформации блока под воздействием сжимающих сил, направленных с северо-востока, по Кингма (Kingma, 1959)

Нами в основу тектонического районирования положен возраст складчатости и выделение структурных ярусов. Выделяются две зоны складчатости — зона герцинид, переработанных мезозойской и в некоторых участках кайнозойской складчатостью, и зона кайнозойской складчатости (см. фиг. 46). В зоне герцинид выделены следующие структурные единицы: докембрий в ядрах палеозойских структур, палеозойские структуры и впадины, заполненные меловыми и кайнозойскими дислоцированными отложениями. В зоне кайнозойской складчатости выделены: ядро антиклинория Южного и Северного островов, мезозойские геосинклинальные прогибы по западному краю антиклинория Южного острова и по западной части Северного острова; зона пермских и мезозойских отложений восточного крыла антиклинория Южного острова и север; зона собственно альпийской складчатости — дислоцированные отложения мела, палеогена и неогена восточного побережья Северного и Южного островов; впадины, выполненные кайнозойскими отложениями.

Широко проявлена и дизъюнктивная тектоника с хорошо известной грандиозной структурой «Альпийский разлом», рассекающей Южный остров в северо-восточном направлении. Большинством исследователей он рассматривается сейчас как крупный сдвиг с перемещением на 450 км (Веллман, 1957; Suggate, 1963).

Ниже дается краткая характеристика выделенных тектонических районов.

# Зона герцинской складчатости, частично переработанная мезозойской складчатостью

Эта зона включает западную и юго-западную части Южного острова и, предположительно, юго-западную часть Северного острова. Здесь развит мощный комплекс геосинклинальных отложений докембрия и нижнего и среднего палеозоя с установленными и предполагаемыми перерывами между докембрием и нижним палеозоем и внутри палеозоя — между ордовиком — силуром и силуром — нижним девоном<sup>1</sup>.

В результате коробления, произошедшего в верхнеюрское — нижнемеловое время (орогения Хоконуи), образовались отдельные впадины ванны, в которых произошло накопление пресноводных меловых и континентально-морских третичных отложений, залегающих резко несогласно на домезозойском фундаменте.

Вся зона герцинид являлась областью сноса и размыва, поставлявшей обломочный материал в мезозойские прогибы, окаймляющие ее с севера и востока. В этой зоне выделяются следующие структурные ярусы: 1) самый нижний структурный ярус (фундамент), главным образом отложения докембрия в ядрах антиклинориев; 2) нижний структурный ярус герцинид, охватывающий главным образом нижнепалеозойские отложения, и средний структурный ярус герцинид, представленный средним палеозоем. На нашей карте оба яруса, охватывающие отложения от кембрия до девона включительно, объединены одним знаком; 3) верхний структурный ярус или заполнение окаймляющих впадин — верхний палеозой. Позднейншие впадины заполнены меловыми и кайнозойскими отложениями, дислоцированными в кайнозое. Ниже дается описание комплексов пород, которыми сложены различные структурные ярусы герцинид.

Докембрий в ядрах палеозойских структур. Докембрийские отложения рассматриваются нами как самый нижний структурный ярус складчатой зоны. Огромный выступ древних пород расположен на крайнем юго-западе Южного острова в так называемом районе фиордов (Фиордленд). В его строении принимают участие преимущественно гнейсы и немая толща «кварцевых граувакк» — переслаивание кварцевых песчаников, роговообманковых алевролитов и конгломератов. Это так называемая серия Гринленд, распространенная к северо-востоку от поля гнейсов. К докембрию или нижнему палеозою относится и серия Ваиута, сложенная также «кварцевыми граувакками» (до 5000 м мощностью). Для обеих серий характерны золотоносные кварцевые жилы. Гнейсы являются пара- и ортопородами (гранито-гнейсы, гнейсо-диориты, гнейсы гиперстеновые, биотитовые, роговообманковые и др.). В Фиордленде среди них встречаются прослои мраморов, возможно указывающих на принадлежность этих слоев к нижнему палеозою, по на западном побережье (Уэстленд) мраморов нет и гнейсы определенно относятся к докембрию<sup>2</sup> (Wellman, 1952). Для докембрийского комплекса характерно отсутствие

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Косвенными доказательствами существования древнего домезозойского фундамента на Северном острове являются включения гнейсов и кристаллических сланцев в лавах Национального парка (Kingma, 1957б).

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Гриндли, Харрингтон и Вуд (Вуд и др., 1963) относят высокотемпературные породы от диорито-гнейсов до чарнокитов района Фиордленда к зоне палеозойского (Рг.) вулканизма, а гранито-гнейсы Уэстленда рассматривают как останец древней континентальной платформы.

карбонатных и вулканических пород. Гнейсы в этом комплексе являются, по-видимому, наиболее древним членом, предшествующим образованию серий Гринленд и Ванута. Докембрийские образования смяты в складки северо-западного или северного (серия Ваиута) простирания с углами падения до 60° (в среднем), разбиты сбросами и надвигами.

В структурном отношении этот докембрийский выступ представляет, по-видимому, древнее ядро складчатой структуры Новой Зеландии — антиклинорий с юго-западными и северо-восточными крыльями, сложенными палеозойскими образованиями. Породы серии Гринленд и Ваиута слагают также ядра антиклинальных складок в зоне развития палеозойских структур.

Палеозойские структуры. 1. Нижний (Pz<sub>1</sub>) и средний (Pz<sub>2</sub>) структурные ярусы герцинид охватывают отложения от кембрия — ордовика до девона. Западная, юго-западная и северо-западная части Южного острова, а также о. Стюарт представляют область развития палеозойских пород этого возраста. На территории Северного острова докембрийские и нижне- и среднепалеозойские образования не вскрыты на поверхности, но, судя по присутствию гальки этих пород в конгломератах триасового и третичного возраста, они залегают, по-видимому, глубоко под толщей мезо-кайнозоя. Предполагается, что зона нижнего палеозоя протягивается под Тасманово море, вдоль западного края Северного острова (Wellman, 1952).

В зоне распространения нижне- и среднепалеозойских пород сосредоточены основные массы интрузий; они представлены крупными массивами гранитоидов, вытянутыми по простмранию складчатости в северо-восточном, а на юге — в северо-западном направлении.

Нижне- и среднепалеозойские образования (табл. 4) на юго-западе этой территории слагают узкие полосы, разделенные молодыми впадинами, которые выполнены меловыми и кайнозойскими отложениями. В направлении к северу величина площадей палеозойских пород увеличивается, и на крайнем севере Южного острова выделяются крупные массивы ордовика, силура и девона, сохранившиеся между интрузиями гранитоидов. Эти образования (O, S, D), называемые иногда «докаменноугольными», охарактеризованы фауной и представлены геосинклинальными отложениями огромной мощности.

К низам палеозойского разреза на северо-западе острова (хребет Хаупири, р. Кобб) относится толща конгломератов, туфогенных траувакк с прослоями андезитов и известняков с фауной брахиопод и трилобитов среднего кембрия (Вуд и др., 1963; Benson, 1956). С ордовиком контакты тектонические.

Основная часть разреза, охватывающего ордовик, силур и девон, расчленена на отдельные горизонты по находкам фауны и сложена мраморами, известняками, мергелями и кварцитами, т. е. породами, отсутствующими в верхнем палеозое. Региональных несогласий внутри этой мощной толщи не отмечается, по-видимому, в связи со слабой ее изученностью, но в районах с достаточно хорошо разработанной стратиграфией (например, на севере Южного острова) установлены несогласия между ордовиком и силуром (?) и между силуром (?) и нижним девоном, примерно соответствующие известным тектоническим фазам каледонид и таких областей непрерывного каледонско-герцинского геосинклинального развития, как Казахстан. На геологических картах Новой Зеландии палеозойские породы обычно объединяются в две большие группы: ордовик—девон и карбон—пермь<sup>1</sup>. В нижней группе наряду с фаунистически охарактеризованными породами развиты и немые толщи большой мощности.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На сводной геологической карте островов, изданной в 1959 г., показано более дробное деление (Вуд и др., 1963).

## Схема сопоставления стратиграфических разрезов нижнего и среднего палеозоя в различных районах. Южного острова Новой Зеландии

	Юго-юго-за- пад Южного острова (рай- он фиордов)	Запад Южного острова	Север Южного острова				
Геологи- ческий возраст			Западная зона	Центральная зона (район г. Рифтон)	Восточная зона (от р. Маруиа до северо-западного края депрессии Нелсон)		
					Южная зона (к югу от р. Буллер)	Севернан зона (к северу от р. Буллер)	
Средний, нижний девон				Кварциты, алев- ролиты, песчани- ки, конгломера- ты, аргиллиты, прослои извест- няков. Фауна		Кварциты, изве- стковистые слан- цы, филлиты Несогласие	
Силур				Разломы		Конгломераты, брекчии, граувак- ки, филлиты, хло- ритовые сланцы, измененные из- верженные породы	
Ордовик	Кварциты, графитовые сланцы, мер- гели, песча- ники, аргил- литы. Фауна граптолитов	Песчани- ки, аргил- литы	Песчани- ки, аргил- литы		Песчаники, аргиллигы, мраморы, туфы. Фауна криноидей	Кварциты, фил- литы, сланцы, мраморы, грау- вакки, аргиллиты	
Кембрий	Несогласие	Несогла- сие				Несогласие	
Докемб- рий	Гнейсы	Гнейсы		Кварцевые грау- вакки		Красталлические сланцы	

(по данным: Suggate, 1957; Wellman, 1956, и др.)

На юго-западе герцинской зоны ордовик-девонские отложения слагают юго-восточное крыло антиклинория Фиордленда, в ядре которого вскрываются вышеописанные гнейсы докембрия. Здесь палеозойские образования представлены кварцитами, графитовыми сланцами, мергелями и черными известковистыми аргиллитами с фауной граптолитов нижнего ордовика. Общий характер геосинклинальных образований выдерживается и к северу, где палеозойские породы выступают из-под морен (к западу от Альпийского сброса).

Палеозойские отложения сильно дислоцированы, разбиты кливажем и пронизаны кварцевыми жилами; простирание осей складок северо-восточное. В северной части Южного острова выделяются три зоны развития палеозойских образований, разделенных крупными массивами гранитоилов.

Таким образом, в пределах всей герцинской зоны палеозойские образования сильно дислоцированы с преобладающим северо-восточным направлением осей складок, за исключением северо-западной зоны, где отмечаются северо-западные простирания. На северо-востоке этой зоны установлена сложная структура с опрокидыванием крыльев складок, меняющимся направлением их осей. Девонские известняки и кварциты в окрестностях г. Рифтон собраны в изоклинальные или правильные складки с крутыми, до 80°, падениями (Suggate, 1957). Складчатая структура усложнена дизъюнктивными нарушениями и интрузиями. Судя по тому, что северо-восточные простирания складчатой структуры ордовик-девона резко отличаются от северо-западного простирания структур докембрия, можно думать, что в основании нижнего палеозоя имеется крупное угловое несогласие и, по-видимому, размыв. Последний косвенно подтвержпается составом галек (мраморы, кварциты) в конгломератах кембрия.

Комплекс нижне- и среднепалеозойских отложений был охвачен складкообразовательными процессами в конце девона и в первой половине карбона, до образования комплекса отложений, охватывающего верхний палеозой и нижний мезозой (Wellman, 1952).

2. Верхний структурный ярус (или заполнение окаймляющих прогибов), (C<sub>3</sub> + P<sub>1</sub>). Эти образования развиты на восточной окраине палеозойских структур, обрамляют мезозойские прогибы и представлены геосинклинальной зеленокаменной формацией каменноугольного и пермского возраста, так называемой системой Те-Анау, которая состоит из переслаивания туфов, спилитов, базальтов и граувакк. Все эти образования сильно дислоцированы и разбиты сбросами. Верхнепалеозойский комплекс Новой Зеландии сходен с вулканогенными формациями верхнекаменноугольного и пермского возраста, достигающими большой мощности в юго-восточной Австралии. Значительные аналогии наблюдаются и в литологической характеристике более древних толщ палеозоя Новой Зеландии и Австралии. Это согласуется с предположениями о прежнем непосредственном соединении структур обеих областей, высказанными С. Кэри и др.

В падины на герцинском складчатом основании, выполненные меловыми и кайнозойскими отложениями. Большое количество таких молодых впадин расположено в западной части Южного острова, одна крупная впадина на юге Южного острова и другая — Таранакская в юго-западной части Северного острова. Их можно сгруппировать по территориальному признаку в пять групп.

1. Впадины, выполненные преимущественно меловыми образованиями, вытянутые в северо-восточном направлении по западному берегу Южного острова. Наиболее крупная из них (до 40 км) прослеживается к востоку от мыса Фаулуинд, она сложена красноцветными брекчиями нижнего мела и угленосными отложениями верхнего мела (сенон).

2. Впадины западного берега Южного острова к северо-востоку от р. Хокитика. Эти впадины, вытянутые (до 140 км в длину) в северо-восточном направлении, расположены посреди площади палеозойских осадочных пород и гранитов и выполнены мощной толщей пресноводных (угленосных) и прибрежно-морских третичных образований, которые переходят в мощную толщу граувакковых галечников четвертичного возраста.

В основании третичного разреза лежат угленосные толщи и красноцветы мелового возраста. Наиболее изученным разрезом является угольное месторождение Греймут (табл. 5; Gage, 1949). Верхнетретичные образования, внизу морские, вверху пресноводные (утленосные), достигают большой (до 5000 м) мощности в депрессии Мерчисон.

3. Впадина в районе бухты Брус и р. Хаст. Здесь развита мощная толща пресноводных и прибрежно-морских образований, от нижнего мела до миоцена, перекрытая ледниковыми моренами. Однообразная толщэ красноцветов, залегающая в основании, представляет собой фангломераты, состоящие из обломков граувакк (до 1,5 м) с прослоями песка. Они сменяются вверх по разрезу угленосными отложениями мел-эоцена и прибрежно-морскими отложениями олиго-миоцена, среди которых залегают покровы базальтов (Wellman, 1955).

4. Впадина на юге Южного Острова расположена в бассейне р. Уауау к северу от залива Тевазваз. Она вытянута на 140 км в меридиональном направлении и ограничена древними толщами. В ее строении принимают участие палеогеновые пресноводные и неогеновые прибрежно-морские отложения. Небольшая впадина у залива Презервеши выполнена углеиосным палеогеном.

# Таблица 5

Схема сопоставления стратиграфических разрезов меловых и кайнозойских отложений во впадинах герцинской складчатой зоны Новой Зеландии

(по данным: Gage, 1949; Wellman, 1955, 1956; Wellman a. oth., 1948)

			Южный остров	Северный остров (юго-западная часть)				
Геологический возраст	К востоку от мы- са Фаулуйнд	К северо-востоку от р. Хокитика (месторождение Греймут)	Депрессия Мерчи- сон	Прогиб между бухтой Брус и р. Хаст	Южный прогиб (юг Южного острова)	Центр	Юг	Запад
Четвертичные				Пески, галечники (650 м)			Пески, илы, раку- шечные известняки	Андезиты
Плиоцен		Конгломераты, пески, глины, лигниты. Морские пески, известня- ки (1800 м)	Песчаники, угли, аргиллиты, кон- гломераты (5000 м)		Песчаники, ар- гиллиты. Фауна	Песчаники, ар- гиллиты, извест- няки с фауной. Угленосные отло- жения	-	
Миоцен				Песчаники, брек чии, контломера- ты. Аргиллиты, алевролиты (300 м) Несогласие				<u></u>
Олигоцен		Глауконитовые песчаники, извест- няки (30—200 м)		Известняки, ар- гиллиты, базаль- ты, туфы, грау- вакковая брек- чия (1200 м) Несогласие?	Песчаники, из- вестняки, аргил- литы			
Эоцен Палеоцен		Песчаники, алев- ролиты, конгло- мераты, брекчии. Морская фауна (500—1500 м)		Песчаники (мор- ские отложения): песчаники, кон- гломераты и угли (пресвоводные от- ложения) Несогласие?	Аргиллиты, угле- носные отложе- ния			
Мел	Угленосные отло- жения	Угленосная тол- ща: пески, кон- гломераты, песча- ники, угли, брек- чии (100—1000 м)		Гранитные кон- гломераты, песча- ники, граувакко- вые конгломера- ты, сланцы				
ŕ	Красноцветы			Угли, красноцве- ты (300 м)				
Триас, юра	Несогласие	Несогласие		Несогласне				
Палеозой	Граувакки	Граувакки		Граувакки, кри- сталлические сланцы				

5. Впадина юго-западной части Северного острова (Таранакская). Эта впадина занимает обширную (до 160 км в длину) территорию, от мыса Эгмонт на западе до р. Уонгануи на востоке и постепенно в рельефе сходит на нет на севере на пироте оз. Таупо. Центральная и восточная части впадин выполнены отложениями верхнетретичного возраста — пресноводными (угленосными) в нижней части, прибрежно-морскими — в верхней. Западная часть впадины сложена лавами андезитов четвертичного возраста (излияния вулкана Эгмонт). Фундамент из палеозойских пород здесь тлубоко погружен, но галька девон-ордовикских образований присутствует в верхнетретичных конгломератах. Юг впадины (собственно котловина Рангитикеи)<sup>1</sup> заполнен пресноводными и морскими отложениями раннечетвертичного возраста. Они образуют полную синклинальную структуру, обусловленную новейшими процессами коробления земной коры.

Таким образом, мощная толща меловых и кайнозойских образований, накопившаяся в отдельных впадинах типа ванн или тектонических депрессий, представлена в основном терригенными континентальными (озерными и речными) отложениями молассового типа, среди которых большую роль играют красноцветы нижнего мела и угленосные отложения верхнего мела — палеогена.

Мелководные отложения прибрежно-морских фаций характерны для верхнетретичного и, иногда, нижнечетвертичного разрезов. Вся эта толща залегает с угловым (иногда до 90°) несогласием на домезозойском фундаменте. В хорошо изученных районах установлены местные несогласия внутри третичной толщи (между олигоценом — миоценом и миоценом плиоценом и местами между верхним мелом и палеогеном; Wellman, 1955). Все эти образования в той или иной степени, иногда очень слабо, дислоцированы, имеют падение на юг и юго-запад (Таранакская впадина) и разбиты сбросами. В некоторых случаях структура усложняется крутыми (до 80°) с запрокидыванием падениями крыльев складок (угленосные толщи мела в районе р. Хаст). Обычно структуры третичных отложений характеризуются северо-восточным простиранием осей складок с углами падений до 10—45°, иногда до 60° (залив Джаксон).

Здесь уместно упомянуть об интересной попытке установить источник сноса при накоплении мезо-кайнозойских толщ, сделанной Веллманом. На основании сравнительно-петрографического анализа меловых и третичных толщ и сопоставления содержащегося в них обломочного материала с породами Южных Альп он пришел к выводу о существовании на западе, в районе Тасманова моря, высокой суши, питавшей материалом мезо-кайнозойские бассейны. Кристаллические сланцы, слагающие хребты Южных Альп, отсутствуют в составе конгломератов мелового и третичного возраста.

## Зона кайнозойской складчатости

Эта зона широкого развития мезозойских геосинклинальных прогибов занимает по сравнению с герцинидами значительно более обширную территорию, а именно центральную, восточную и юго-восточную части Южного острова и весь Северный остров за исключением его юго-западной части. Здесь выделяются следующие структурные ярусы: 1) самый нижний структурный ярус (фундамент), состоящий главным образом из отложений палеозоя (ядра антиклинориев); 2) мезозойские прогибы: нижний структурный ярус, к которому отнесены в основном отложения перми, триаса и юры; 3) средний ярус — главным образом отложения мела и

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На тектонической схеме граница между впадинами Таранакской и Рангитикси проведена условно.

палеогена; 4) верхний структурный ярус — отложения неогена и четвертичного периода.

Мы рассмотрим распространение и состав пород каждого структурного яруса по следующим тектоническим районам: а) ядро антиклинория Южного острова; б) ядро антиклинория Северного острова; в) мезозойский прогиб по западному краю антиклонория Южного острова; г) мезозойский прогиб западной части Северного острова; д) зона восточного крыла антиклинория Южного острова; е) зона собственно альпийской складчатости по восточному побережью обоих островов.

Ядро антиклинория Южного острова. Самый нижний структурный ярус в этой зоне составляет метаморфическая толща палеозоя. Это метаморфические сланцы (хлоритовые, биотитовые, олигоклазокварцево-альбитовые, гранатовые и др.), которые слатают ядро антиклинория Южного острова. Они выступают в южной части острова в виде широкой полосы, прослеживающейся от плато Отаго (на востоке) до р. Хаст (на западе). К северу и северо-востоку эта полоса суживается в узкую зону, вытянутую вдоль восточного края Альпийского разлома, и после незначительного перерыва появляется снова по левобережью р. Уаирау, протягиваясь до южного берега пролива Кука. На юге она ограничена сбросом Уаирау, являющимся продолжением Альпийского разлома.

Метаморфические сланцы образуют толщу огромной мощности (до 16 км), но в зоне Альпийского разлома их разрез сокращен. Возраст этой немой толщи неясен. Она рассматривается как образование осевой части геосинклинали Новой Зеландии и относится к наиболее древнему комплексу данного региона, в основном, вероятно, к верхнему палеозою и триасу. Несомпенно одно, что эта метаморфическая толща, даже учитывая степень метаморфизма, не имеет литологического сходства с породами нижнего и срепнего палеозоя зоны герпиния; здесь отсутствуют характерные для зоны герцинид мраморы и кварциты. Установлено, что местами (Отаго, Марлборо) метаморфические сланцы постепенно переходят в тол-ЩУ пород Каменноугольного возраста, поэтому возможно, что часть их соответствует этому возрасту. В направлении к востоку степень метаморфизма уменьшается, и в твердых песчаниках и аргиллитах содержится триасовая фауна, по которой устанавливается более молодой возраст верхней части толши.

Метаморфическая толща дислоцирована с северо-западным, северным и северо-восточным (вдоль Альпийского разлома) простиранием осей складок, но ее складчатая структура еще плохо расшифрована. Вдоль Альшийского разлома отмечаются крутые (до 60—80°) углы падения слоев. На востоке (плато Отаго) в зоне проявления альпийской складчатости метаморфические породы собраны в антиклинальные складки с пологими сводами и крутыми крыльями. Последние исследования не подтвердили существования предполагавшихся несогласий и перерывов в пределах метаморфической толщи (Lillie, Mason, 1955; Lillie, 1961).

Район Южных Альп характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге), которые указывают на существование корней гор (Robertson, Reilly, 1958).

Я дро антиклинория кайнозойской складчатости Северного острова. В крайней северо-западной части зоны кайнозойской складчатости Северного острова расположен массив, сложенный смятой в крутые складки толщей переслаивающихся алевролитов, глинистых песчаников (граувакк), линз кремней и известняков с фауной кораллов и фораминифер пермского возраста.

Отложения мезозойского возраста здесь неизвестны. Резко несогласно на пенепленизированный палеозойский фундамент налегают континентальные (угленосные) и морские нижнетретичные отложения и лавы базальтов, имеющих верхнетретичный или четвертичный возраст. Этот палеозойский массив, по-видимому, соответствует ядру антиклинория кайнозойской складчатости; с запада он ограничен волнистым сбрососдвигом (зона разломов проходит вдоль западной границы угленосного палеогена).

Мезозойский теосинклинальный прогиб по западному краю антиклинория Южного острова. Прогиб расположен к юго-западу от антиклинория Южного острова и представляет собой вытянутую в северо-северо-западном направлении синклинальную структуру с крутым северо-восточным крылом и пологим западным. Эта структура затухает на севере и расширяется широким раструбом в направлении погружения оси прогиба на юг и юго-восток. Веллман и другие называют эту структуру «синклиналь Саутленд». Прогиб выполнен мощной и сложно построенной толщей геосинклинальных отложений, которые на юге и в центре прогиба перекрыты чехлом кайнозойских отложений небольшой мощности. В структуре прогиба выделяются следующие отложения.

1. Нижний структурный ярус (P, C, T – J). В основании прогиба залегают образования пермо-карбона, которые обнажаются на северо-восточном его крыле. Они представлены здесь морской толщей туфогенных граувакк с прослоями лав, аргиллитов, конгломератов и известняков с фауной. Это так называемая система Те-Анау, относящаяся к карбону и нижней перми, и серия Маитаи — пермь (табл. 6). Выше, с размывом, лежат морские, также туфогенные, песчано-глинистые образования триасового возраста, перехолящие кверху в сложно построенную толщу прибрежно-морских, эстуариевых и дельтовых образований юрского возраста. Мощность отложений, выполняющих прогиб, огромна (до 16-18 км, по Веллману и Вуду), причем разрез триаса и юры (до 7000 м мошности) непрерывен. В нижней части разреза (триас — пермь) имеются стратиграфические перерывы и угловое несотласие на границе перми и триаса (Вуд и др., 1963). На юго-западном крыле низы разреза представлены лавами базальтов, трахитов и андезитов каменноугольного возраста (фация эглинтон), которые покрываются мошной толшей эпиконтинентальных морских отложений перми, триаса и юры (Grindley, 1958).

Вся эта мощная толща геосинклинальных образований дислоцирована, причем более сложные структуры развиты на северо-востоке. Отложения пермокарбона собраны в изоклинальные, часто опрокинутые складки с простиранием их осей 125—130°. Триасовые и юрские образования образуют ряд правильных складок западо-северо-западного простирания. Разрывы типа сбросов и надвигов, осложняющие складчатую структуру, сопровождаются иногда широкими зонами брекчий и милонитов.

2. Верхний структурный ярус. Нерасчлененные кайнозойские отложения. Маломощный (от десятков до сотен метров) чехол, состоящий преимущественно из пресловодных, реже морских кайнозойских отложений, распространен в центральной и южной частях прогиба. Нижний член этой серии, представленный лигнитовой формацией олигоцена, залегает резко несогласно на мезозойском комплексе; обычно отложения слабо наклонены, но по мере приближения к Альпийскому разлому они более дислоцированы.

Мезозойский геосинклинальный прогиб западной части Северного острова и его продолжение на север Южного острова. Эта зона, охватывающая западную часть Северного острова, ограничена на востоке грабеном Таупо; она включает также и северную часть Южного острова — так называемую «синклиналь Нелсон» (по Веллману). Ее рассматривают как продолжение вышеописанной структуры синклинали Саутленд, передвинутой на север по альпийскому разлому. Прогиб сложен преимущественно согласно залегающими отложениями триаса, юры и отчасти мела.

# Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнего палеозоя и мезозоя в прогибах юга и севера Южного острова

(По данным: Вуд и др., 1963; Wellman, 1952; Wood, 1956)

Геоло- гиче-	Прогиб юга Ю	жного острова	Прогиб севера Южного		
' ский возраст	Северо-восточная часть прогиба (район Гоур)	Западный Отаго (хребет Ливингстон)	острова (синклиналь Нелсон)		
Тре- тичные	Песчаники, лигниты				
Мел	Несогласие				
Юра	Туфогенные песчаники, ту- фы, аркозы, косослоистые песчаники с волноприбойны- ми знаками (500 м) Туфы, туфогенные граувак- ки, алевролиты, редко арко- зы и конгломераты (1300 м) Флора, фауна Граувакки, туфогенные ар- козовые песчаники, алевро- литы, конгломераты (1200 м). Флора, фауна Аркозовые песчаники, туфо- генные конгломераты (1000 м)				
Триас]	Песчаники, алевролиты, контломераты с галькой гранита (200 м). Фауна Контломераты с галькой гранита, прослом туфов да- цита, прослом туфов да- цита, риолита. Базальные контломераты (390 м). Фауна Размыв Песчаники, аргиллиты, алевролиты (390 м). Фауна Пересланвание литокласти- ческих, стекловатых, кри- сталлокластических туфов Базальные контломераты (мощные) с прослоями туфо- генного песчаника (1900 м). Фауна Несогласие		Песчаники, аргиллиты, кон- гломераты, лавы, туфы (3000 м)		
Пермь	Туфогенные граувакки, ту- фы, цеолитовые песчаники, известняки, базальные кон- гломераты с галькой грани- та (1000 м). Фауна Размыв	Зеленые, красные песчани- ки, алевролиты, конгломе- раты (300 м) Переслаивание зеленых, пурпурных, полосчатых пес- чаников, алевролитов (300 м) Переслаивание серых полос- чатых алевролитов, песчани- ков (1800 м) Известняки, алевролиты, песчаники (600 м)	Конгломераты, песчаники (2000 м). Фауна — брахио- поды, кораллы Переслаивание зеленых, пурпурных полосчатых алевролитов (300 м) Переслаивание серых алев- ролитов, песчаников, аргил- литов (2000 м) Известники, известковые песчаники (300 м)		
Пермо- карбон	Туфогенные граувакки, ту- фы, кератофиры, спилиты, известняки, конгломераты (4200 м). Фауна Внедрение интрузий (гра- ниты, габбро) Контакт по сбросу Туфогенные граувакки, ар- гиллиты, конгломераты (5800 м)	Внедрение интрузий (дио- риты, серпентинны), спи- литовые давы (2000 м) Сбросы Переслаивание зеленых пес- чанинов, алевролитов, ту- фов, вулканических пород, известняков (мало) (600 м)	Подушечные лавы, конгло- мераты, брекчия (1500 м) Красные, зеленые песчани- ки с детритом (2000 м)		
	Несогласие	Несогласие	Песчаники. туфы, лавы, конгломераты (6000 м)		
?	Кристаллические сланцы	Кристаллические сланцы	Кристаллические сланцы		
Эти отложения характеризуются следующими чертами.

1. Нижний структурный ярус (Т, Ј). Мощная толща геосинклинальных, преимущественно шельфовых отложений на Северном острове представлена переслаиванием туфогенных граувакк, туфов, песчаников. аргиллитов, алевролитов, иногда известняков (с фауной брахиопод, аммонитов и пеленипол. указывающих на средний и верхний триас и все отделы юры) и мощными подводными излияниями базальтов, которые сопровождаются красными и зелеными радиоляриевыми кремнями. Базальные конгломераты (триас) содержат гальку гранита и палеозойских пород. Эффузивы (J<sub>3</sub> – Cr<sub>1</sub>) считаются комплексом, характерным для вулканической луги Тангихуа. Местами в верхах разреза наблюдается переслаивание морских и пресноводных образований. Мошность юры на юго-западе Окленда (в синклинали Каухуа) достигает 4500 м. Здесь развит и нижний мел (аргиллиты, конгломераты, до 2000 м мощности), согласно залегающий на верхней юре (Fleming a. oth., 1960).

В зонах сокращенного разреза отмечается несогласное залегание верхней юры на граувакках верхнепермского возраста (хребет Кормандел).

2. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>). Песчаники, кремнистые алевролиты и аргиллиты с прослоями известняков с фауной моллюсков и аммонитов верхнемелового возраста развиты в северо-западной части п-ова Окленд. К верхнему мелу относятся и вулканогенные образования — переслаивание покровов базальтов, вариолитов, пластовых интрузий долеритов (свита виринаки в хребте Виринаки).

Складчатая структура обоих структурных ярусов сложная; она замаскирована сбросами северо-северо-восточного направления, характерна изменчивость простирания осей складок. На северо-западе тосподствует северо-западное (330°) простирание. На юго-западе Окленда юрско-нижнемеловые образования собраны в складки меридионального простирания с углами падения до 50° и более крутыми восточными крыльями (Маson A., 1953; Fleming a. oth., 1960; Purser, 1961).

Мезозойские образования перекрыты полого (до 4°) дислоцированной маломощной континентальной (угленосной) третичной толщей.

На юге описываемой зоны (север Южного острова) прогиб представляет структуру, вытянутую на 140 км в северо-восточном направлении и выполненную пермотриасовыми образованиями («синклиналь Нелсон», по Веллману; см. табл. 6). Основание прогиба сложено сильно дислоцированными отложениями пермокарбона, которые прослеживаются и к северу на о. Д'Урвилл. Дислоцированность особенно велика на восточном крыле прогиба, где развиты опрокинутые складки.

Разрез, состоящий из переслаивания вулканогенных пород, характерен для так называемой системы Те-Анау, принадлежащей к карбону и нижней перми. Ультраосновные и основные породы тесно связаны с этой серией и интрудировали в конце каменноутольного периода.

В перми (серия Маитаи) изверженные породы отсутствуют; для пермской толщи характерно ритмичное переслаивание миллиметровых прослоев алевролитов и аргиллитов, типичное для флиша.

В северной части рассматриваемой территории (п-ов Окленд) распространены третичные отложения. Они образовались в отдельных бассейнах в межгорных прогибах и представлены фациально изменчивой, с местными перерывами, толщей угленосных (олигоден) и прибрежно-морских (олигоден — миоден) отложений. В строении миодена наряду с песчаниками, конгломератами и известняками большую роль играют туфы и лавы. Плиоденовые или четвертичные образования представлены преимущественно вулканическими породами — андезитами, риолитами, базальтами<sup>1</sup>.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Лавы базальтов наиболее молодые, а современный андезитовый вулканизм трактуется как еще не достигший поздней стадии (Kear, 1959).

Третичная толща слабо дислоцирована; иногда в ней наблюдается ненарушенное залегание, местами же — крутые складки гравитационного происхождения (Marwick, 1946: Mason A., 1953).

Зона пермских и мезозойских отложений восточного крыла антиклинория Южного острова и ее продолжение на Северном острове. Эта огромная (шириною до 100 км) зона, вытянутая в северо-восточном направлении, расположена по восточному краю антиклинория Южного острова. Она протягивается также и на Северный остров (от пролива Кука до залива Пленти), где включает хребты Румутака, Руахине и Каиманава.

Нижний структурный ярус (P, T, J). В строении этой зоны принимает участие однообразная почти немая толща большой мощности геосинклинальных терригенных отложений — так называемых граувакк пермского, триасового и юрского возраста. В составе этой толщи доминирующим членом являются алевролиты, аргиллиты, граувакки, переслаивающиеся с песчаниками, туфами, пачками спилитов, линзами кремней и конгломератами.

Спилиты и туфы (так называемые красные и зеленые породы) образуют тонкие прослои; но иногда их мощность достигает сотни метров. Наиболее низкие горизонты предположительно каменноугольного возраста — кварциты и вулканогенные породы выходят на востоке зоны (юг района Кентербери). Местами известны фаунистически охарактеризованные отложения; они принадлежат к верхнему триасу (известняки с *Monotis*) и юре, охарактеризованной белемнитами (McKellar a. oth., 1962). Граувакковая толща рассматривается как последний этап осадкообразования в открытом море геосинклинального типа в Новой Зеландии. Местами на востоке (Кентербери) на граувакках, по-видимому несогласно, залегают пресноводные отложения с флорой верхнеюрского (?) возраста. Пресноводные образования относятся к стадии замыкания геосинклинального прогиба, а зона их распространения соответствует шарнирной линии раздела между зоной, в которой геосинклиналь замкнулась, и зоной, в которой она продолжала разрастаться к востоку (Wellman, 1956).

Складчатая структура описываемой толщи сложная; отмечается сильная ее дислоцированность на западе и развитие антиклинальных складок к югу от г. Веллингтона. Имеются указания на изоклинальную складчатость и северо-северо-восточные простирания осей складок (Waterhouse, 1955).

Зона собственно альпийской складчатости. В эту зону входит то суживающаяся, то расширяющаяся полоса по восточному берегу обоих островов от п-ова Раукумара на севере до плато Отаго на юге. В ее строении участвуют дислоцированные, разбитые сбросами и надвитами отложения мелового, третичного и четвертичного возраста. Наиболее полно разрез этой зоны представлен на п-ове Раукумара, в Восточных Береговых хребтах и в районе Марлборо. Здесь выделяются следующие структурные ярусы.

1. Нижний структурный ярус (J). В основании мезо-кайнозойского разреза залегает толща, состоящая из переслаивания граувакк, базальтов и известняков. В них содержится фауна нижнеюрского и верхнеюрского возраста (табл. 7).

2. Средний структурный ярус (Cr, Pg). Представлен мощной толщей геосинклинальных образований, переходящих иногда кверху в пресноводные отложения. Разрез меловой системы сложен песчаниками, аргиллитами, алевролитами и конгломератами, иногда с подводными излияниями базальтов. Он наиболее полно изучен в районе хребта Раукумара. Верхний и нижний мел залегают согласно, но на западе этой зоны (Северный остров) отмечается резкое угловое несогласие между сильно дислоцированным нижним мелом и полого наклоненным верхним.

### Схема сопоставления стратиграфических разрезов меловых и кайнозойских отложений в различных районах зоны Альпийской складчатости восточного побережья Новой Зеландии

(по данным: Gage, 1957; Gregg, 1959; Kingma, 1959; Mason B., 1949; Stonely, 1963; Wellman, 1953, 1956, и др.)

		Северный остров		Южный остров					
Геологический возраст	Полуостров Рау- кумара	Восточные Бере- говые хребты	Восточное побе- режье (у заливов Хокс, Паллисер и в районе Гис- борн)	Восточное Марл- боро	Восточный берег (месторождение Геральдин)	Восточный берег (бассейн р. Уам- таки)	Северный Кен- тербери		
Четвертичные	Морские и прес- новодные отложе- ния		Аргиллиты, пеп- ловые туфы, из- вестняки (3000 м)		Галечники, ба- зальты	Галечники	Галечники		
Плиоцен	Морские отложе- ния	Пресноводные от- ложения — ра- кушечные извест- няки	Глинистые и мас- сивные песчани- ки, туфы, извест- няки (1200 м). Не- согласие (места- ми)		Континентальные отложения	Базальты	Галечники, пес- ки, глины с лиг- нитом (400 м)		
Верхний миоцен	Массивные песча- ники	Массивные песча- ники	Туфогенные пес- чаники, белые пепловые туфы (3600 м) Несогласие (ме- стами)	Морские конгло- мераты	Граувакковые конгломераты,	Континенталь- ные отложения —	Песчаники, пес- ки (200-800 м)		
Нижний миоцен	Переслаивание аргиллитов, пес- чаников Иссессии и иссессии чаников Конгло- мератов Несогласие		Переслаивание песчаников, ар- гиллитов. Базаль- ные конгломера- ты (3000 м)	Известковые пес- чаники, мергели	пески, глины (300 м)	лигниты, конгло- мераты (180 м) Несогласие	Несогласие		
Верхний олигоцен	Отсутствует	Отсутствует							
Иижний олигоцен	Кремнистые из- вестняки, аргил- литы		Аргиллиты, из- вестняки, прослои глауконитового песка	Известняки	Глауконитовые песчаники, пески, известняки, ар- гиллиты (330 м)	песчаники, из- вестняки, пески, фосфориты. Фау- на брахиопод. Базальты (380 м)	Глауконитовые пссчаники, изве- стияки, туфы,угли (170 м)		

### Таблица 7 (окончание)

		Северный остров		Южный остров					
Геологический возраст	Полуостров Рау- кумара	Восточные Бере- говые хребты	Восточное побе- режье (у заливов Хокс, Паллисер и в районе Гис- борн)	Восточное Марл- боро	Восточный берег (месторождение Геральдин)	Восточный берег (басссейн р. Уаи- таки)	Северный Кентер бери		
Эоден Палсоден	Известняки, крас- нодветы, вулка- нические породы Бентонитовые кремнистые по- роды	Бентонитовые ар- гиллиты, песча- ники, кремнистые известняки		Кремнистые из- вестняки Бентонитовые глины, кремни- стые песчаники	Пески, песчаники (180 м). Угленос- ная толща (120м)	Известняки, ба- зальты, туфы, диатомиты, кон- гломераты (360 м)			
Верхний мел	Известняки, ар- гиллиты, кремни- стые породы, пес- чаники. Фауна	Мергели, массив- ные песчаники, кремнистые алев- ролиты, прослои базальтов (мало) Алевролиты с про- слоями песчаника	Аргиллиты, пес- чаники, конгло- мераты Фаунаиноцерамов	Кремнистые гли- ны, пески. Квар- цевые песчаники Алевролиты, песчаники с про- слоями базальтов		Пески, песчани- ки, алевролиты (60 м) Несогласие Угли, глины, конгломераты (120 м)	Черные глины, пески		
Нижний мел	Туфогенные пес- чаники, аргилли- ты с прослоями базальтов Несогласие	Массивные туфо- генные граувак- ковые песчании, прослои мерге- лей, конгломера- тов	Переслаивание песчаников, ар- гиллитов, алевро- литов. Фауна иноцерамов	Переслашвание аргиллитов, пес- чаников, алевро- литов (2400 м). Фауна — фора- миниферы Несогласие	Несогласие	Несогласие	Несогласие		
Юра	Известняки, граувакки, ба- зальты. Фауна		Граувакки	Граувакки	Гра <b>у</b> вакк <b>и</b>	Метаморфическая толща	Граувакқи		

Меловые отложения кверху согласно сменяются морскими терригеннокарбонатными, иногда пресноводными образованиями палеогена (палеопен — нижний олигоцен).

3. Верхний структурный ярус (N, Q — миоцен, плиоцен, плейстоцен). Представлен мощной (до 7000 м на Северном острове; Stonely, 1963) толщей геосинклинальных терригенных образований — аргиллитов, песчаников, иногда туфогенных конгломератов, сменяющихся кверху ракушечными известняками (шельфовые осадки), пресноводными отложениями и излияниями лав андезитов и базальтов. Вся эта толща залегает несогласно на нижнетретичных и более древних породах. На Южном острове морские (мощностью свыше 1000 м) верхнетретичные образования перекрыты мощной толщей галечников, песков четвертичного возраста (Кентербери) и молодыми плиоцен-четвертичными андезитами и базальтами (п-ов Банкс).

Устойчивое морское осадкообразование продолжалось с верхнего мела до верхнего олигоцена. Отложения верхнего олигоцена на Северном острове (п-ов Раукумара, Восточные Береговые хребты) отсутствуют, а новый седиментационный цикл начинается с нижнего миоцена. На Южном острове регрессия моря началась с верхнего олигоцена и достигла максимума в плейстоцене (Wilson, 1956).

На Северном острове (п-ов Раукумара, Восточные Береговые хребты) установлены два периода складкообразования; первый из них охарактеризован северо-западным, а второй северо-восточным простиранием осей складок. Меловые и эоценовые отложения дислоцированы в северо-западном направлении, а молодые третичные отложения образуют складки под углом к ним. На севере района (п-ов Раукумара) миоценовые отложения залегают с угловым (до 90°) несогласием на меловых. Очень характерными являются диапировые структуры верхнемеловых и эоценовых отложений. Меловые или третичные образования отделены крупным несогласием от домеловых пород.

Местные эрозионные размывы и несогласия иногда отмечаются на границе верхнего и нижнего миоцена, миоцен-олигоцена и внутри плиоцена.

В районе Кентербери наблюдается сильная дислоцированность верхнеолигоценовых отложений, падающих на запад-северо-запад под крутыми (50—60°) углами при северо-северо-восточном простирании осей складок (Gage, 1956). С другой стороны, имеются указания, что толща (мощностью до 1000 м) меловых и третичных образований, среди которых миоценовые являются континентальными, развитая в районе р. Уаитаки, полого наклонена и лишь местами слабо дислоцирована (углы падения до 20°; Gage, 1957).

В верхнетретичное время происходили интенсивные дислокации, благодаря которым третичные отложения были смяты в складки с северовосточным простиранием осей, доминирующим в современной структуре Северного острова. С верхнего миоцена отмечается нарастание темпа дислокаций. Складчатая структура усложнена сбросами и сдвигами, активными до сих пор (смещение верхнеплейстоценовых террас в районе залива Хокс).

#### Впадины, выполненные кайнозойскими отложениями

Крупные впадины Таупо-Роторуа и Рангитикеи, выполненние слабо дислоцированными кайнозойскими отложениями, рассматриваются как наложенные структуры в областях, достигших некоторой консолидации в конце мезозоя — начале палеогена или еще раньше.

Впадина (грабен) Таупо-Роторуа, иначе называемая вулканической зоной Таупо, — огромная третичная структура центральной части Северного острова, выполненная молодыми вулканогенными образованиями — базальтами, андезитами, риолитами (Martin, 1961). Она составляет по существу продолжение Таранакской впадины, описанной на стр. 216. Фундамент впадины представлен гнейсами, гранитами и граувакками, которые видны в обнажениях по краям грабена и предполагаются на глубине 3600 м по геофизическим данным (Modriniak, Studt, 1959; Healy, 1962; Kingma, 1959). В этой структуре сосредоточены активные вулканы и почти все горячие источники острова.

Третичные образования, окаймляющие впадину с севера, представлены угленосным палеогеном, вулканогенно-пресноводными отложениями верхнего миоцена (п-ов Кормандел, о. Грейт Барьер) и пресноводно-морским плиоценом (узкая зона на севере).

Вулканогенные образования (от плиоцена до современного возраста) представлены толщей огромной мощности (до 3000—4500 м) различных лав — андезитов, базальтов, дацитов, риолитов и кислых пепловых туфов (игнимбритов). Последние являются наиболее распространенными породами (Steiner, 1958). Формирование грабена Таупо-Роторуа обязано движениям Каикоура (плиоцен — плейстоцен; Kingma, 1959).

Для вулканической зоны Таупо весьма характерно развитие многочисленных дизъюнктивных нарушений (сбросы, сдвиги) с преобладающим северо-северо-восточным направлением. Таково же и общее простирание этой грабенообразной зоны.

Впадина Рангитикеи (на юге Северного острова). Мезозойские (Т, Ј) отложения западной части Северного острова погружаются в южном направлении под мощную (свытпе 4000 м) толщу верхнетретичных — четвертичных отложений, выполняющих котловину Рангитикеи.

Верхнетретичные отложения (нижний и средний плиоцен) представлены морской толщей аргиллитов и песчаников, отделенной несогласием от вышележащей верхнеплиоценовой толщи переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и пепловых туфов. Верхний плиоцен в свою очередь перекрыт морскими и пресноводными четвертичными образованиями. Все эти отложения наклонены к югу и разбиты многочисленными сбросами.

Весьма интересны проявления молодых движений, которые описал Те Пунга. Они выражаются в росте асимметричных антиклинальных складок с наклоном крыльев в  $2-6^{\circ}$ , сложенных морскими плейстоценовыми отложениями (серия Хавера). Вершины этих складок сохраняют плоский характер. Учитывая поднятие антиклинали Стюарт-Халкомб на высоту 150 м над уровнем моря приблизительно за 20000 лет, автор устанавливает скорость поднятия в 0,3 м в течение 36 лет (Te Punga, 1957).

Этот район характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести, они достигают крайних значений на побережье пролива Кука и уменьшаются на юго-запад. Отмечается, что максимум мощности плиоценовых отложений (в районе Мартон) совпадает с осью аномалии. Высказывалось предположение о глубинном происхождении аномалии; на это указывают землетрясения в районе Мартон (Robertson, Reilly, 1958).

#### Проявления магматизма и вулканизма в Новой Зеландии

Зона палеозойской складчатости. В зоне развития палеогойских структур сосредоточены огромные интрузии гранитоидов, представленные преимущественно биотитовыми гранитами. В меньшей степени развиты интрузии диоритов, габбро, сиенитов. Гранитоиды плохо изучены, но известно, что часть их моложе ордовика. В некоторых случаях имеются определенные указания на додевонский возраст (Reed J., 1958; Suggate, 1957). Часть гранитов связывают с процессами гранитизации нижнепалеозойских образований (Вуд и др., 1963). Возраст гранитов, рвущих серию Гринлэнд, определен в 286 млн. лет, что соответствует девонскому периоду (Mason B., 1961).

Ультраосновные и основные породы — перидотиты, серпентиниты, дуниты и спилитовые базальты — широко распространены среди палеозойских отложений и относятся к ордовику, силуру или девону.

Мезозойские геосинклинальные прогибы Южного острова. Проявления интрузивной деятельности в верхнем палеозое представлены прослоями спилитовых базальтов, кератофиров и силлами серпентинитов в геосинклинальной формации карбона — нижней перми (Te-Ahay). К тому же возрасту относятся основные и ультраосновные интрузии района Нелсон и о. Д'Урвилл. В перми (серия Маитаи) проявлений магматической деятельности не отмечается.

Мезозойский геосинклинальный прогиб западной части Северного острова. Небольшие проявления вулканизма имелись в триасе (спилиты). Магматические процессы достигли мощного развития в юре в пределах мезозойского прогиба западного берега Северного острова (вулканическая дуга Тангихуа), будучи представлены лавами кератофиров, базальтов, дайками тоналитов, интрузиями диоритов, долеритов и габбро.

Зона пермских и мезозойских отложений восточного крыла антиклинория Южного острова. На основании присутствия кварцевых жил в граувакках, содержащих верхнетриасовую фауну, здесь предполагается существование не вскрытых гранитоидов послетриасового возраста (Reed J., 1958).

В зоне альпийской складчатости среди меловых и нижнетретичных отложений развиты базальты (п-ов Раукумара, г. Марлборо).

Широкое проявление вулканизма — андезиты, дациты, риолиты, базальты, пепловые туфы, — связанного с молодыми разломами, относится к верхнетретичному и четвертичному времени (грабен Таупо, полуострова Окленд, Кормандел, Банкс, Данидин).

Уже беглый обзор магматической деятельности показывает сквозной характер проявления базальтового вулканизма от верхнего палеозоя до четвертичного времени.

# Основные черты истории геологического развития Новой Зеландии

Несмотря на молодость этой страны, расположенной в пределах подвижного Тихоокеанского пояса, длительная история ее геосинклинального развития начинается еще в докембрии.

О древнем периоде жизни страны известно мало. Наряду с проявлением магматизма и формированием гнейсов происходило накопление осадочных толщ (граувакковые серии Гринленд и Ваиута), которые были дислоцированы в северо-западном направлении, по-видимому, до образования палеозойских формаций (Suggate, 1957). В течение нижнего и среднего палеозоя в каледонско-герцинской геосинклинали происходило накопление типичных геосинклинальных образований (мраморы, кварциты и графитовые сланцы, составляющие толщу большой мощности). Они были дислоцированы в северо-восточном направлении и пронизаны огромными интрузиями гранитов и основных пород до отложения верхнепалеозойских толщ.

Характерным этапом развития палеозойской геосинклинали, которая сместилась к востоку в верхнепалеозойское время, было образование геосинклинальной офиолитовой зеленокаменной формации каменноугольнонижнепермского возраста (система Te-Aнay), сопровождающейся интрузиями основных и ультраосновных пород. На севере Южного острова (район Нелсон) вулканогенные формации носят название брук-стрит, на юге — эглинтон (в западной части области Саутленд).

Эти отложения связаны, по-видимому, непрерывным переходом с морскими отложениями пермского возраста, содержащими фауну кораллов, брахиопод (серия Маитаи). Эта мощная толща ритмичного переслаивания алевролитов и глинистых песчаников аналогична флишевым формациям альпийских геосинклиналей и знаменует, по-видимому, начало поднятия геоантиклинальных зон в геосинклинальном прогибе.

Отложения пермокарбона дислоцированы, иногда образуют изоклинальные складки, но в общем смяты менее сложно, чем более древние структуры. Таким образом, позднегерцинский или раннемезозойский орогенез устанавливается здесь с полной определенностью. В начале триаса большая часть Новой Зеландии, по-видимому, представляла собой сушу. Размыв палеозойских складчатых сооружений и рост поднятий создавали условия, при которых большое количество обломочного материала могло накапливаться в мезозойском геосинклинальном прогибе. Он развивался к востоку от палеозойской складчатой зоны; возможно, имела место постепенная миграция прогиба на восток. В мезозойском прогибе шло накопление морских триасовых образований (на обоих островах), представленных шельфовыми фациями хоконуи и более глубоководными — альпийскими (граувакки, аргиллиты). В осевой, наиболее глубоко погруженной части прогиба сформировались мощные толщи терригенных геосинклинальных отложений пермокарбона и триаса, превращенных затем в метаморфические породы. Мощная толща недифференцированных граувакк (P, T, J) принадлежит к геосинклинальным отложениям открытого моря. По своему стратиграфическому объему и тектонической позиции эти отложения аналогичны комплексу отложений верхоянского цикла в Северо-Восточной Сибири и геосинклинальным сериям Титибу и Симанто во внешней зоне Японской дуги, также охватывающим верхний палеозой, триас и юру.

Последним этапом осадкообразования в мезозойских геосинклинальных прогибах Новой Зеландии является накопление юрских шельфовых и пресноводных образований. В наиболее глубоком прогибе на северо-западе Северного острова в верхнеюрское и меловое время происходило формирование граувакк с мощным подводным вулканизмом. В области восточного побережья отлагались пресноводные образования верхнеюрского возраста. Все эти мезозойские отложения были дислоцированы так называемым орогенезом Хоконуи верхнеюрского — нижнемелового времени, который приблизительно соответствует орогенезу Сакава в Японии (Kobayashi, 1949). Складчатые сооружения мезозоя были приподняты и явились источником питания для развивающихся к востоку мезо-кайнозойских геосинклинальных прогибов. Отмечается убывание темпа дислокаций к концу мела, а время от верхнего маастрихта до палеоцена считается периодом тектонического покоя. Однако, по-видимому, это справедливо только для отдельных районов, так как судя по наличию угловых несогласий на границе верхнего мела и палеогена (см. табл. 5) ларамийские движения имели место в Новой Зеландии.

На западе, в области герцинской консолидации в отдельных впадинах происходило накопление пресноводных меловых и третичных образований. В восточной зоне меловая трансгрессия, охватившая восточное побережье обоих островов и северо-западную часть Северного острова (п-ов Окленд), продолжалась в течение всего мелового периода. Седиментация сопровождалась незначительными проявлениями базальтового вулканизма. Морское осадкообразование продолжалось здесь и в третичное время, вплоть до верхнего олигоцена, отложения которого отсутствуют на большей части территории Северного острова. Новый седиментационный цикл, начавшийся в нижнем миоцене, закончился в верхнем плиоцене образованием неритовых и пресноводных отложений. Вулканизм продолжается в течение

15\* 227

третичного времени и достигает максимума в верхнетретичное и четвертичное время.

Веллман относит к современной геосинклинали подводный трог Тонra — Кермадек (Wellman, 1956). Южная часть этого трога, желоб Хикуранги, расположенная к востоку от Северного острова, представляет молодое образование, характеризующееся отсутствием значительных изостатических аномалий (Heezen, 1963; Kingma, 1959).

Орогеническими движениями верхнетретичного времени третичные образования были смяты в складки с северо-восточным простиранием осей и рассечены разломами, которые принадлежат преимущественно к типу сдвигов и сбросов. Как уже отмечалось, по-видимому, имело место и более раннее складкообразование с северо-западным простиранием осей складок в меловых и эоценовых отложениях; но в современной структуре доминирует северо-восточное простирание (Lillie, 1953).

Складчатость, охватывающая плиоцен, называется орогенезом Каикоура; некоторые авторы включают сюда и четвертичные деформации (Kingma, 1959). Эти движения по своему характеру и времени проявления находят себе аналогию в орогенезе Ояшима в Японии (Ehara, 1960).

Движения Каикоура, носившие глыбовый характер, сформировали современный рельеф невулканической части страны. Глыбовая структура типичная структура Новой Зеландии, она во многом аналогична структуре системы Бассейнов и Хребтов США, но в отличие от последней здесь широко развиты процессы коробления — аркогенеза, по Е. В. Павловскому. С орогенией Каикоура связан и дренаж, т. е. приуроченность долин к тектоническим депрессиям и грабенам. На Южном острове поднятие верхнетретичного времени завершилось оледенением.

Движения пост-Каикоура, являющиеся продолжением движений Каикоура в четвертичное время, носят дифференциальный характер. С ними связывают образование гаваней, риасовых берегов, фиордов, возникновение сбросов, очерчивающих берега пролива Кука<sup>1</sup> и т. д. Горстообразное поднятие хребта в районе залива Хокс, относимое к плейстоцену, также связано с этой орогенией (Kingma, 1957а).

Проявление диастрофизма Каикоура наиболее эффектно выразилось в расколе центральной части Северного острова на два огромных блока, обрамляющих грабен Таупо (Kingma, 1959). Молодость этих разломов подтверждается современной сейсмичностью. Эйби подчеркивает современную активность сбросов, имеющих северо-восточное и северо-западное простирания (Eiby, 1959).

Проявление современной тектонической активности выражается и в образовании упомянутых «складчатых» структур в морских отложениях верхнего плейстоцена района Рангитпкеи (Te Punga, 1957).

Четвертичная тектоника подробно описана Веллманом (Веллман, 1957). Одной из основных черт неотектоники Новой Зеландии является зона Альпийского разлома. Она протягивается в северо-восточном направлении через всю Новую Зеландию и характеризуется многочисленными разломами типа сдвигов.

Альпийский сдвиг прослеживается почти прямолинейно вдоль северозападного склона Южных Альп. На севере к нему примыкает сброс Аватере. По Веллману, его юго-восточное крыло смещено за время, прошедшее после юры, на 450—500 км в юго-западном направлении по отношению к северо-западному крылу (Веллман, 1957). В рельефе зона альпийских дислокаций выражена депрессией до 300 м ширины (Suggate, 1961, 1963; Suggate a. oth., 1961). Движения в зоне Альпийского сдвига являют-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Присутствие галечников на дне пролива Кука свидетельствует о прежнем сосдинении островов. Они разделились в результате позднеплиоценовых и плейстоценовых движений (King, 1940).

ся до сих пор активными, и горизонтальные смещения по одной из его ветвей (Уаирау) оцениваются в 60 м, а по другой (Аватере) — до 90 м с конца последнего оледенения. Отсюда средняя скорость движений, происходивших после оледенения, определяется в 2,5 см/год, а за весь период — 0,4 см/год. Альпийский сдвиг сопровождается зоной милонитов и крупными надвигами (с вертикальным смещением до 300 м) кристаллических сланцев на морену (Bowen, 1954; Suggate, 1961). Зона сдвигов прослеживается через пролив Кука в юго-восточную часть Северного острова, где третичные отложения тоже сильно дислоцированы в этой зоне. Амплитуда новейших горизонтальных смещений по сбросо-сдвигу Веллингтон оценивается в 80 м (Stevens, 1958). К северо-западу от зоны сдвигов распространены сбросы и действующие вулканы на Северном острове; с зоной сдвигов связаны все главные землетрясения (с магнитудой более 7).

По Коттону, начало горизонтальных смещений в зоне Альпийского сдвига относится к началу мела. О недавних горизонтальных движениях восток-северо-восточного направления в ответвлениях главного разлома свидетельствует смещение русел рек на 1—1,5 км по простиранию сдвигов (Cotton, 1957). По мнению Суггата, горизонтальное смещение в 450 км в основном завершилось во время верхнеюрского — нижнемелового орогенеза, а в верхнетретичное и четвертичное время в этой зоне происходили преимущественно вертикальные поднятия (до 18000 м на Южном остро ве; Suggate, 1963).

Существование Альпийского сдвига оспаривается некоторыми исследователями. Так, Кингма, признавая альпийский сброс, считает, однако, недоказанным смещение на 300 *миль*, предполагаемое Веллманом; по его мнению, смещение несовместимо с разветвлением на севере (зона Марлборо) на сегменты Альпийского сброса (Kingma, 1959).

Альпийский разлом с его сдвиговой и надвиговой природой напоминает разлом срединной линии в Японии, описанный в главе III (Kimura, 1959).

Общая характеристика напряженного состояния земной коры в Новой Зеландии, как оно выясняется по ориентировке трещин, разломов и новейших смещений по ним, представлена, по Ленсену, на фиг. 45. Главное горизонтальное напряжение сжатия (PHS, по индексировке новозеландских геологов) ориентировано, как показано пунктиром, почти перпендикулярно к простиранию складчатых структур (Lensen, 1960).

#### Глава VII

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МОЛОДЫХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ АНТАРКТИДЫ И ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

#### введение

Как мы видели в предыдущей главе, структуры подвижного пояса, окаймляющие с запада Тихий океан, протягиваются, хотя и в сильно редуцированном виде, от Новой Зеландии через дугу островов Макуори и геоантиклиналь островов Баллени к берегам Антарктиды. Складчатый мезозой мыса Адер и молодые вулканы района Земли Виктории, а затем горные хребты Западной Антарктиды, которые продолжаются на п-ов Земля Грейама, позволяют сомкнуть почти непрерывный ряд молодых вулканических, складчатых и складчато-глыбовых структур со структурами восточного обрамления Тихого океана. Западная Антарктида — это настоящий альпийский горный хребет, затопленный массами льда. Отдельные вершины (Сидли, Улмер, Рекс), которые торчат среди ледникового покрова, поднимаются до высоты 3200—3810 м. Если бы ледник стаял, изостатическое поднятие сделало бы их еще более высокими. Имеющиеся гравиметрические данные указывают на значительное (500 м и больше) прогибание Антарктиды под ледниковой нагрузкой (Ушаков, Хаин, 1965).

Дуга Южных Шетландских, Южных Оркнейских и Южных Сандвичевых островов, часто называемая «Южными Антиллами», — типичная молодая островная дуга (с четвертичным и современным вулканизмом, сейсмичностью и пр.). Она связывает Антарктическую часть Тихоокеанского пояса с Андами Южной Америки.

Анды Южной Америки демонстрируют в сравнительно простом и ярком виде важнейшие особенности молодой тектоники Тихоокеанского пояса. Огромный складчатый пояс Анд, на большом протяжении увенчанный цепью действующих вулканов, несет отчетливые признаки сжатия. По западному и восточному краям складчатого пояса имеют развитие надвиги, связанные с поддвиганием Южно-Американской платформы и Тихоокеанской плиты под складчатое сооружение. В осевой части Анд сохранплись более консолидированные массивы (плато Альтиплано в Боливии и Перу и др.), образующие по сравнению с соседними хребтами относительно пониженные участки. Так же, как и межгорные прогибы, они по краям задавлены взбросами, наползавшими с запада и востока. Высокий общий уровень как горных хребтов, так и этих массивов связан с увеличением общей толщины коры, как следует из законов изостазии.

Сейсмозондирование при взрывах, произведенных в Перу и Чили (в районе г. Чуквикамата), показало, что под плато Альтиплано толщина коры составляет 65—69 км, под высокими частями Анд — 70 км (фиг. 48; Woollard, 1960). Под склонами Анд толщина коры определена в 56 км. Из анализа скоростей распространения волн при Чилийских землетрясениях 1960 г. толщина коры под Андами также определена приблизительно в 70 км. Это подтверждается гравиметрическими данными. В горных районах Перу отрицательные изостатические аномалии Буге достигают 300 мгл, в Эквадоре и Колумбии — 200 мгл. Естественно связать это увеличение

толщины коры в два раза, происшедшее, по-видимому, в основном в кайнозое, с деформацией, вызванной тем же тангенциальным сжатием, которое создавало складки и надвиги Анд. Основываясь на такой интерпретации гравиметрических ланных. Лж. Хосперс определил толщину коры в Кордильерах Венесуэлы в 50-60 км, а величину деформации (сокращение.поперечных размеров) — в 40% (Hospers, 1958; Hospers a. Wijnen, 1959). Система Южно-Американских Анд с запада и востока обрамлена



Фиг. 48. Глубинное строение земной коры по данным сейсмозондирования; поперечный разрез через Перуанско-Чилийский (Атакамский) желоб, Анды и плато Альтиплано, по Г. Вулларду (Woollard, 1960)

отчетливо выраженными, почти непрерывными зонами прогибания. Эта закономерность, о которой не раз говорилось при описании других частей Тихоокеанского подвижного пояса, здесь видна особенно наглядно. С западной стороны отчетливую зону прогибания составляют огромный, тяну-



Фиг. 49. Глубинные поперечные разрезы через сейсмичные зоны Гавайских островов и Южной Америки, по Дж. Вильсону (Джекобс и др., 1964) с небольшими исправлениями. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы, показана кривизна земного шара

1 — земная кора; 2 — очаги землетрясений; 3 — поверхность, расположенная на глубине 700 км, ниже которой землетрясения не паблюдаются

шяйся на 4500 км Перуанско-Чилийский (Атакамский) желоб и менее заметный желоб (с глубина-4-4,5 *км*), который ми обрамляет склон южной материка в оконечности районе мыса Горн и Санта-Инес. Глубина Ω отдельных впадин достигает в Перуанско-Чилийском желобе 6215-8066 м. В ослабленной форме он прослеживается на север до Колумбийской котловины.

С востока пояс молодых прогибаний выражен в большом Предандийском прогибе, который прослеживается у подножия Анд Аргентины, Боливии и Перу и Корлильер Колум-

бии и Венесуэлы до устья р. Ориноко. Здесь этот передовой прогиб сливается с зоной фронтального прогиба Антильской дуги, достигающего глубины 9218 м в желобе Пуэрто-Рико. На юге прогиб Огненной Земли лежит на продолжении Предандийского прогиба и фронтального желоба Южных Сандвичевых островов (глубина 8264 м).

Следует отметить, что формирование Предандийского прогиба завершилось в основном в неогене. В новейшее время процесс прогибания отод-

винулся дальше на восток, в область низменностей бассейна р. Параны, верховьев рек Амазонки и Ориноко. «Накатывание» зон протибания на платформу сопровождалось выполаживанием формы прогибов. Широкие и очень пологие современные протибы рек Параны. Амазонки и Ориноко сильно отличаются по своей форме от типичных передовых прогибов и не включены, за исключением небольших частей, в пределы Тихоокеанского подвижного пояса на нашей карте. Андийская система на всем протяжении совпалает с сейсмичным поясом, который характеризуется очагами нормальной и промежуточной (60-300 км) глубины. Глубинная сейсмичная зона выходит на поверхность Земли в полосе восточного склона Перуанско-Чилийского желоба и в ближайших частях побережья и погружается на восток под углом 23—58° (фиг. 49). Поэтому эпицентры глубокофокусных землетрясений, происходящих на глубине от 300 до 700 км, проектируются уже не на территорию подвижного пояса, а на площадь Южно-Американской платформы к востоку от Предандийского краевого прогиба (Гутенберг, Рихтер, 1948; Рихтер, 1963; Джекобс и др., 1964).

Следуя принятому нами плану описания, т. е. переходя по периферии Тихого океана от района к району против часовой стрелки, мы рассмотрим сначала менее изученные структуры Антарктиды, а затем — систему Южно-Американских Анл.

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ

Продолжением мезо-кайнозойских структур Южно-Американских Анд и Огненной Земли являются, как известно, дуга Южных Сандвичевых и Южных Оркнейских островов, Земля Грейама и все пространство Западной Антарктиды. Предположение о том, что эти структуры соединяются на западе через море Росса, о-ва Баллени и о. Макуори с кайнозойскими структурами Новой Зеландии, было впервые высказано А. Борном (Born, 1932), А. Д. Архангельским (Архангельский, 1941), Тейлором (Taylor. 1940) и Уэддом (Wade, 1941: Ford, 1964).

Как известно, граница, разделяющая западную складчатую Антарктиду (или так называемую Андийскую зону) и Восточную Антарктиду, которая представляет собой докембрийскую платформу, условна (из-за ледяного покрова) 1 и, по последним данным, она проводится к северу от гор Хорлик (Bentley a. oth., 1960)<sup>2</sup>. Бентли и другие авторы отмечают, что структуры п-ова Земля Грейама протягиваются на юг по крайней мере до  $83^{\circ}$  ю. ш. и, возможно, пересекают антарктический горст в районе  $84^{\circ}$ ю. ш. и 80-90° з. д. Ими установлено внутриконтинентальное погружение и присутствие трогов под шельфовыми ледниками Филхнер (восточная часть моря Уэддела) и Росса (южная и западная части). Здесь проходит зона разлома, отделяющая складчатую структуру Земли Грейама и Запалной Антарктиды от платформы Восточной Антарктиды.

В работе П. С. Воронова также подчеркивается значение узкого внутриконтинентального (100—110° з. д.) погружения более, чем на 2 км, которое свидетельствует о мобильности земной коры Западной Антарктиды и подтверждает ее альпийский возраст (Воронов, 1960а).

На глубокий прогиб, заполненный льдом, отделяющий Запалную Антарктиду от Восточной, указывает Тейлор (Taylor, 1960), а также Крэри, считающий, что теперь, спустя 50 лет, можно присоединиться к теории о соединении глубоким трогом морей Росса и Уэддела (Crary, 1959). Од-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> До 90% площади Антарктиды покрыто ледяным покровом толщиной от 2 до

<sup>4</sup> км. <sup>2</sup> Результаты работ США в Западной Антарктиде. Предполагается, что поверхность коренных пород основной части Западной Антарктиды лежит ниже уровня моря.



Фит. 50. Схема главнейших структурных элементов Антарктики, по А. И. Шалимову (1957); составлена по материалам Л. Гулда, А. Уэда, Р. Фейербриджа и др. 1 — платформа Восточной Антарктиды; 2 — активизированные зоны платформы Восточной Антарктиды; 3 — складчатый пояс Западной Антарктики; 4 — грабен Уэддела-Росса; 6 — направления главнейших складчатых структур; 6 — крупнейшие разломы; 7 — молодые вулканы; 8 — границы структурных зон

ними авторами принимается (Adile, 1961), другими отрицается существование большого канала, соединяющего моря Росса и Уэддела (Bentley a. oth., 1960; McKinnon, 1960). Этот прогиб называют грабеном Росса-Уэддела (фиг. 50). Более правильно было бы рассматривать его как краевой прогиб на границе платформы и молодого складчатого (или складчатоглыбового) пояса.

Представляют интерес выводы П. С. Воронова, который, исходя из данных определения абсолютного возраста прибрежных пород Восточной Антарктиды (600 млн. лет), считает, что периферическая часть Восточной Антарктиды является каледонским складчатым сооружением и только. Центральная внутриматериковая часть представляет докембрийскую платформу. Он предполагает существование реликтов древних складчатых структур — герцинид в альпийском сооружении Западной Антарктиды (например, в Земле Мэри Бэрд; Воронов, 1961).

В геологическом отношении Западная Антарктида изучена еще слабо. Исследовалось главным образом побережье, свободное от льда<sup>1</sup>. После сводки Андерсена (Andersson, 1906), Норденшельда (Nordenskjöld, 1913) и работ Уэдда (Wade, 1937, 1941, 1945) и Уорнера (Warner, 1945) в горах Энзеля Форда (Земля Мэри Бэрд), появился ряд работ, уточнивших сведения о геологии горного пояса, показавших распространение вулканических пород (базальтов) на Земле Мэри Бэрд и т. д. (Bentley a. oth., 1960; Hamilton W., Hayers, 1959; Hamilton E., 1960; Nichols, 1947). Сведения по геологии Западной Антарктиды подытожены в статьях В. Дэвиса (Davies, 1956), Р. В. Феербриджа (1957), Ч. А. Флеминга (1957), Д. Г. Панова (1958), П. С. Воронова (1958, 1960а; б), А. И. Шалимова (Шалимов, 1957), Б. Гунна (Gunn, 1963), С. А. Ушакова и В. Е. Хаина (Ушаков, Хаин, 1965).

Складчатые структуры Западной Антарктиды, по-видимому, соединяются с кайнозойскими структурами Новой Зеландии через о-ва Баллени и подводный Новозеландский хребет. Советские океанологические исследования проливают свет на этот вопрос. От о. Янг<sup>2</sup> к северу «цоколь продолжается в виде подводного хребта, который далее постепенно понижается и сливается на больших глубинах с поднятиями подводного Новозеландского хребта... Острова Баллени, сложенные вулканическими породами, представляют, таким образом, наиболее высокие части узкого хребта, почти отвесно поднимающегося из глубин океана» (Живаго, Лисицын, 1957, стр. 26). В этом районе отмечается сильная раздроблешность сбросами склонов цоколя этих вулканических островов.

Новые данные, полученные в южной части Тихого океана, показали преобладание здесь складчато-глыбовых структур и позволили наметить другой вариант связи о-вов Баллени с Западной Антарктидой. «Работы в районе островов Баллени, в частности четырехкратное пересечение водного пространства, отделяющего эти острова от материка, показали, что в структурном отношении вулканический массив Баллени не связан с возвышенностями Земли Королевы Виктории, как это иногда указывается в геологических работах по Антарктике. Возможно, что продолжение структур, аналогичных островам Баллени, следует искать на восточном побережье моря Росса (п-ов Эдуарда), что подтверждается, в частности, выступом к северу шельфа моря Росса, ориентированным в направлении островов» (Живаго, 1961, стр. 218).

Антарктическая платформа Земли Виктории — так называемый антарктический горст (или, по Климову, каледонская складчатая область; Климов, Соловьев, 1960) — отделена от моря Росса зонами разломов (Тауlor, 1940). Молодые вулканические конусы располагаются по зонам

<sup>2</sup> Самый северный из о-вов Баллени.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В связи с этим на тектонической карте структурные ярусы не выделялись. Западная Антарктида на тектонической карте включена в нерасчлененный средний структурный ярус.

меридиональных разломов, которые проходят через острова Франклин и Росс (действующий вулкан Эребус).

На северо-востоке Земли Виктории (к западу от моря Росса) осадочные породы дислоцированы с запад-северо-западным простиранием осей складок и прорваны интрузиями пранитов, имеющими возраст около 350— 400 млн. лет (Hamilton W., 1961).

Депрессия морей Росса и Уэддела рассматривается как краевой прогиб, т. е. продолжение Предандийского краевого прогиба Южной Америки через Южно-Сандвичев океанический желоб (Воронов, 1958, 1960). В восточной части моря Росса выявлена мощная (свыше 1300 м) толща осадков, верхнюю часть которых представляют ледниковые образования (Сгагу, 1961).

Геология п-ова Земля Грейама, протягивающегося на 1500 км, сложная. Осевая зона полуострова сложена диоритами.

В строении западной части Земли Грейама участвуют вулканогеннотерригенные (сланцы, песчаники с андезитами, риолитами, туфами) формации юры. Они собраны в линейные складки восток-северо-восточного простирания и прорваны интрузиями (от гранитов до габбро) андийского типа. В восточной части Земли Грейама и на ближайших островах (Росс, Сноу-Хилл, Сеймур и др.) получают развитие полого дислоцированные, с падением на восток, морские отложения верхнего мела (сенон) с фауной аммонитов и кораллов и третичные вулканогенные и осадочные образования (Andersson, 1906). По последним данным, выясняется участие в верхнепалеозойских геосинклинальных образований в осадочном разрезе Земли Грейама (граувакки, сланцы; Gunn, 1963).

Продольные и поперечные молодые разломы отмечаются на Земле Грейама. На Земле Грейама землетрясения не описывались, но современная вулканическая деятельность установлена на о. Десепшен (к западу от Земли Грейама).

Как предполагают, складчатые структуры Земли Грейама протягиваются на юг до 83° ю. ш. (Bentley a. oth., 1960). Интрузии гранитоидов известны на Земле Александра и в горах Энзеля Форда, где они рвут мощную (свыше 4500 м) толщу граувакк, по-видимому, сходную с вулканогеннотерригенной формацией Земли Грейама. Она смята в складки северозападного направления.

Переходя к островной дуге Южных Шетландских, Южных Оркнейских и Южных Сандвичевых островов, следует отметить, что сравнительно хорошо изучены только отдельные участки этой молодой складчатой зоны (табл. 8). Палеозойские и докембрийские (?) образования слагают цоколь островной дуги. На Южно-Оркнейских островах известен наиболее древний разрез палеозоя, охарактеризованный фауной ордовика. Он представлен сланцами, граувакками, филлитами. Известняки с фауной кембрия обнаружены драгированием близ Южных Оркнейских островов (Davies, 1956).

На Южных Оркнейских островах установлено ясное несогласие между сильно дислоцированными в северо-северо-западном направлении граувакками юры и полого дислоцированными в широтном направлении сланцами верхнего мела (Matthews, 1959).

На о. Южная Георгия мощные (до 10 000 м) геосинклинальные вулканогенно-туфогенные формации (граувакки с прослоями спилитов и базальтов), принадлежащие к триасу, юре и нижнему мелу, прорваны интрузиями гранитоидов и сильно дислоцированы. Складки имеют западсеверо-западное — восток-юго-восточное простирание и опрокинуты на юго-юго-запад.

Таким образом, общим для Южных Шетландских и Южных Сандвичевых островов является развитие мощной сильно дислоцированной вулканогенно-туфогенной формации мезозойского (T — Cr<sub>1</sub>) возраста, прорванной интрузиями гранитоидов андийского типа. Фундаментом являются

Таблица 8

### Схема сопоставления стратиграфических разрезов в различных районах западной Антарктиды и дуги Южных Шетландских, Южных Оркнейских и Южных Сандвичевых островов

(по данным: Andersson, 1906; Bentley a. oth., 1960; Davies, 1956; Gunn, 1963; Matthews, 1959; Taylor, 1940; Wade, 1937, 1945)

<b>T</b>			10		· · · · ·	Земля Мэри Бэрд	
Геологический возраст	Георгия	Южные Оркней- ские острова	южные Шетландские острова	Земля Грейама, архипелаг Паль- мера	Земля Алек- сандра	хребет Энзеля Форда	полуостров Эдуарда
Четвертичные				Базальты			
Плиоцен			Базальты	Конгломераты с галь- кой гранитоидов		Базальты Андезиты, туфы	
Миоцен			Андезиты, туфы	Базальты, песчаники, аргиллиты, туфы — галька гранитоидов		· · · · ·	
Олигоцен				Зверху — морские, знизу — континенталь- ные отложения Несогласие			
Эоцен			Внедрение интру- зий (гранитоиды), конгломераты	Внедрение интрузий (гранодиориты, граниты, диориты андийского типа)	Внедрение интру- зий (гранитоиды андийского типа)	Внедрение интру- зий (граниты, гранодиориты, кварцевые мон-	Внедрение интру- зий (гранитоиды)
Верхний мел	Внедрение интру- зий (гранодиори- ты, граниты, габ- бро) Несогласие	Черные сланцы. Фауна — бра- хиоподы. Конгло- мераты. Дайки до- лерита Несогласие		Песчаники, сланцы Фауна — аммониты, ко- раллы		цониты, габбро)	
Нижний мел	1	?	Туфы, граувакки	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			
Верхняя юра	Туфогенные грау-	Граувакки, слан-	Андезиты, рио-	Андезиты, риолиты, ту-	Сланцы, песчани- ки, известняки	Граувакки, арко- зовые песчаники.	Сланцы, кварци- ты
Средняя юра	вакки с прослоя- ми яшм, спили- тов, базальтов (10 000 м)	цы, фельзиты, риолиты. Фау- на — брахиоподы, белемниты	литы, туфы	Фы, порфиры Аркозовые посчаники, сланцы, конгломераты Морская фауна внизу, флора — вверху		сланцы (4500 м)	
Нижняя юра	_						
Триас	_					[	<u> </u>
Палеозой	Граувакки	Граувакки, слан- цы	<u> </u>	Граувакки, аркозы, сла- нцы, конгломераты	<u> </u>		
Докембрий		Кристаллические сланцы	Филлиты, кри- сталлические сланцы		Криста	ллические сланцы	I

кристаллические сланцы докембрия — палеозоя (острова Элефант, Кларенс, скала Шаг).

В обосновании отнесения Западной Антарктиды к области развития молодой альпийской складчатости имеет значение сходство изверженных пород Земли Грейама (70—120 млн. лет; Halpern, 1963), Земли Мэри Бэрд и о. Южная Георгия с интрузиями Патагонских Анд, где они имеют верхнемеловой и верхнемеловой — палеогеновый (70 млн. лет) возраст (Tyrrel, 1947; Matthews, 1959; Adile, 1961). Сходство рельефа Земли Грейама и Патагонских Анд также указывает на эту связь.

Наблюдения, полученные в проливе Дрейка, дополняют данные о связи структур Земли Грейама и Огненной Земли. «Совершенно иной морфологический облик по сравнению с Восточной Антарктидой имеет материковый склон Антарктиды в проливе Дрейка. Молодая складчато-глыбовая тектоника Земли Грейама и островной дуги Скотия обусловила здесь создание исключительно контрастных форм, осложненных проявлениями четвертичного и современного вулканизма. Амплитуда высот между вершинами и основаниями отдельных гряд и глыб достигает 300—400 м» (Живаго, 1961, стр. 209).

Дуга «Южных Антилл», т. е. Земли Грейама, Южных Шетландских, Южных Оркнейских и Южных Сандвичевых островов, располагающихся по оси Южно-Антильского подводного хребта, на большом протяжении является одинарной, а на юге — двойной. Вместе с желобом (глубиной до 8252 м), расположенным на ее восточной выпуклой стороне, эта сейсмичная островная дуга является типичным аналогом Антильской и других островных дуг Тихоокеанского пояса. Судя по морфологии хребта и прогиба и по расположению очагов землетрясений, надвигание масс в области Южных Сандвичевых островов направлено на восток в сторону Атлантического океана.

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГОРНОГО ПОЯСА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

#### Тектоническое районирование Андийского пояса

Геологическое строение области Южно-Американских Анд и примыкающих к ним прогибов известно советским геологам по переводам книги К. Герта (1959) и объяснительной записки к геологической карте Южной Америки, опубликованной в 1956 г. (Очерки..., 1959), а также из обзоров Е. Н. Лукашовой и М. В. Муратова (Лукашова, 1958), В. В. Белоусова (Белоусов, 1963) и более ранних описаний, в которых тектоника этой области освещалась очень кратко (Мушкетов, 1935; Архангельский, 1941). В нашей сводке, кроме этих обзоров, использованы очерки Ф. Альфельда по Боливии (Ahlfeld, 1946), Р. Лиддла по Венесуэле (Liddle, 1946) и ряд новейших статей, в особенности работа Харрингтона по палеогеографии Южной Америки (Harrington, 1962).

Принятая нами тектоническая схема (фиг. 51, см. Приложение; см. фиг. 1) близка к той, которая была намечена А. Д. Архангельским и М. В. Муратовым, но является гораздо более детальной по степени расчленения на структурные элементы и этажи. Тектоническое районирование и выделение структурных этажей проводилось главным образом на основе геологической карты Южной Америки масштаба 1:5 000 000. Оно не везде обосновано достаточно достоверно, так как, несмотря на значительное количество работ по отдельным районам, геологическая изученность огромной территории Анд совершенно недостаточная.

На упомянутой геологической карте верхний мел зачастую не выделен из общего объема мела, поэтому для выделения среднего структурного яруса (Cr<sub>2</sub>, Pg) были использованы диаграммы в сводке Герта, а также геологические карты других авторов. Геологическое строение геосинклинальной зоны Южной Америки очень сложно. Здесь развит мощный разрез морских, вулканогенных и континентальных, насыщенных интрузиями и лавами образований, охватывающий период от докембрия до современного (фиг. 52, 53, 54).

Стратиграфия докембрия еще не разработана, и часть метаморфических толщ, выступающих в ядрах антиклинориев и условно относимых к докембрию, может датироваться нижним палеозоем. Палеозойская история Анд характеризуется накоплением мощного морского, местами континентального разреза от кембрия до перми включительно.

Кембрий, залегающий с резким несогласием на метаморфическом комплексе докембрия, сложен преимущественно известняками и терригенными отложениями, которые в некоторых пунктах охарактеризованы фауной.

В разрезе ордовика, который с несогласием залегает на кембрии, преобладают граптолитовые сланцы. Ордовик представлен главным образом нижним и средним отделами, имеет большую мощность и широкое распространение (см. фиг. 52, *A*).

Силур, сложенный терригенно-карбонатными образованиями, известен в немногих районах (Боливия, Аргентина, юго-восток Перу; см. фиг. 52, В). Среди всего разреза палеозоя наибольшим развитием и огромными мощностями характеризуется девон (терригенные отложения с фауной; см. фиг. 52. В). Складкообразовательные движения в конпе девона предшествовали формированию нижнекаменноугольных отложений, преимущественно континентальных, отчасти морских, известных в южной части Анд. Большая часть страны в это время была сушей. Верхнекаменноугольные и нижнепермские образования (см. фиг. 52, Г) широко представлены морскими фациями, для верхней же перми характерны континентальные красноцветы (юг Перу) с пирокластическим материалом и местами с морскими слоями (см. фиг. 52, Д). Прогрессирующее поднятие в результате герцинских движений привело к осушению страны, и в течение нижнего и среднего триаса Андийский регион представлял сушу. Континентальные осадочные (песчаники, конгломераты) и вулканические (риолиты, туфы) образования этого возраста известны из разных мест Анд (западная Аргентина, центральное Чили, Центральная Кордильера Колумбии; см. фиг. 52, Е). Верхний триас (норий) представлен уже морскими геосинклинальными образованиями с фауной, широко развитыми в северной и средней частях геосинклинальной зоны (см. фиг. 53, А). Кроме того. имеются и континентальные отложения — красноцветы с лавами риолитов и туфы.

Более широко по сравнению с верхним триасом распространены морские образования нижней юры, часто в вулканогенных формациях (переслаивание порфиритов и морских отложений; фиг. 53, *Б*). Континентальные отложения (с прослоями лав) имеют уже подчиненное значение. В средней юре морские образования также широко распространены, а в верхней юре наблюдается резкое сокращение ареала распространения морских толщ, и морские вулканогенные формации известны только в Чили. Лавы андезитов и туфы ассоциируются также с континентальными отложениями (Эквадор, Южная Колумбия, Чили), среди которых известны красноцветы с массивными ангидритами и гипсами.

В Андах траница юры и мела проводится между киммериджем и титоном. Титон тесно связан с неокомом (берриас — баррем) и рассматривается южноамериканскими геологами как часть нижнего мела (см. фиг. 53, В). Морские отложения титона и неокома (с фауной) так же, как и континентальные образования, широко распространены (север и юг Чили, юго-западное Перу и т. д.).

Апт—сеноман (верхи нижнего или так называемый средний мел) широко развит как в морских, так и в континентальных фациях, иногда в близком их сочетании (см. фиг. 53, *B*, *II*).



Фиг. 52. Палеогеографические карты Южной Америки, по Г. Харрингтону (Harrington, 1962)

А — в нижнем и среднем ордовике (I — арениг, II — ланвирн); Б — в нижнем силуре; В — в верхнем девоне; Г — в нижней перми, Д — в верхней перми и Е — в триасе (I — нижний триас, II анизийский век, III — ладинский и карнийский века)

Фации: 1 — морские; 2 — континентальные; 3 — смешанные (морские и континентальные); 4 — вулканические; 5 — ледниковые



Фиг. 53. Палеогеографические карты Южной Америки, по Г. Харрингтону (Harrington, 1962)

А — в верхнем триасе (норийский век); Б — в нижней юре (I — геттанг, II — синемюр и плинсбах, III — домер и тоар); В — в верхней юре и середине мела (I — титон, II — апт — сеноман) и Г — в верхнемеловое время (турон — коньяк)

Фации: 1 — морскис; 2 — континентальные; 3 — смешанные; 4 — вулканические



Фиг. 54. Палеогеографические карты Южной Америки, по Г. Харрингтону (Harrington, 1962)

А — в сеноне (сантон — маастрихт); Б — в конце верхнего мела — начале палеогена (датский век палеоцен); В — в олигоцене (I — средний олигоцен, II — верхний олигоцен) и Г — в миоцене (I — средний миоцен, II — верхний миоцен)

Фации: 1 — морские; 2 — континентальные; 3 — смешанные; 4 — вулканические

Морские образования верхнего мела (турон — коньяк) покрывают обширные районы на севере Анд (Колумбия, Венесуэла), в средней же части Анд (Чили) распространены континентальные отложения и лавы (см. фит. 53, Г).

С предсантонскими тектоническими движениями <sup>1</sup> связано начало поднятия Главных Кордильер Анд (Аргентины, Чили, Перу, Эквадора). Накопление морских отложений сантона-маастрихта локализовалось преимущественно в узких трогах между воздымающимися горами, или небольшие ингрессии захватывали побережье (например, в Чили; см. фиг. 54, A).

Граница между верхним мелом и палеоценом в Андах условна в связи. с непрерывным осадконакоплением и местами постепенной сменой морских образований континентальными. Последние здесь широко развиты (см. фиг. 54, *B*). С эоцена и до верхнего миоцена происходит накопление мощного разреза морских отложений в так называемой геосинклинали Боливар (запад Колумбии и Эквадора; см. фит. 54, *B*, *Г*). В других же районах Анд, в особенности в Предандийском краевом прогибе, за небольшими исключениями развиты континентальные образования, а уже в плиоцене морские отложения известны только на севере Анд.

Сопоставление стратиграфических разрезов различных районов Анд приводится в табл. 9 и 10.

Для южной части Анд подмечена закономерность в миграции прогибов. Оси зон наибольшего прогибания перемещались в течение мезозоя как на запад, т. е. в сторону Тихого океана, так и на восток, в сторону краевого прогиба, обособившегося у периферии Южно-Американской платформы в третичном периоде. В мезозое (J, Cr<sub>1</sub>) ось максимального прогибания располагалась близко к современному берегу (Harrington, 1962).

При тектоническом районировании мелкого масштаба можно выделить в пределах Анд крупные структуры типа антиклинориев и синклинорных зон (см. фиг. 51). В пределах каждой из них различаются более мелкие антиклинальные и синклинальные складки.

Ниже приводится краткое описание выделенных тектонических структур с севера на юг с подразделением их на структурные ярусы. Выделяются четыре структурных яруса и краевые прогибы, выполненные третичными образованиями.

В объем самого нижнего структурного яруса включены выходы докембрийского и нижнегалеозойского метаморфического основания. В нижний структурный ярус входят два подъяруса: нижний (средний и верхний палеозой) и верхний (триас, юра, нижний мел и рвущие их интрузии гранитоидов). Средний структурный ярус включает весь верхний мел, палеоген и интрузии гранитоидов. В верхнем структурном ярусе выделены: а) морские отложения четвертичного периода, неогена и, частично, палеогена; б) третичные отложения межгорных прогибов и грабенов, представленные в значительной части континентальными, а также морскими дислоцированными образованиями; в) вулканогенные породы третичного и четвертичного возраста. Выделены гранитоиды позднего этапа развития геосинклинального пояса, относящиеся к неогену.

#### Карибские Анды

В этой области, охватывающей Центральную и Восточную Венесуэлу и о. Тринидад, выделяются антиклинорий Берегового хребта Венесуэлы и Северного Тринидада и синклинорная зона Сьерра-дель-Интериор. Антиклинорий Берегового хребта Венесуэлы и о. Тринидад имеет восток-северо-восточное простирание и сложен на севере палеозойскими образованиями, которые оборваны сбросом. В строении южного

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Так называемая Перуанская, по Штейнманну, начальная фаза Андийского цикла, закончившегося в третичное время (Steinmann, 19296).

его крыла участвуют преимущественно меловые толщи. В зоне антиклинория выделяются следующие структурные этажи.

1. Нижний подъярус нижнего структурного яруса (Pz), т. е. домезозойский фундамент антиклинория, представлен метаморфизованными породами (гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, интрузии перидотитов и гранитов). Они смяты в складки восток-северо-восточного простирания. Эти образования слагают северный склон горной цепи Карибских Анд, обращенный к Карибскому морю, выступают в ядрах меловых структур и выходят по простиранию на о. Маргарита.

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса включает юру и нижний мел ( $J_3$ ,  $Cr_1$ ). Сюда относится так называемый «древний метаморфический комплекс»<sup>1</sup>, который несогласно залегает на домезозойском фундаменте (на южном склоне Берегового хребта и северной цепи о. Тринидад). Это аркозы, конгломераты с талькой гранита, кварциты, доломиты, кристаллические известняки, зеленые сланцы с прослоями базальтов, порфиритов и амфиболитов; общая мощность до 3500 м. Этот комплекс относится к нижнему мелу, а на северном Тринидаде включает и верхнюю юру (Dengo, 1953; Smith, 1953; Shagam, 1960; Bucher, 1952; Sutter, 1960).

3. Средний структурный ярус включает верхнемеловые и нижнетретичные отложения (Cr<sub>2</sub>, Pg). Нижний мел несогласно перекрыт эвгеосинклинальным (в пределах Берегового хребта) «молодым метаморфическим комплексом», который носит название формации Паракотос или Лас Мерседес. Это граувакки, туфы, базальты, кремни, известняки верхнемелового возраста; общая мощность комплекса достигает 3500 м. Он прорван интрузиями гранитов и диоритов. В результате метаморфизма, связанного со складчатостью, эти породы преобразованы в филлиты и метаграувакки.

В структурном отношении вся эта область представляет антиклинорий северо-восточного простирания с интенсивной, нередко изоклинальной складчатостью. Складки асимметрично сжаты и часто наклонены и опрокинуты к северу.

Складчатые структуры северного Тринидада заворачиваются в направлении Карибской островной дуги (Barr, 1962, 1963).

В северной части Берегового хребта разломы круто падают на юг и наблюдается надвигание масс на север, а на юге разрывы имеют падение на север, с надвиганием масс на юг.

Среди разрывных нарушений главное значение отводится дислокациям типа надвигов и сдвигов (Rod, 1956; Barr, 1962, 1963).

Синклинорная зона Сьерра-дель-Интериор располагается к юго-востоку от вышеописанного антиклинория. Возвышенность Сьерра-дель-Интериор (Внутренние хребты) расположена между р. Рио-Кохедес на западе и заливом Пария на востоке. На севере она ограничена по разлому Береговым хребтом. Верхний мел имеет здесь иной характер разреза; по-видимому, он отлагался в миогеосинклинали. Полный разрез (известняки, сланцы, кремнистые сланцы) фаунистически охарактеризованного (аммониты, иноцерамы) верхнего мела, от сеномана до датского яруса, характерен для восточной части хребта (между заливами Унаре и Пария) и для о. Тринидад. На юге развит палеоген (палеоцен—песчаники, рифовые известняки с кораллами; верхний эоцен—песчаники, известняки).

На границе с краевым прогибом верхнезоценовые отложения переходят в сланцы и песчаники олигоцена (так называемая формация Санта-Инес), выполняющие краевой прогиб.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Так называемые формации Лас Бриас, Антимано, Лас Мерседес и Вилья де Кура. Иногда вся толща пород от J<sub>3</sub> до Cr<sub>2</sub> (мощность свыше 6,5 км) объединяется в «Карибский комплекс» (Barr, 1962).

#### Антиклинории Антиклинорий Синклинорий Прогиб Геологиче-Восточной Берегового Сьерра-дель-Сьерра-де-Мерида Маракаибо ский возраст Кордильеры хребта Венесуэлы Интериор Колумбии Континенплиопен тальные и морские отложения миоцен Сланцы, песчаники Гретичные Несогласие олигоцен Пестроцветы, Морские. эопен Угленосные угленосные угленосные отложения отпожения отложения Внедрение ин-Несогласие (3000 M) (неск. тыс. трузий (гранито-Несогласие метров) илы) Внедрение (местами) палеоцен интрузий (габбро) Перерыв Верхний мел Граувакки, крем-Известняки, Известняки, Сланцы с фораминифе-Морские ни, туфы, базальпесчаники. сланцы. рами, известпесчаники. отложения ты, известняки битуминозные (3500 м) сланцы Фауна пяки Несогласие Внедрение интрузий (пери-Перерыв Перерыв Перерыв потиты) Нижний мел Известняки. Угленосные Морские и Морские аркозы, амфибоконтиненотложенияотложения литы, конгломеи морские известняки, тальные мергели, раты (3500 м) отложения. континенизвестняки Внедрение тальные песчаники интрузий (граниты) Несогласие Несогласие верхняя Красноцветы, Переслаивалавы и мор-ские отло-Юpa ние красносредняя ПВСТОВ. ЛАВ жения и морских известняков нижняя (серия Ла-Кинта) (3000 M) верхний TDEAC Несогласие Несогласие средний няжний Пермь верхняя Песчаники, известняки, нижняя сланцы Карбон Амфиболиты, Песчаники, слюдяные сланизвестняки. цы, гнейсы, Несогласие Несогласие граниты Сланцы, Левон Сланцы, песчаники песчаники с фауной Силур 2 Граптолито-Ордовик Филлиты, вые сланцы песчаники Кембрий Известняки с Несогласие трилобитами Докембрий Кристалличе-Кристаллические сланцы, ские сланцы, гнейсы, грагнейсы, граниты яяты

#### Схема сопоставления стратиграфических разрезов (по данным: Герт 1959; Очерки, 1959; Barr, 1963; Dengo, 1953;

# северных и северо-западных районов Анд

.

Hammen, 1961; Harrington, 1962; Liddle, 1946; Ruegg, 1957; Shagam, 1960, и др.)

	Грабены		A	Синкли			
Антиклинорий Центральной Кордильеры Колумбии	Магдалена	Каука	клинорий Восточной Корди- льеры Эквадора	Западной Кордильеры Эквадора и Колумбии	Западной Кордильеры Перу	Антиклинорий Береговой Кордильеры Перу	
		Андезиты, дациты Несогласие			Андезиты, дациты, континенталь-		
	Красноцветы, конгломераты	Красноцветы, андезиты, морские сланцы		Морские и континен- тальные отло- жения	ные отложе- ния Несогласие		
	Угленосные отложения, конгломе- раты	Угленосные отложения с прослоями морских кон- гломератов Несогласие		Морские отложения, красноцветы, угленосн.отл., конгломераты Несогласие	Внедрение интрузий (гранитоиды)		
	Несогласие			Внедрение интрузий (гра- ниты, габбро)		Песчаники, сланцы, из-	
Песчаники, известняки с морской фауной	Песчаники, сланцы с морской фау- ной	Песчаники, сланцы, порфириты, туфы		Известняки, песчаники, порфириты, туфы, сланцы	Красноцветы, лавы и мор- ские известня- ки	вестняки с фауной Cr <sub>2</sub> — Pg	
Несогласие					Несогласие	Несогласие	
· · · · ·	Глинистые сланцы			Известняки, порфириты, туфы	Граувакки, сланцы, мор- ские и конти- нентальные отложения	Известняки, сланцы	
	ļ	•			Несогласие	Несогласие	
Внедрение интрузий (гранитоиды)					Песчаники, сланцы, анде- зиты, извест- няки	Порфириты, песчаники, известняки Несогласие	
Красноцветы, порфириты, дациты и морские отложения					Песчаники, известняки с фауной, красноцветы		
Несогласие					Несогласие	-	
Внедрение					Известняки, филлиты	Известняки, филлиты	
интрузии (гранцы, Сланцы, песчаники, спилиты, известняки, конгломераты	Палеозойский фундамент		Известня- ки, крем- нистые и глинистые сланцы Фауна Несогласие			Угленосные отложения	
Граптолито- вые сланцы Филлиты, графитовые сланцы			Графити- зирован- ные слан- цы, фил- литы Несогласие			Кристалличе ские сланцы кварциты, гнейсы, гра- ниты	
Гнейсы		Гнейсы	Гнейсы, граниты				
I.		ļ		1	1		

Таблида 10

## Схема сопоставления стратиграфических разрезов центральных и южных районов Анд

(по данным: Герт, 1959; Очерки, 1959; Ahlfeld, 1946; Cecioni a. Floreal, 1960; Dessanti, 1958; Harrington, 1961, 1962; Harrison, 1960: Katz, 1962, 1963; Newell, 1949; Ruiz a. oth., 1961; Wilson, 1963, и др.)

Геологический возраст		Антиклинорий Восточной и	Синклинорий Восточной	Антиклинорий Восточной	Прогиб	Антиклинорий	Синкл	Антиклинорий	
		центральной Кордильеры Перу	Кордиль <b>еры</b> Перу и Эк <b>вад</b> ора	Кордильеры Северной Боливии и Перу	Альтиплано	Береговой Кордильеры Чили	Главной Кордильеры Чили	Аргентинской Кордильеры	Патагонской Кордильеры
Третичные	плио- цен				Базальты, ту- фы. Несогласие		Риолиты, туфы		
	мио- цен				Внедрение ин- трузий (гра- нитоиды). Красноцветы с		Континентальные отложения	Базальты, анде- зиты	Базальты
	олиго- цен		Красноцветы	Красноцветы	прослоями ту- фов (7000 м) Несогласие	Переслаивание угленосных и мор- ских отложений		Континентальные отложения Несогласие	Monorma
	эоцен							Внедрение интру- зий (граниты)	морские отложе- ния с лигнитом Несогласие Внедрение интру- аий (граниты)
	палео- цен							Континентальные отложения	
Вер м	хний ел		Сланцы, извест- няки Несогласие			Внедрение интру- зий (гранитоиды). Сланцы, песчани- ки, конгломераты Несогласие	Внедрение интру- зий (гранитоиды) Морские и конти- нентальные отло- жения. Андезиты Несогласие	Морские отложе- ния Красноцветы Несогласие	Песчаники, грау- вакки, конгломе- раты (6000 м)
Нижн	ий мел		Континентальные и морские терри- генно-известняко- вые отложения Несогласие		1	Известняки с ам- монитами, крас- ноцветы, туфы, андеаяты, конгло- мераты Несогласие	Континентальные отложения — сланцы, песчани- ки, известняки, конгломераты Несогласие	Сланцы, песчани- ки, известняки	Аргиллиты, слан цы, песчаники, порфиры, туфы, конгломераты Несогласие

	Юра	верх- няя сред- няя ниж- няя		Красноцветы, туфы (4000 м)			Внедрение интру- зий (гранитоиды) Сланцы с гипсом, порфириты, мер- гели с аммонита- ми Конгломераты Несогласие	Известяяни, мер- гели, песчаники с фауной. Иногда переслайвание морских, конти- неатальных отло- жений и лав	Переслаивание порфиритов, пес- чаников, сланцев, известняков	
-	puac	верх- ний сред-		известняки с фа- уной (3000 м)			Угленосные отло- жения, кератофи- ры, сланцы с фау- ной т <sub>2</sub> — Т <sub>3</sub> Конгломераты	Сланцы с фауной Т,иконтиненталь- ные отложения	Порфиры, порфи- риты	
	F	ниж- ниж- ний		1	Красноцветы с прослоями анде-		Несогласие			
•	QMD	верх- няя			несогласие Исросствения с фи		Внедрение интру- зий (граниты)			Сланцы, песчани-
	Πel	<b>н</b> иж- няя	Известняки Фауна		навестники с фу зулинами Несогласие		Филлиты, извест- няки Несогласие			КИ С ПРОСЛОЯМИ ИЗВЕСТНЯКОВ
-	Kaj	рбон	Угленосные отложения Несогласие							
-	Дe	во <b>н</b>	Сланцы, пес- чаники Фауна (бра- хиоподы)		Сланцы с просло- ями кварцитов и песчаников	Палеозойский фундамент	Сланцы, песча- ники с фауной			Сланцы, филлиты,
•	Cr	лур	\$		Черные сланцы					кварциты, мра- моры
	Орд	овик	Сланцы сграп- толитами		Сланцы с грапто- литами, песчани- ки					
	Кем	брий	Филлиты,		?					
247	Доке	мбрий	слюдяные сланцы, гней- сы, граниты		Слюдяные слан- цы, амфиболиты, гнейсы		Кристаллические сланцы			Кристаллические сланцы, гнейсы

Все эти образования смяты в серию антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания. Антиклинальные складки сложены нижним мелом (песчаники, углистые сланцы с флорой неокома, известняки с морской фауной апта и альба). На юге структуры наблюдается запрокидывание круто поставленных чешуй антиклинальных и синклинальных складок на юг, с надвиганием их на верхнетретичные отложения краевого прогиба (Liddle, 1946; Герт, 1959).

Складчатая структура осложнена надвигами, сдвигами (со смещением до 3 км), сбросами восток-северо-восточного, северо-западного и широтного направлений, причем направление основных разломов соответствует господствующим северо-восточным простираниям складок.

Интенсивная фаза орогенеза в Карибских горах соответствует перерыву между палеоценом и верхним зоценом. Она аналогична предверхнезоценовой складчатости на Больших Антильских островах. Следующая по времени и по значению фаза складчатости отмечается в конце неогена (Герт, 1959). Тектонические движения происходили также в начале верхнего мела (так называемые среднемеловые движения); с ними связывают внедрение ультраосновных пород (Shagam, 1960; McLachlan a. oth., 1960).

# Восточная Кордильера Колумбии и Сьерра-де-Мерида

Антиклинорий Восточной Кордильеры Колумбии имеет северо-северо-восточное простирание. Характерной особенностью этой структуры являются прерывистые выходы палеозойских ядер, погруженных по оси структуры под верхнемеловые морские образования и вновь появляющихся на поверхности по ее простиранию.

1. Самый нижний и нижний структурные ярусы (Pt, Pz<sub>1-2</sub>, Pz<sub>3</sub>). Осевая зона структуры сложена кристаллическим комплексом (гнейсы, граниты, слюдяные сланцы) докембрия и несогласно на нем залегающими геосинклинальными образованиями палеозоя. Среди палеозойских отложений выделяются: 1) нижний палеозой (известняки с трилобитами кембрия, граптолитовые сланцы ордовика); 2) средний палеозой (сланцы, песчаники с фауной девона); 3) несогласно залегающий на этих и более древних породах верхний палеозой (песчаники, известняки верхнего карбона перми). Все эти образования сильно дислоцированы с образованием надвиговых чешуй. Время последней складчатости, отмеченной внутри палеозойского комплекса, относится к перми и нижнему триасу (Trumpy, 1943); структура, несомненно, была усложнена позднейшими дислокациями.

2. Нижний структурный ярус, верхний подъярус (T, J, Cr<sub>1</sub>). Домезозойские образования перекрыты пестрой по составу (красноцветы, кварцевые порфиры, порфириты, морские известняки) толщей триас-юрского возраста, прорванной интрузиями щелочных пород (граниты, монцониты). Мощность этой толщи, называемой серией Ла-Кинта, местами достигает 3000 м.

Разрез нижнего мела начинается континентальными отложениями. Они сменяются выше по разрезу морскими, фаунистически охарактеризованными мощными (до 6000 м в районе Боготы) терригенными формациями (Очерки..., 1959; Hubach, 1958).

3. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg). Краткое отступание моря на границе нижнего и верхнего мела сменилось с верхнего сеномана морским осадкообразованием. Морской мел (преимущественно маастрихт) распространен по всей Восточной Кордильере, за ислючением ее осевой части. Он характеризуется большими мощностями на востоке, где располагался меловой Колумбийский миогеосинклинальный прогиб. Отсутствие морского сантона и местные несогласия в основании маастрихта связаны с подвижностью этой геосинклинали (Очерки..., 1959; Hammen, 1961). Верхний мел (от верхнего сеномана до верхнего сенона включительно) содержит богатую морскую фауну и представлен терригенно-известняковыми формациями (глинистые сланцы, песчаники и известняки, иногда окремненные — так называемые слои гуадалупе и пальмира).

Континентальные (угленосные и пестроцветные), а внизу также морские образования палеогена, достигающие мощности 3000 *м* на плоскогорье Богота, залегают согласно на верхнемеловых отложениях, заполняя синклинали<sup>1</sup>. Местами наблюдается слабое несогласие в основании палеоцена; оно указывает на складкообразовательные тектонические движения, происходившие в начале палеоцена (ларамийская фаза).

Мезозойские отложения дислоцированы с северо-западным простиранием осей складок. Оно отклоняется до северо-восточного направления у г. Боготы. Местами (например, к северу от Боготы) наблюдается запрокидывание складок на восток. По западному борту структуры развиты надвиги палеозойских и меловых складок на третичные образования грабена Магдалены. Время складчатости относят к эоцену.

Для Восточной Кордильеры характерно незначительное проявление молодого магматизма (диориты), что, возможно, связано с неглубоким эрозионным срезом, не вскрывшим интрузии. Начало воздымания Восточной Кордильеры датируется верхним олигоценом.

Сьерра-де-Мерида. К северу от Восточной Кордильеры ответвляется в северо-северо-восточном (10—15°) направлении хребет Сьерра-де-Периха, а к восток-северо-востоку от нее отщепляется Сьерра-де-Мерида — хребет длиной до 400 км. В структурном отношении Сьерра-де-Меририда представляет собой антиклинорий со сложной складчатой тектоникой, осложненной надвигами. Ядро его сложено сильно дислоцированным докембрием (гнейсы, сланцы) и морским нижним и средним палеозоем (песчаники, филлиты), который трансгрессивно и несогласно перекрыт морским пермокарбоном (песчаники, известняки с дайками кварцевых порфиров и основных пород).

Верхний палеозой дислоцирован и метаморфизован значительно слабее древних толщ. На этом основании здесь предполагается верхнедевонский орогенез (как и в остальных частях Анд). Орогенические движения происходили также в конце перми.

На крыльях антиклинория палеозой перекрыт континентальной толщей триаса и юры (серия Ла-Кинта — красноцветы, лавы), морским нижним мелом с континентальными пачками внизу и вверху. Выше залегает морской верхний мел, сохранившийся только в отдельных тектонических чешуях, но первоначально покрывавший, по-видимому, весь массив.

Переход между верхним мелом и третичными отложениями постепенный. Орогенез на границе верхнего мела и палеогена выразился в поднятии массива, а позднетретичный орогенез вызвал новые поднятия и расколы на глыбы. Глыбовое строение и надвиги — характерная особенность массива Сьерра-де-Мерида (Герт, 1959).

Сходное геологическое строение имеет и Сьерра-де-Периха, но здесь особенно наглядно выражена дизъюнктивная тектоника. Эти дислокации проявились в зонах разрывов (сбросы, сбросо-сдвиги) разных направлений, среди которых господствуют северо-северо-восточные (35°). Время образования этих разломов относят к постолигоцену (Miller, 1962).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Некоторые авторы часть этой толщи (так называемую свиту гуадуас) относят к верхам верхного мела — палеоцену (Bürgl, 1958).

#### Прогиб Мараканбо

Межгорный прогиб Мараканбо возник в течение эоцена — плейстоцена в связи с полнятием хребтов Сьерра-де-Мерида и Сьерра-де-Периха. Он выполнен мошной (до 15 км) сложно построенной толщей нижне- и верхнетретичных морских и континентальных (угленосных, аллювиальных, субаэральных) отложений, которые залегают согласно на морских образованиях верхнего мела. Внутри третичной толщи несогласие фиксируется в основании миоцена. Общая мощность верхнего мела и кайнозоя составляет около 20 км. С. Кэри связывает прогибание зоны Маракаибо и накопление такой мошной серии осадков с процессами расщепления и растя-, жения коры, которые привели к уменьшению толщины фундамента и нижнего слоя коры. Имеются гравиметрические данные, которые подтвержлают такую интерпретацию (Continental drift, 1958). Для характеристики темпа прогибания можно указать, что только мощность эоцена на востоке бассейна лостигает 5000 м (Miller, 1962), а в небольшом широтном прогибе Фалькон (к северо-востоку от Мараканбо) мощность морского олиго-миоцена равна 5000 м (Wheller, 1963). Меловые и зоценовые отложения были собраны в складки и разбиты сбросами в результате орогенических движений позднего эоцена. На эту эпоху падает одна из главных фаз андийского орогенеза. Движения верхнетретичного времени вызвали лишь слабую складчатость, обновление старых и образование новых разломов.

В северной части прогиба проходит широтного простирания правобоковой сбросо-сдвиг (Ока), который входит в систему сбросо-сдвигов (Боконо, Эль-Пилар и др.), развитых восточнее в Андах и Карибских хребтах Восточной Венесуэлы и Тринидада. По этой системе сбросо-сдвигов горизонтальное смещение прибрежных районов Карибского моря к востоку оценивается в несколько десятков километров (Sutton, 1946; Liddle, 1946; Rod, 1956).

#### Центральная Кордильера Колумбии

Антиклинорий Центральной Кордильеры Колумбии сложен образованиями нижних ярусов и среднего яруса.

1. Самый нижний структурный ярус (т. е. фундамент складчатой зоны; PreCm — Pz<sub>1</sub>) и нижний подъярус (Pz<sub>3</sub>) нижнего структурного яруса образуют выступ, ограниченный грабенами: с запада — грабеном Каука, с востока — грабеном долины р. Магдалены. Являясь продолжением к северу антиклинория Кордильеры Реаль Эквадора, этот антиклинорий в основном тоже сложен метаморфическим комплексом докембрия — нижнего палеозоя (гнейсы, графитовые сланцы, филлиты), граптолитовыми сланцами ордовика и отложениями девона, карбона и перми (переслаивание кварцитов, песчаников, известняков, спилитов).

Палеозойские образования смяты в складки меридионального простирания с крутыми западными и пологими восточными крыльями. Наблюдаются и чешуйчатые структуры. Помимо продольных тектонических разрывов, ограничивающих антиклинорий с запада и востока, отмечаются разрывы и во внутренней его части (Liégeois, 1959; Nelson, 1959).

2. Нижний структурный ярус, верхний подъярус (T — J<sub>1</sub>) имеет в Центральной Кордильере Колумбии более ограниченное распространение.

Размытая поверхность древнего фундамента несогласно перекрыта на востоке красноцветами и лавами (порфириты, дациты) с прослоями морских горизонтов триаса — нижней юры. Они прорваны интрузиями пранодиоритов, монцонитов.

3. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>). На юго-востоке древний палеозойский фундамент и континентальный мезозой несогласно перекрыты широко распространенными морскими песчано-карбонатными отложениями верхнего мела (маастрихта).

#### Прогиб Магдалена и грабен Каука — Патия

Грабенообразный прогиб по долине р. Магдалены представляет собой третичную структуру меридионального простирания (длиной до 1000 км), которая ограничена с востока и запада разломами и выполнена слабо дислоцированными монотонными континентальными и морскими (в нижнем течении реки) третичными отложениями большой мощности. Они относятся главным образом к неогену. Третичные отложения (конгломераты палеоцена) залегают несогласно на домезозойском фундаменте и на морских толщах верхнего мела. Палеоген представлен угленосными формациями, а миоцен — молассой (так называемая серия Реаль, а в средней части грабена — серия Онда), которая состоит из мощной толщи переслаивания конгломератов, косослоистых песчаников и красноцветов. В ней содержится фауна позвоночных и флора. Миоценовые образования залегают согласно на нижнетретичных, местами наблюдаются надвиговые чешуи, состоящие из нижнетретичных пород. Эти дислокации относятся к концу третичного периода (начало плиоцена; Герт, 1959; Hammen, 1961).

Грабен Каука — Патия, расположенный в долинах рек того же названия, — это асимметричная, вытянутая в меридиональном направлении структура длиной до 600 км, с наибольшим погружением на западе. Она сформировалась в третичное время (с верхнего олигоцена), в связи с воздыманием Колумбийских Анд. Грабен заполнен третичными континентальными и морскими отложениями, дислоцированными в начале плиоцена. Они залегают несогласно, с базальными конгломератами в основании олигоцена, на докембрийском фундаменте или на меловых эффузивах (Hammen, 1961). Местами развиты покровы молодых лав (андезиты, базальты). Нижнетретичные отложения представлены угленосной серией с морскими прослоями. Миоцен представлен красноцветами с прослоями андезитов и морских сланцев<sup>1</sup>. Мощность третичного разреза достигает 3000 м. причем морские сланцы (Pg — N) подняты сейчас на высоту до 1700 м над уровнем моря. Отмечается широкое развитие надвигов (например, на востоке — докембрий надвинут на третичные отложения) и глыбовое строение дна грабена.

# Восточная Кордильера Эквадора (Кордильера Реаль)

Антиклинорий Восточной Кордильеры Эквадора, иначе называемой Кордильера Реаль, является продолжением Центральной Кордильеры Колумбии.

Кордильера Реаль ограничена с востока и запада зонами разломов и представляет собой структуру типа горст-антиклинория (Очерки..., 1959). В ее строении принимают участие породы нижних структурных ярусов (Pt — Pz<sub>1</sub>, Pz<sub>3</sub>), т. е. сильно дислоцированные докембрийские и палеозойские образования. На востоке складки характеризуются пологими западными и крутыми, часто запрокинутыми к востоку восточными крыльями. Они местами осложнены надвигами, двигавшимися к востоку. Кристаллические сланцы, граниты и гнейсы условно относятся к докембрию, а филлиты и графитизированные сланцы — к нижнему палеозою. Развитые на восточном крыле слабо метаморфизованные глинистые, кремнистые и аспидные сланцы и известняки охарактеризованы фауной карбона.

У Герта имеется указание на несогласное залегание палеозоя на кристаллических породах (Герт, 1959). Стратиграфический перерыв, отделяющий древние метаморфические образования от верхнего палеозоя, сопоставляется с каледонской складчатостью (Pierce a. oth., 1961).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Миоцен параллелизуется с серией Онда р. Магдалены.

#### Западная Кордильера Колумбии и Эквадора и грабен Эквадора

Западная Кордильера Колумбии и Эквадора образует единый горный хребет, увенчанный вершинами действующих и потухших вулканов, например гора Чимборасо высотой 6272 *м* над уровнем моря. Эта Кордильера представляет собой складчатую зону, которая подобно Береговой Кордильере Венесуэлы характеризуется разрезом эвгеосинклинального типа.

Верхнемеловые и нижнетретичные отложения (средний структурный ярус, Cr<sub>2</sub>, Pg) имеют широкое распространение. В пределах Эквадора Западная Кордильера сложена интенсивно дислоцированной вулканогенной формацией (порфириты, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники), принадлежащей к верхнему мелу (верхний сеноман — нижний сенон). На востоке хребта развит верхний сенон с фауной фораминифер (районы Сан-Хуан и Кито). Он представлен вулканогенно-известняковыми формациями (порфириты, кремнистые сланцы, туфы, известняки так называемой серии Юнгилья), которые выше по разрезу переходят в красноцветные отложения с флорой. На западном склоне Кордильеры верхний мел подстилается порфиритами и туфами нижнемелового возраста. Верхний мел прорван интрузиями гранодиоритов.

В прибрежной зоне Эквадора верхнемеловой терригенно-кремнистой формацией (мощность до 3000 м), прорванной гранодиоритами, сложены антиклинали Чонгон и Колонче.

Верхнемеловая эвгеосинклинальная вулканогенно-кремнистая формация (порфириты, диабазы, туфы и кремнистые сланцы), достигающая мощности в несколько тысяч метров, слагает и Западную Кордильеру Колумбии. Отложения здесь сильно дислоцированы (∠ до 70°) с образованием складок, опрокинутых на восток, а в эквадорской части — на запад (Герт, 1959). Верхний мел прорван интрузиями гранитов, диоритов, тоналитов, габбро.

К северу происходит виргация структуры, и оси складок погружаются под третичные отложения. Здесь в основании нижнетретичного разреза залегают базальные конгломераты с галькой порфиритов и лидитов, сменяющиеся кверху песчаниками и глинами с прослоями известняков. Остатки растений и прослойки угля указывают на континентальный генезис отложений. На севере развиты преимущественно морские образования, охарактеризованные фауной эоцена. К олигоцену (в районе Сину и севернее) относится мощная толща отложений — внизу континентальных (красноцветы, угли), вверху — морских (сланцы, известняки). Верхнетретичные отложения представлены как континентальными, так и морскими терригенными образованиями; на восток от зоны виргации горных цепей весь миюцен морской.

Отмечается, что присутствие конгломератов в основании эоцена указывает на орогенез на границе верхнего мела и палеогена, в то время как в береговой полосе (Перу, Эквадор) нет перерыва между морскими отложениями верхнего мела и палеогена. Частая смена морских и угленосных континентальных пород в нижнетретичных осадках свидетельствует о многократных импульсах поднятия, связанных с орогенезом эоценовой эпохи.

Грабен Эквадора. Грабен, расположенный между Западной и Восточной Кордильерами Эквадора, ограничен с востока и запада зонами меридиональных разломов, круто падающих от оси грабена. По бортам грабена располагается ряд вулканов<sup>1</sup>. Он заполнен слабо дислоцированными (до 10°) пирокластическими и осадочными континентальными отложениями неоген-четвертичного возраста. В пределах эквадорского грабена находится ряд небольших, вытянутых в меридиональном направлении впадин

<sup>1</sup> Действующий вулкан Эль-Сангай и недавно потухший Реван-Тадор.

(Латакунга-Амбато, Куэнка, Лоха); судя по современной сейсмичности, некоторые из них (Латакунга-Амбато) являются тектонически активными. Третичные отложения прорваны дайками андезитов и базальтов (впадина Куэнка).

#### Береговая Кордильера Колумбии и третичный прогиб Тихоокеанского побережья Колумбии, Эквадора и Перу

Беретовая Кордильера Северной Колумбии состоит из двух невысоких цепей; к северу она продолжается на Панамский перешеек, а южным ее продолжением является о. Горгона к юго-западу от Колумбии. Береговая Кордильера сложена верхнемеловыми образованиями — переслаиванием глинистых сланцев, песчаников, трансгрессивно перекрытых толщей (до 1000 м мощности) туфогенных пород, конгломератов, глауконитовых песков нижнетретичного возраста. На востоке нижнетретичные отложения несогласно перекрыты песчано-глинистыми породами верхнетретичного возраста. Крупные интрузии гранитоидов развиты в пределах Кордильеры, отмечается распространение и основных пород. Меловые отложения сильно дислоцированы, так же дислоцированы и разбиты на глыбы нижнетретичные отложения, а верхнетретичные дислоцированы слабо.

Третичный прогиб на Тихоокеанском побережье Колумбин, Эквадора и Северного Перу заполнен отложениями верхнего структурного яруса (N, Q). Эта прерывистая, то суживающаяся, то расширяющаяся полоса низменности, которая протягивается по побережью или отделена от берега узкой полосой невысоких гор, отчетливо выражена в рельефе и в изопахитах неогена. Возможно, она должна рассматриваться как депрессия, генетически тесно связанная с Перуанско-Чилийским желобом. Он сходит на нет как раз в тех местах, где начинается эта депрессия. Одна ветвь желоба через залив Гуаякиль переходит в депрессию Эквадора, другая прослеживается в Колумбийскую котловину Тихого океана и, возможно, находит себе продолжение в геосинклинали Боливар на Западном побережье Колумбии.

Неоген в этих третичных прогибах представлен морской терригенной формацией (переслаивание сланцев и алевролитов) большой мощности (до 2500 м в районе Боливар; до 3300 м в юго-западной части Эквадора). Наиболее мощный третичный разрез характерен для района так называемой

Таблица 11

Возраст	Состав	Мощность, м	
Плиоцен	Конгломераты, илы, песчаники (континентальные) Несогласие	270	
Верхний миоцен	Конгломераты, песчаняки, глины, сланцы, из- вестняки (континентальные, морские)	820	
Средний миоцен	Сланцы, песчаники, конгломераты (континен- тальные, морские)	3300	
Нижний миоцен	Песчаники, известняки (морские) Несогласие	360	
Олигоцен	Сланцы, песчаники, известняки (морские) Местами — несогласие	4000	
Эоцен	Сланцы, конгломераты (морские) Несогласие		
Верхний мел	Кремнистые глинистые сланцы, туфогенные песчаники		

#### Третичные отложения района Боливар по Нигрену (Nygren, 1950)

253

геосинклинали Боливар в Колумбии. За время, прошедшее с середины эоцена до нижнечетвертичной эпохи, здесь накопилось 9000 м осадков (Nygren, 1950; табл. 11). Здесь морской терригенный эоцен залегает несогласно на верхнем меле, а олигоцен (однородная толща глинистых сланцев) — несогласно на зоцене, но в участках более интенсивного прогибания разрез палеогена непрерывен. Угловое несогласие отмечается, кроме того, и между морскими толшами нижнего миоцена и олигоцена. Третичные отложения полого дислоцированы, складчатые структуры слабо выражены, и ведущую роль в тектонике играют разрывы. Последние хорошо изучены в районе залива Гуаякиль, где установлены системы меридиональных крутых надвигов и широтных сбросо-сдвигов (Marchant, 1961; Герт, 1959). В прогибах у побережья Перу и Эквалора и в северной части прогиба Боливар (в Колумбии на р. Атрато и у залива Ураба) на общирных заболоченных низменностях накопились мощные толщи четвертичных отложений, которые указывают на продолжающийся процесс прогибания.

#### Западная Кордильера Перу

Западная Кордильера Перу расположена в северной (к западу от р. Мараньон) и в западной (к западу от озера Титикака) частях Перу и образует северо-западное продолжение Северо-Чилийской Кордильеры, которая описана ниже. В структурном отношении она представляет собой синклинорную зону, в строении которой принимают участие морские мезозойские ( $T_3 - Cr_2$ ), в том числе и эвгеосинклинальные складчатые образования большой мощности (свыше 8000 м). Отложения нижнего и среднего триаса не известны в Перу. На западном склоне этой Кордильеры протягивается огромный, сложного состава гранитоидный батолит позднемелового — нижнетретичного возраста. Он описан ниже на стр. 266. Вдоль западной Кордильеры Перу, по-видимому, по разлому северо-западного простирания, располагаются действующие вулканы: Эль-Мисти (высота 5842 м), Ампато, Пичу-Пичу и др.

В пределах этой Кордильеры распространены отложения, относимые нами к верхней части нижнего структурного яруса и к среднему и верхнему ярусам.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T<sub>3</sub>, J, Cr<sub>1</sub>) представлен вулканогенными формациями, несогласно залегающими на палеозойском основании. Они образуют сложные складки, усложненные надвигами и сбросами. Основание мезозоя в среднем Перу (у г. Тармы) сложено конгломератами, красноцветами (так называемая серия Миту) и андезитами пермотриаса, которые несогласно залегают на палеозое, дислоцированном значительно сильнее. Выше лежат морские образования (песчаники, известняки с фауной) норийского яруса верхнего триаса.

Наличие конгломератов в основании серии Миту может указывать на орогенез в конце палеозоя; но, по мнению Герта, этому противоречит одинаковый характер складчатости верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений (Герт, 1959). Считается, что «первые хорошо выраженные орогенические движения палеозоя в районе Перуанских Анд относятся к перми и, вероятно, интенсивно проявились в Западном Кордильере» (Очерки..., 1959, стр. 210).

На северо-западе на филлитах пермского возраста несогласно залегает морская вулканогенная формация  $T_3 - J_1$  — переслаивание андезитов, туфов, сланцев и известняков, содержащих норийскую и нижнеюрскую фауны. Выше трансгрессивно залегает морской нижний мел — переслаивание известняков, песчаников, туфов и лав (Fischer, 1956).

Между Тихим океаном и озером Титикака в южной части Перу морская вулканогенная формация лейаса (переслаивание порфиритов, мелафиров, туфов и известняков) трансгрессивно перекрыта морскими терригенными образованиями верхней юры — нижнего мела (известняки, песчаники, сланцы).

На северо-восточном склоне Западной Кордильеры полого дислоцированные конгломераты нижнего мела залегают на круто дислоцированных сланцах верхней юры. Это несогласие указывает на локальное проявление верхнеюрской складчатости, сопровождавшейся, по-видимому, внедрением интрузии, о чем свидетельствует присутствие гальки диоритов в конгломератах нижнего мела (Герт, 1959).

В прибрежной южной части Перуанской Западной Кордильеры (к северу и югу от широты 10° ю. ш.) нижний мел представлен переслаиванием морских и континентальных отложений. Они сменяются вверх по разрезу



Фиг. 55. Характер дислокаций меловых и нижнетретичных отложений в Перу, по Г. Штейнманну (Steinmann, 1929а)

а — аптекие известняки и мергели; и — нижние аргиллиты; с — конгломераты, известняки
о — верхние аргиллиты (формация Римак); t — вулканические брекчии и конгломераты;
k — кремнистый известняк; ta — шток трахита

мощной толщей морских вулканогенных образований (сланцы, граувакки, пирокласты) и известняков альбского и альб-сеноманского возраста (Wilson, 1963).

2. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg). К югу и северу от г. Лимы располагается прогиб северо-западного простирания, выполненный морскими известняково-мергелистыми образованиями сеноман-сантона. Выше они сменяются по несогласному (местами согласному) контакту мощной (до 3000 м) континентальной толщей красноцветов с прослоями средних и кислых лав. Это так называемая формация Римак маастрихт-палеогенового возраста. Континентальная формация Римак местами залегает несогласно на палеозое и нижнем меле (Герт, 1959; Harrison, 1943, 1960a; McLaughlin, 1958). Как морские, так и континентальные меловые отложения сильно дислоцированы с образованием изоклинальных складок и надвигов. Местами нижний мел надвинут на верхний, а верхнемеловые отложения --на третичные лавы. Они прорваны интрузиями гранитов и перекрыты верхнетретичными эффузивами андезитов и дацитов (фиг. 55). Хотя по краям батолитов контактовый метаморфизм выражен слабо, но инъекция гранитного Материала по трещинам меловых пород подтверждает предположение о кайнозойском, вероятно среднетретичном, возрасте гранитов (Harrison, 1960a).

Небезынтересно отметить высказывания Герта о том, что в этой зоне с палеозоя до верхнего мела нет ясно выраженного несогласия. Несогласие в основании формации Римак соответствует, по его мнению, так называемой Перуанской складчатости (начало сантона — первая эпоха образования Анд), а складчатость в лавах палеогена — инкской складчатости (второй андийский орогенез; Герт, 1959).

Дислоцированный палеоген (песчаники, конгломераты) залегает несогласно на образованиях нижнего мела на юго-западном склоне Кордильер.

3. Верхний структурный ярус (N), представленный слабо дислоцированными верхнетретичными континентальными вулканогенными образованиями (пемзовые туфы, туфопесчаники, базальты), заполняет располо-
женный к югу от г. Лимы межгорный прогиб Аякучо. Этот прогиб протягивается на 250 км в северо-северо-западном направлении.

Покровы вулканогенных образований (андезиты, дациты, туфы) неоген-четвертичного возраста несогласно покрывают мезозойские образования Западной Кордильеры и слагают наиболее возвышенные ее участки. На юге расположена группа четвертичных вулканов.

### Береговая Кордильера Перу

Береговая Кордильера Перу переходит на юге в Береговую Чилийскую Кордильеру, на п-ове Паракас (район г. Писко) погружается в океан и, возможно, продолжается дальше в зоне шельфа. Полуостров Амотапе (5° ю. ш.) считается ее крайним северным выступом. Береговая Кордильера в целом представляет собой структуру типа горстантиклинория. В его строении участвует доверхнепалеозойский складчатый фундамент, верхний палеозой, мезозойские образования и граниты. Западный край структуры оборван сбросами, и все развитые здесь образования выступают в изолированных блоках. Значительная часть структуры замещена огромным гранитным батолитом, вытянутым в северо-северо-западном направлении согласно с общим простиранием складчатости Анд. Описание этого Андийского баталита приводится ниже, на стр. 266.

1. Нижний подъярус нижнего структурного яруса. В нашей схеме доверхнепалеозойский фундамент представлен кристаллическими сланцами, кварцитами, гранитами и гнейсами. Они собраны в складки с северным или северо-восточным простиранием осей, т. е. под углом к простиранию меловой и кайнозойской складчатости. Возраст этой толщи неясен; считается, что это докембрий или метаморфизованный нижний палеозой. На ней с резким угловым несогласием залегает верхний палеозой, представленный озерно-континентальными угленосными отложениями нижнего карбона и морскими образованиями (известняки, глинистые сланцы, филлиты) перми. Верхний палеозой дислоцирован с простиранием осей складок от северо-северо-западного до юго-юго-восточного, значительно отличающимся от простирания более древней складчатости. В. Рюегг связывает северовосточные простирания нижнепалеозойских (?) структур с каледонской складчатостью, а дислокации верхнего палеозоя — с терцинской складчатостью (Rüegg, 1957).

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (J, Cr<sub>1</sub>). В южной части района на верхнем палеозое несогласно залегает морская вулканогенная формация юры — порфириты с прослоями песчаников и известняков. Карбонатная толща нижнего мела (альб или апт-сеноман; до 2000 м мощности) залегает с несогласием на юре или палеозое. Некоторые исследователи связывают выпадение из разреза низов нижнего мела с проявлением новокиммерийских движений (Rüegg, 1957). Имеются предположения о том, что древние складчатые структуры Береговой Кордильеры связаны с подводными хребтами Карнеги и Наска, которые примыкают под прямым углом к береговой линии материка (Rüegg, 1960).

3. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg). Древние палеозойские структуры Береговой Кордильеры продолжаются и на крайний северо-запад Перу (п-ов Амотапе). Здесь между массивами древних пород развит верхний мел (сенон), представленный дислоцированной морской терригенноизвестняковой формацией (конгломераты, известняки, песчаники, вверху — сланцы с фораминиферами датского яруса), несогласно залегающей на верхнем палеозое или нижнем мелу и переходящей кверху в глинистые сланцы с фауной фораминифер палеоцен-зоцена (так называемая формация Негритос). Таким образом, здесь нет перерыва между верхним мелом и палеогеном, олигоцену же соответствует перерыв в осадкообразовании. Складкообразовательные движения относятся к концу эоцена.

# Восточная и Центральная Кордильеры Перу

Структуры Центральной Кордильеры Перу, сложенные главным образом образованиями, принадлежащими к докембрийскому и нижнепалеозойскому фундаменту и к нижнему структурному ярусу (средний палеозой, Pz<sub>2</sub>), образуют неширокий антиклинорий с осью, выдерживающейся в запад-северо-западном направлении на протяжении 1000 км. На востоке антиклинорий осложнен надвигами и разломами. В ядре он сложен интенсивно дислоцированной метаморфической толщей докембрия — нижнего палеозоя (слюдяные сланцы, филлиты, амфиболиты, гнейсы, граниты), а на крыльях — терригенными, сильно смятыми в крутые и изоклинальные складки, частично метаморфизованными формациями ордовика (темные сланцы с граптолитами, песчаники) и девона (сланцы с брахиоподами).

1. Нижний подъярус нижнего структурного яруса (Pz<sub>3</sub>). Верхний палеозой большой мощности залегает трансгрессивно и несогласно. Это верхний карбон — континентальные угленосные отложения с флорой и нижняя пермь — морские известняки. Отмечается более слабая складчатость этих образований, выполняющих широкие мульды. С другой стороны, на западном склоне Кордильеры установлены крутые надвиговые чешуи, сложенные породами карбона и перми.

В некоторых работах отмечается региональный перерыв без заметного углового несогласия (Katz, 1960).

К востоку палеозойские образования погружаются под морские известняки верхнего триаса.

В области Восточной Кордильеры Перу и Эквадора, к востоку от вышеописанных выходов древних ядер располагается синклинорная зона северосеверо-западного простирания, сложенная морскими и континентальными дислоцированными образованиями. На востоке она местами (0—3° ю. п.) отделена от краевого прогиба зоной разлома (пириной до 15—20 км) и зонами надвигов, параллельными простиранию складок (Tschopp, 1953).

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J, Cr<sub>1</sub>) представлен здесь мощной (до 2700 м) морской терригенно-известняковой формацией верхнего триаса (кремнистые известняки, туфы, сланцы с *Pseudomonotis ochotica* норийского яруса) и лейаса, которая сменяется выше по разрезу красноцветами и туфогенными породами средней — верхней юры (мощность до 4000 м). Они несогласно перекрыты континентальными и морскими (песчаники, известняки) отложениями нижнего мела.

3. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg). Морская толща (сланцы, известняки, мощность свыше 750 м) верхнего мела, охарактеризованная фауной турон-коньякского яруса, несогласно залегает на верхнем палеозое в ядре меловой структуры Кутуку и кверху сменяется красноцветами палеогена. Все мезозойские образования интенсивно смяты в серии крутых неправильных складок, с запрокидыванием восточных крыльев, часто осложненных надвигами, перемещавшимися к востоку или северо-востоку. Местами, например к югу от г. Тармы, 10° ю. ш., отмечается система чешуйчатых надвигов.

Формирование мезозойской структуры на основания несогласия в подошве красноцветов эоцена связывается с послемеловыми движениями.

Некоторые исследователи, исходя из предмелового перерыва и несогласия, предполагают проявление верхнеюрских движений (Harrison, 1956).

### Восточная Кордильера северной Боливии и Перу

Эта зона представляет собой антиклинорий с осью северо-западного простирания, сложенный сильно дислоцированным докембрием и нижним палеозоем и менее дислоцированным верхним палеозоем. В северо-западном направлении ось антиклинория погружается под морские образования (T<sub>3</sub>, J<sub>1</sub>, Cr<sub>1</sub>) мезозойского прогиба Восточной и Центральной Кордильер Перу — Эквадора.

Самый нижний и нижний структурные ярусы (PreCm — Pz<sub>1</sub>, Pz<sub>3</sub>). В ядре антиклинория вскрываются гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты докембрия (район р. Маркапаты), перекрытые морскими терригенными образованиями (граптолитовые сланцы, кварциты, песчаники), принадлежащими к ордовику, силуру и нижнему девону. Все эти образования интенсивно дислоцированы складкообразовательными движениями верхнего девона. На них с угловым несогласием залегает слабо дислоцированный верхний палеозой, представленный морской нижней пермью и мощными континентальными образованиями (красноцветы с прослоями лав андезитов и риолитов) верхнепермского и триасового возраста. Верхняя возрастная граница формирования этих толщ не установлена.

Складчатые верхнепалеозойские структуры сформированы герцинскими движениями, а собственно поднятие Кордильеры связано с верхнетретичными движениями (Katz, 1960).

#### Блок Пуна (Боливийский массив) и Аргентинские Передовые Кордильеры (Предандские горные цепи)

Блок Пуна и Аргентинские Передовые Кордильеры рассматриваются как палеозойский горный массив, причлененный к Кордильерам в результате молодого третичного орогенеза (Герт, 1959). В структурном отношении эти зоны могут рассматриваться как антиклинорий.

В орографическом отношении блок Пуна — слабо расчлененное плоскогорье, западная часть которого в Боливии называется «Альтиплано» (бессточный бассейн), а восточная — «расчлененная долинами Пуна». В Аргентине «Аргентинская Пуна» представляет собой бессточное плоскогорье с солончаковыми озерами («саларами») и является продолжением Альтиплано. Аргентинские Передовые Кордильеры (Предандские горные цепи) ограничивают Аргентинскую Пуну с востока<sup>1</sup>. Нередко блок Пуна рассматривается как область, консолидированная более ранней складчатостью и играющая в мезо-кайнозойской структуре Анд роль срединного массива (Боливийский массив). Его северным продолжением является поднятие Восточной Кордильеры Боливии и Перу.

Блок Пуна (Боливийский массив). 1. Нижний подъярус (Pz<sub>1</sub>, Pz<sub>3</sub>) нижнего структурного яруса имеет здесь наибольшее распространение. Это серия огромной мощности (до 10 000 *м*) морских терригенных формаций (переслаивание сланцев и песчаников, охарактеризованных фауной трилобитов и брахиопод), относящихся главным образом к ордовику и девону. Силур маломощный — до 100 *м*. Морской палеозой несогласно перекрыт пермскими континентальными угленосными и морскими (с фауной брахиопод) формациями, мощностью от 200 до 1200 *м*. Пермские отложения сохранились в синклиналях (район озера Титикака, окрестности Качабамбы и др.). На юге, в ядрах антиклинальных складок появляется верхний кембрий (песчаники, сланцы), а южнее, в северной Аргентине, — докембрий, который отделен поверхностью несогласия от палеозойских отложений (табл. 12).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На карте выделены: блок Пуна (Боливийский массив), прогиб Альтицлано, Аргентинская Пуна и Аргентинские Передовые Кордильеры (Предандские горные депи).

# Стратиграфический разрез блока Пуны и Аргентинской Передовой Кордильеры (по данным: Герт, 1959; Ahlfeld, 1946; Dessanti, 1958)

Геологический возраст	Аргентинские Передовые Кордильеры	Блок Пуна (Боливийский массив)		
Триас	Андезиты, туфы (Фронтальная Кордильера Мендосы) Песчаники, известняки с фауной норийского яруса (400 м) Красноцветы, базальты, конгломе- раты	Континентальные отложения — формация Пука (1700 м) Несогласие		
Пермь	Несогласие, внедрение гранитов Песчаники разноцветные, прослои сланцев. Внизу тиллиты, прослои песчаников, сланцев (1000— 3000 м) Несогласие	Морские отложения с фауной бра- июпод Континентальные (угленосные) об- разования (200—1200 м) Несоризсие		
Верхний девон — карбон	Песчаники, сланцы, конгломераты, фауна брахиопод. Мощность неск. сот метров Сланцы, прослои ледниковых кон- гломератов. Фауна. Мощность неск. тыс. метров Несогласие			
Девон	Сланцы, песчаники, граувакки, прослой ледниково-морских конгло- мератов (до 4000 м) Несогласие	Однообразная толща темных слан- цев, песчаников (5000 м) Фауна трилобитов		
Ордовик (частично силур)	Сланцы серые, зеленые, с мощной (до 1500 м) толщей известняков и мергелей в средней части; базаль- ные конгломераты. Фауна трилоби- тов. Мощность до 5500 м	Песчаники (100 м) Черные сланцы, песчаники с фау- ной каинелл (300—5000 м)		
Кембрий	Несогласие Песчаники, сланцы ярких оттенков, известняки с фауной (до 2000 м) Несогласие	Сланцы, кварцитовые песчаники (500 м)		
Цокембрий	Филлиты, граувакки, гнейсы, миг- матиты			

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J, Cr<sub>1</sub>) тоже имеет распространение на Боливийском массиве.

Дислоцированные континентальные (красноцветы) и морские отложения (мергели, глины с прослоями мелафиров, базальтов мощностью до 1800 м) триасового, юрского и нижнемелового возраста, так называемая формация Пука, несогласно залегают на палеозойском основании, выполняя асимметричные синклинальные структуры, или слагают надвиговые чешуи.

Отсутствие угловых несогласий в пределах формации Пука привело Герта к выводу, что именно плиоценовый оротенез создал в мезо-кайнозойских отложениях блока Пуны сравнительно пологие складчатые структуры.

В палеозойских отложениях складчатость более интенсивная. Палеозойские структуры блока Пуна, вытянутые в меридиональном направлении, поворачивают к северу на северо-северо-запад, а на юге наблюдается поворот структур на запад-юго-запад (Аргентинские Передовые Кордильеры).

17\* 259

Аргентинская Пуна. Палеозойский складчатый фундамент Аргентинской Пуны перекрыт мощными покровами лав риолитов, дацитов, андезитов неоген-четвертичного возраста. Местами из-под лавового покрова выступают континентальные отложения триаса, юры и нижнего мела. Они образуют складки, опрокинутые на восток и надвинутые друг на друга. Межгорные бассейны пустыни Пуны выполнены дислоцированными, разбитыми сбросами плейстоценовыми кластическими отложениями, эвапоритами и туфами. Эти местные четвертичные дислокации обусловлены, по-видимому, глыбовыми движениями (Pratt, 1961).

Аргентинские Передовые Кордильеры, или Предандские горные цепи. Аргентинские Передовые Кордильеры, оканчивающиеся на юге (в районе городов Сан-Хуан и Мендоса) узким хребтом глыбового строения, представляют собой антиклинорий, в основании сложенный образованиями, принадлежащими к докембрийскому фундаменту и нижнему структурному ярусу (PreCm, Pz). На юге, в районе Сан-Хуан — Мендоса, и на севере, в провинции Жужуй, палеозой, которым сложены эти горные цепи, несогласно залегает на дожембрии. Это в основном терригенные морские формации (суммарной мощностью свыше 12000 м) с пачками кварцитов и известняков в ордовике и тиллитами в перми и девоне. Они собраны в складки, часто с опрокинутыми на восток крыльями, осложненными чешуйчатыми надвигами, плоскости которых круто падают на запад.

Запрокинутые на восток синклинальные складки, представляющие собой ряд надвинутых друг на друга чешуй, сложены, как и в Пуне, континентальными и отчасти морскими формациями триасового, юрского, мелового и третичного возраста.

Наклонные складки особенно широко распространены по границе с краевым прогибом, где наблюдаются надвиги палеозойских пород, перемещенные к востоку, и сбросы (папример, в цепях Тукумана, к югу от широты 32°).

В Аргентинских Передовых Кордильерах особенно отчетливо проявились гсрцинские (пермь — триас) и андийские движения. Первые привели к сильной складчатости морских терригенных отложений палеозоя и внедрению гранитных интрузий, вторые — главным образом к образованию разрывов и надвигов (Ahlfeld, 1946; Dessanti, 1958).

# Прогибы Альтиплано и Титикака-Куско

Прогиб Альтиплано. Расположенная в Боливии западная часть блока Пуна называется бессточным бассейном Альтиплано и представляет собой межгорный прогиб, имеющий в длину до 1000 км. Этот прогиб расположен на палеозойском основании, опустившемся на несколько тысяч метров в третичное время. В северной части прогиба Альтиплано, на высоте 3812 м над уровнем моря, находится озеро Титикака. Восточная граница прогиба имеет тектонический характер, обусловленный новейшими движениями Анд, происходившими в верхнем плиоцене. Прогиб заполнен мощной, до 7000 м, толщей континентальных, преимущественно красноцветных отложений с вулканогенными прослоями вверху (туфы, пепловые туфы). Эта толща, называемая серией Корокоро, образовалась на протяжении всего палеогена и большей части миоцена. В районе озера Титикака в Перу аналогами серии Корокоро являются континентальные образования так называемой формации Пуно (песчаники, аркозы, гипсоносные сланцы). Третичные отложения слабо дислоцированы. Местами образовались тектонические чешуи, по которым палеозойское обрамление надвинуто на третичные породы. Отложения серии Корокоро прорваны штоками дацитов, кварцевых порфиров и местами перекрыты лавами и туфами дацитов и базальтов (Ahlfeld, 1946; Newell, 1946, 1949; Герт, 1959). К югу от 17° ю. ш. расположено до 100 штоков дацитов, с которыми связаны рудные месторождения олова, имеющие мировое значение.

Прогиб Титикака-Куско (Cr<sub>2</sub>). Северо-западным продолжением структуры прогиба Альтиплано является меловой прогиб северо-запал. ного простирания. также расположенный на палеозойском основании между Восточной Южно-Перуанской и Западной Кордильерами (от озера Титикака до г. Куско). Он сложен мощной (до 3000 м) толшей континентальных красноцветов и, частично, в средней части разреза, морских известняков (по 800 м мощности) с фауной апт-сеномана (так называемые известняки Аявакас). Верхняя часть разреза континентальной толщи мощностью до 2500 м относится к верхнему мелу. Красноцветные отложения верхнемелового 803раста местами перекрыты базальтами и континентальными образованиями верхнетретичного возраста. Здесь развита сложная складчатая структура, осложненная надвигами. Н. Ньюэлом описаны в районе озера Титикака изоклинальные, опрокинутые и лежачие складки и зоны надвигов большой амплитуды (протяженностью до 150 км). В райо-



Фиг. 56. Надвиги в районе озера Титикака, по Н. Ньюэлу (Newell, 1949)

 $I - \kappa$  северо-западу от г. Хулиака;  $2 - \kappa$  В 40 км южнее, у станции Маравильяс;  $3 - \kappa$  В 30 км к западу от г. Цуно; 4,  $5 - \kappa$  на берегу озера Титикака в 20 км к юго-востоку от г. Пирин;  $6 - \kappa$  12 км к северо-западу от г. Хули;  $7 - \kappa$  8 км к западу от г. Уанкане, у северного конца озера Титикака. На профиле 7 слов находятся в опрокинутом залеганим. Буквами обозначены: Dc — свита Кабанильяс, JI — свита Лагунильяс, Kmu — формация Муни, Kh — песчаник Уанкане, Km — свита Мохо, Tp — свита Пуно, Ts — Вулканические породы Силлапака, di — дворит, Qal — четвертичные аллювиальные отложения. Цифры указывают высотные отметки (в м); D, J, K, T- девон, юра, мел, третичные

нах, расположенных восточнее озера, надвиги перемещались в юго-западном направлении, а в районах, расположенных западнее озера, — в северовосточном. На фиг. 56 хорошо видны чешуи известняков верхнего мела, надвинутые на третичные красноцветы Пуно, а также надвиги пород девона на меловые отложения (Newell, 1949). Так же, как и в Альтиплано, здесь известны молодые (третичные) штоки гранодиоритов и дноритов.

Однако по сравнению с Тихоокеанским побережьем проявления магматизма в зоне Альтиплано выражены гораздо слабее. Береговая Кордильера Чили отделена от Главной Кордильеры разломами и депрессией (грабеном) продольной Чилийской долины, которая протягивается на 900 км от г. Сантьяго до залива Корковадо. Эта долина заполнена флювиогляциальными отложениями. Береговая Кордильера представляет собой горстантиклинорий меридионального простирания, сложенный складчатым докембрием, палеозоем и мезозойскими образованиями триасового, юрского и мелового возраста. Они образуют восточный склон Кордильеры и ее северное окончание. Огромный гранитный батолит верхнемелового возраста, вытянутый по простиранию складчатости осадочных толщ, занимает большую часть структуры. Триас, юра и нижний мел представлены переслаиванием морских и континентальных отложений и лав. Таким образом, здесь выделяются образования обоих подъярусов нижнего структурного яруса и средний и верхний ярусы по принятой нами системе расчленения складчатых структур Тихоокеанского пояса на структурные этажи.

1. Нижний полъярус нижнего структурного яруса (Pz1, Pz3). В его объем входит сильно дислоцированный метаморфический комплекс, среди которого выделяются как докембрий (кристаллические сланцы), так и палеозой (глинистые сланцы, филлиты). Фаунистически охарактеризованный палеозой (в пределах 32-34°ю. п.) представлен, во-первых, сильно дислоцированным девоном (сланцы, песчаники с Orbiculoidea), который образует опрокинутые складки, осложненные надвигами, и, во-вторых, несогласно залегающей слабо дислоцированной нижней пермью (сланцы, известняки с брахиоподами). На основании различной степени дислодированности верхнего и среднего палеозоя здесь подчеркивается проявление герцинской складчатости. Для более северных районов (22° ю. ш.) имеется упоминание о сильной дислоцированности верхнего палеозоя с образованием лежачих складок, разорванных надвигами (Harrington, 1961). В северном и центральном Чили складкообразовательные движения верхнего палеозоя сопровождались внедрением гранитов (265 ± 30 млн. лет), рвущих метаморфическую толщу пермокарбона (Ruiz a. oth., 1961).

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J, Cr<sub>1</sub>). В основании мезозойского разреза залегает мощная (до 3500 м) терригенно-вулканогенная формация среднего и верхнего триаса. Внизу это красные конгломераты с галькой гранитов, черные сланцы с аммонитами анизийского яруса, лавы кератофиров с прослоями сланцев, содержащих растительные остатки, и глинистые сланцы с фауной норийского яруса; вверху — угленосные отложения рэтского яруса. Все эти отложения дислоцированы с простиранием осей складок с юго-востока на северо-запад, которое отличается от простирания молодой складчатости Анд. Время проявления этой складчатости относят к верхней юре (Герт, 1959).

Юра представлена дислоцированной вулканогенной формацией (порфириты с прослоями известняков, мергелей, сланцев с фауной лейаса и киммериджа). Так называемая «порфиритовая» формация центрального и северного Чили состоит из переслаивания морских и континентальных отложений и лав; их возраст — от триаса до верхнего мела (коньяк). Установлены максимумы проявления вулканизма, падающие на верхний триас, титон-берриас и турон (Harrington, 1961). Мощные (до 4000 м) толщи верхней юры (келловей-оксфорд) прорваны гранитами и перекрыты, с несогласным залеганием и базальными конгломератами в основании, красноцветными отложениями нижнемелового возраста. Они переходят кверху в морские песчаники нижнего мела, которые развиты на севере (к югу от г. Арика). Здесь отмечается разный план дислокаций юры (северо-западные простирания) и нижнего мела (широтные; Cecioni, Floreal, 1960).

Ясные доказательства проявления интрузивной деятельности в юре имеются только в провинции Тарапака (18—21° ю. ш.), где и определен абсолютный возраст ( $120 \pm 15$  млн. лет) этих интрузий (Ruiz a. oth., 1961).

Образования нижнего мела (точнее титона и неокома<sup>1</sup>) широко развиты также в районе г. Антофагаста и пустыни Атакама (22—26° ю. ш.). Это мощная, свыше 3000 м, серия переслаивания андезитов, туфов, красных конгломератов, песчаников, морских сланцев и известняков с фауной аммонитов альба (Harrington, 1961).

3. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg). Морской верхний мел (сенон), залегающий с резким несогласием на отложениях юры — нижнего мела, образует прерывистую полосу по побережью Тихого океана между  $38^{\circ}$ —  $33^{\circ}20'$  ю. ш. Он представлен флишоидной формацией. В основании это базальные конгломераты с галькой гранитоидов, а выше — чередование песчаников и глинистых сланцев. Отложения среднего структурного яруса образуют сравнительно простые складки меридионального простирания с падением (под  $\angle 10-30^{\circ}$ ) слоев на запад, аналогичные тектоническим структурам третичных отложений. Известны и вулканогенные формации (дацитовые туфы и т. д.), развитые севернее в провинции Атакама к востоку от побережья, собственно, уже в пределах Главной Кордильеры (Segerstrom, 1960).

Отложения датского яруса и палеоцена здесь не известны, а эоцен развит совместно с верхним мелом и представлен переслаиванием (мощностью свыше 1500 м) морских песчаников и континентальных углемосных отложений.

В северном и центральном Чили граниты и гранодиориты интрудировали в серию осадочных и вулканических пород нижнего сенона, несогласно залегающих на известняках с аммонитами неокома. Возраст гранитов определен как  $95 \pm 10$  млн. лет и  $100 \pm 10$  млн. лет (Ruiz a. oth., 1961).

4. Верхний структурный ярус (N). Морской неоген с прослоями углей и вулканогенного материала слагает террасы и небольшие участки на побережье (провинция Сантьяго, о. Чилоэ). На нашей тектонической карте этот структурный ярус не выделен.

Таким образом, в Береговой Кордильере Чили проявилось несколько эпох складкообразования, причем ориентировка возникавших при этом структур была несколько различной. Дислокации в мезозойских отложениях имеют разную степень интенсивности и сложности. Сильная дислоцированность характерна для нижней юры (к югу от 22° ю. ш., провинция Антофагаста), собранной в асимметричные складки меридионального простирания с углами падения до 70—80°. К югу от Антофагасты верхняя юра и нижний мел (массивные андезиты, туфы, известняки, песчаники) образуют простые меридионального простирания складки с пологими падениями на крыльях (Harrington, 1961).

По-видимому, помимо упомянутых складкообразовательных движений, имел место и предсенонский орогенез, с которым связано внедрение части гранитного батолита, резкое несогласие в основании верхнего мела и смена типов формаций. Вулканогенные формации юры и нижнего мела сменяются преимущественно флишоидными в сеномане.

Некоторыми авторами подчеркивается ведущая роль разрывных нарушений в тектонике мезозойских отложений (Zeil, 1961).

В Береговой Кордильере, помимо герцинских, послеверхнеюрских (повидимому, локальных на севере Чили) и предсенонских складкообразовательных движений, отмечается складчатость в олигоцене. Поднятие Кордильеры произошло в основном в плиоцене: с молодыми движениями связано образование надвигов, береговых сбросов и глубокого (до 7000 м) подводного желоба в соседней части Тихого океана (Очерки, 1959) и продольной грабенообразной долины, которая продолжается на юге в прогиб залива Корковадо между о. Чилоэ и материком.

<sup>1</sup> В Чили титон и неоком объединяются в нижний мел.

По мнению Хеннинга, в результате третичных движений Береговая Кордильера приобрела облик горстовой глыбы (Henning, 1960).

Вдоль береговой линии северного Чили на протяжении свыше 1000 км тянется сбросовая зона Атакама (между 20—30° ю. ш.), по которой установлены лево- и правобоковые сдвиги. Возраст сдвиговых дислокаций молодой, судя по смещению четвертичных отложений и долин (Amand, 1960). С этими смещениями связывают крупные землетрясения, которые произошли в мае 1960 г. на побережье Чили в районе городов Вальдивия, Консепсьон и в других местах.

# Главная Кордильера Чили и Аргентинская Кордильера

Главная Кордильера Чили, как уже отмечалось, отделена от Береговой Кордильеры зонами разломов продольной депрессии и сложена континентальными и морскими вулканогенными формациями мезозоя. Она очень слабо изучена. В структурном отношении Главная Кордильера может рассматриваться как синклинорная зона, но морфологически представляет собой крупнейший горный хребет, увенчанный цепью действующих и недавно потухших вулканов (гора Аконкагуа, 6960 м и др.).

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T<sub>3</sub>, J, Cr<sub>1</sub>) составляет наиболее распространенный структурный комплекс в этой эвгеосинклинальной зоне. Сюда относится мощная морская вулканогенная формация юрского и нижнемелового возраста (кварпевые порфиры, мелафиры, порфириты и туфы с прослоями известняков и песчаников), прорванная гранодиоритами. Породы этой формации слагают западный склон Кордильеры между 38 и 32° ю. ш. На севере в основании мезозойского разреза залегают континентальные и морские образования (галобиевые слои) верхнего триаса.

В северном Чили (провинция Антофагаста) представлен полный разрез (свыше 3800 *м* мощности) фаунистически охарактеризованной морской юры (лейас-киммеридж). Он состоит из известняков, мергелей, сланцев, которые переходят кверху в грифельные сланцы титона (?), мощностью до 1500 *м* (Biese, 1957). На востоке же Главной Кордильеры (провинция Антофагаста, южнее широты 23°) мощный (до 5000 *м*) разрез верхней юры и нижнего мела представлен континентальными формациями (красноцветы, туфы, андезиты).

В центральном Чили киммеридж континентальный, титон-неоком морской (известняково-мергелистая толща до 800 м мощности), а апт-альб и сеноман представлены континентальными отложениями (красноцветы с гипсами до 6000 м мощности), которые обычно с несогласием, но местами согласно залегают на неокоме (Corvalan, 1957).

Мезозойский комплекс дислоцирован в простые складки меридионального или северо-восточного простирания (с углами падения крыльев от 25 до 70°), разбитые многочисленными сбросами. Местами складки усложняются запрокидыванием слоев на крыльях, появлением пологих надвигов, узких чешуй (например, на широте 30° ю. ш.). Надвиги обычно грубо параллельны главным осям складок (фиг. 57; Harrington, 1961; Segerstrom, 1960).

Начало формирования мезозойских структур связывается с движениями, происходившими в нижнем мелу, т. е. с первой фазой образования Анд (Очерки..., 1959).

2. Средний структурный ярус ( $Cr_2$ ) представлен главным образом морской вулканогенной (порфиритовой) формацией, которая залегает несогласно на различных горизонтах нижнего мела ( $36^{\circ}$  ю. п., верховье р. Рио-Гранде). Нижнесенонская континентальная вулканогенная формация (андезиты, туфы, брекчии с прослоями известняков, песчаников, сланцев) имеет мощность до 2500 *м* и распространена в Центральных Андах, к северу от долины Сантьяго (Ruiz a. oth., 1961; Очерки..., 1959). Эти образования слабо дислоцированы и прорваны гранитами, местами мезозойский комплекс перекрыт молодыми лавами.

3. Верхний структурный ярус верхнетретичные отложения (N) получают развитие в межгорных прогибах. Они залегают с размывом на морских и континентальных форманиях мезозоя. Мошные (до 2500 м к северу от озера Атакама) континентальные отложения неогена - конгломераты, песчаники и сланцы так называемой формации Сан-Педро<sup>1</sup> образуют складки с углами падения крыльев 25-65°. Они несогласно перекрыты слабо покоробленными лавами риолитов, туфов. Возраст дислокаций континентальной толщи относится к концу неогена (Harrington, 1961).

Аргентинская Кордильера примыкает с востока к Главной Кордильере. Она развилась в том же мезозойском геосинклинальном прогибе. По своей позиции между выступами палеозоя и докембрия Береговой Кордильеры и платформы или Предандских горных цепей зона обеих Кордильер может рассматриваться как синклинорная. Здесь развиты главным образом мезозойские (T — Cr<sub>1</sub>) образования.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (T, J, Cr<sub>1</sub>). Это главным образом морские терригенноизвестняковые и вулканогенные (порфиритовые) формации большой мощности (до 7000 м), принадлежащие к юре и нижнему мелу. Они залегают трансгрессивно на континентальной кварцево-порфировой серии триаса. Вся толща мезозоя собрана в сложные, местами наклонные складки меридионального простирания, обычно опрокинутые на восток. В ядрах антиклинальных складок вскрывается триас. Местами складки осложнены надвигами. Дислокации относятся к первой фазе андийского орогенеза, происходившей приблизительно на границе нижнего и верхнего мела.

2. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg). Верхний мел представлен

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Формация Сан-Педро ранее относилась к палеогену (Очерки..., 1959).



. Характер дислокаций мезозойских отложений в Берего

265

красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми отложениями и вверху (датский ярус) — образованиями открытого моря, на которых согласно залегает континентальный палеоцен. Все эти отложения дислоцированы и прорваны интрузиями диоритов. На палеоцене несогласно залегают континентальный олигоцен и лавы андезитов и базальтов, принадлежащие к неогену.

Проявления нижнетретичной складчатости относятся к эоцену и к концу палеогена (Герт, 1959; Dessanti, 1958, 1959).

# Структурные зоны Андийского батолита и массива Науэль-Уапи

Тектоническая структура значительной части Анд не может быть восстановлена, так как она замещена огромными телами гранитных батолитов. На тектонической карте эти батолиты показаны главным образом как гранитоиды среднего этапа развития подвижного пояса. Крупнейший Андийский батолит вытянут параллельно Тихоокеанскому побережью на тысячи километров. В Перу он слагает западный склон Западной Кордильеры, в Чили — это основная структура, развившаяся на месте Андийской геосинклинали (Очерки, 1959). В его составе принимают участие изверженные породы нижнемелового, верхнемелового (основная масса) и нижнетретичного возраста.

Состав батолита пестрый, это — граниты, адамеллиты, гранодиориты, тоналиты, диориты, габбро, причем преобладающим типом являются гранодиориты. К ранней стадии внедрения относятся более основные разности (Harrison, 1960б).

Интрузии многофазные и разновозрастные. Они внедрились в различные образования, возраст которых варьирует от палеозоя до верхнего мела включительно. Подавляющая часть интрузий относится к верхнему мелу. Наряду с верхнемезозойскими небольшую роль играют более древние интрузии гранита. В Западной Кордильере Перу возраст гранитов установлен как среднетретичный по активному контакту с верхнемеловой — нижнетретичной континентальной формацией Римак (Harrison, 1960а). Тем не менсе указывается, что «главная часть интрузий (Перу), очевидно, произошла в начале верхнего мела (нижний сенон)» (Очерки..., 1959, стр. 219).

Возраст Андийского батолита Чили (в пределах 37°50'—33°20' ю. ш.) установлен по наличию гальки изверженных пород в конгломератах морского сенона; следовательно, верхняя возрастная граница батолита здесь досенонская. С другой стороны, доказательством того, что возраст Андийского батолита не древнее нижнего мела, является метаморфизм нижнемеловых отложений (Очерки..., 1959).

По новым данным определения абсолютного возраста интрузий Северного и Центрального Чили выделяются: 1) верхнепалеозойские граниты  $(265 \pm 30 \text{ млн. лет})$ ; 2) юрские гранодиориты и монцониты  $(120 \pm \pm 15 \text{ млн. лет})$ , рвущие верхнюю юру и несогласно перекрытые континентальным и морским нижним мелом; 3) доверхнекампанские гранодиориты, граниты и тоналиты  $(105 \pm 10 \text{ млн. лет}; 95 \pm 10 \text{ млн. лет})$ , которые прорывают морской неоком и трансгрессивно перекрыты конгломератами с аммонитами верхнего кампана (Ruiz a. oth., 1961).

Часть гранитов Патагонии, внедрившихся в верхнемеловые отложения (район озера Архентино, 50°ю. ш.), связывается с нижнетретичной складчатостью (Герт, 1959).

Массив Науэль-Уапл. Этот район, примыжающий к заливу Корковадо и охватывающий часть Главной Кордильеры Чили (39— 44° ю. ш.), отличается незначительным развитием мезозойских образований. Предполагается, что это связано с высокой приподнятостью данной области в течение мезозоя (Герт, 1959). Главной структурой является опромный гранитный батолит с ксенолитами палеозойских и мезозойских пород; время его внедрения связывают с верхнеюрской складчатостью (Герт, 1959). Граниты местами перекрыты вулканогенной формацией (андезиты, базальты, липариты, конгломераты с галькой гранита) нижнетретичного возраста и слабо дислоцированными морскими и континентальными отложениями миоцена, которые заполняют небольшие прогибы. В результате верхнетретичного орогенеза в гранитном батолите развивалась блоковая структура.

# Патагонская Кордильера

В складчатой зоне Патагонской Кордильеры объединены сложные структуры; на западе расположен антиклинорий островов и побережья, к востоку — собственно синклинорная зона с выступами домезозойского складчатого основания в антиклинальных структурах.

1. Самый нижний ярус (фундамент — PreCm) и нижний структурный ярус (Pz) образуют антиклинальные выступы. Комплекс гнейсов и слюдяных сланцев докембрия выделен в районе оз. Вьедма; в других местах он не отделен от толщи метаморфических сланцев палеозоя. Толщей метаморфических сланцев (филлиты, мраморы, песчаники) сложен антиклинорий о. Чилоэ, архипелага Чонос и п-ова Таитао и антиклинальная структура к северу от оз. Вьедма. Возраст этой толщи неясен, но южнее залива Пеньяс (вдоль побережья Тихого океана) и на островах Диос, Дието и Рамирес (50—51° ю. ш.) распространены фаунистически охарактеризованные известняки, песчаники и сланцы верхнего карбона — нижней перми с фузулинами. Все эти отложения сильно дислоцированы, с крутыми падениями крыльев складок (Очерки..., 1959; Герт, 1959; Aubert, 1960).

2. Верхний подъярус нижнего структурного яруса (J<sub>3</sub>, Cr<sub>1</sub>).

В основании мезозоя, несогласно перекрывающего метаморфическую толщу палеозоя, залегает, с базальными конгломератами в основании, мощный комплекс кислых эффузивов (кварцевые порфиры, туфы, пирокласты). Он достигает мощности нескольких тысяч метров и вверх по разрезу сменяется однообразной терригенной толщей с фауной титона-альба (аргиллиты, сланцы, песчаники). Мощность толщи до 1600 м (Katz, 1963).

На Огненной Земле в основании мезозоя развита также эффузивная формация, но более сильно метаморфизованная и интенсивно дислоцированная (складки, надвиги). Она прослеживается и в южную часть о. Эстадос.

Выше эффузивной формации развит геосинклинальный мезозой <sup>1</sup> мощностью в несколько тысяч метров, представленный филлитами, кремнистыми сланцами, граувакками, песчаниками с офиолитовыми интрузиями и фауной фораминифер и радиолярий мезозойского облика. Аналоги этих образований развиты и на о. Эстадос (черные сланцы, известняки с фауной неокома). Отложения дислоцированы, иногда с запрокидыванием складок на север.

3. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>, Pg). Геосинклинальный верхний мел (сантон-маастрихт) представлен мощной (до 6000 м) флипоидной формацией с базальным конгломератом в основании. Она состоит из переслаивания глинистых сланцев, аркозов, граувакк, реже известняков с фауной иноцерамов. Фауна сходна с меловой фауной Земли Грейама. Эти отложения заполняют синклинальную структуру, протянувшуюся от Магелланова пролива до озера Сан-Мартин. В верхней части разреза появляются континентальные угленосные толщи. Здесь (к северу от г. Пунта-Аренас) мощность верхнемеловых — нижнетретичных образований достигает 10 000 м (Герт, 1959; Сесіопі, 1957). По мнению Каца, цифра эта завышена. Мощность всего мела он определяет в 7500 м (Katz, 1963).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Так называемые серии Яган и Бакленд, последняя нижнемелового возраста.

Меловые отложения смяты в пологие складки (углы падения крыльев 10-30° и круче) и разбиты многочисленными разломами северо-восточного, северо-западного и широтного простирания.

Это дислокации типа сбросов и сбросо-сдвигов. Среди последних различаются как правобоковые, так и левобоковые сдвиги. К востоку интенсивность складчатости убывает и наблюдается моноклинальное залегание слоев с преобладающим падением на восток (Katz, 1962). Нижнетретичные песчано-сланцевые морские образования залегают трансгрессивно, но без углового несогласия на верхнем меле.

Верхний мел Огненной Земли также представлен флишоидными формациями. Гертом отмечается в зоне Патагонской Кордильеры верхнемеловой и среднемиоценовый орогенез. С верхнемеловой складчатостью связано внедрение интрузий (от гранитов до габбро; Kranck, 1932; Cecioni, 1957; Aubert, 1960). Э. Обер внедрение интрузий связывает с верхнемеловыми поднятиями, а Г. Чечиони относит время их внедрения к периоду, последовавшему за формированием конгломератов основания сенона. Галька андийских диоритов присутствует в породах маастрихта.

Некоторые авторы время проявления магматизма относят ко времени, охватывающему период с верхнего мела до начала плейстоцена (Borrello, 1957). Следует отметить, что, наряду с молодыми интрузиями, здесь развиты и доверхнемеловые. Кранк считает верхнемеловую складчатость, с которой связано внедрение интрузий, менее сильной, чем нижнемеловая.

На юге континента отмечается виргация Кордильеры, причем одна ее ветвь через о. Эстадос продолжается на восток к островной дуге Южных Антилл, а другая — на юг.

#### Предандийский краевой прогиб

Краевой прогиб, заполненный отложениями палеогена и неогена, окаймляет с востока Андийское складчатое сооружение почти на всем его протяжении. Лишь к югу от широты 40°, в связи с близостью приподнятого докембрийского фундамента, он, по-видимому, сходит на нет, заменяясь краевым швом. Восточная граница прогиба показана на нашей схеме условно, так как прогиб здесь сливается с перасчлененным третичночетвертичным чехлом платформы.

Мы рассматриваем этот краевой прогиб отдельно от складчатой системы Анд, так как он возник не в пределах Андийской геосинклинали, а на Южно-Американской платформе, в ее периферической зоне, которая испытывала погружение в течение верхнего мела и третичного периода. От Венесуэлы до Патагонии прогиб сохраняет так много общих черт, что его можно описывать как единую тектоническую зону. Формирование прогиба и заполнение его морскими и континентальными образованиями третичного возраста происходило одновременно с воздыманием Анд.

На северо-востоке Венесуэлы краевой прогиб, называемый Восточным прогибом, делится Эль-Баульским поднятием на Восточно-Венесуэльскую впадину (шириной до 250 км, длиной до 800 км) и Апурский бассейн. Первая окаймлена на юге Гвианским щитом, на севере — прибрежными Карибскими хребтами; второй прослеживается в субандийскую зону Колумбии и Эквадора (Hedberg, 1950; Hedberg a. oth., 1947; Borger, 1952; Moore, Shields, 1952; Очерки..., 1959; Renz, 1957). Заложение прогиба в Венесуэле относится к началу мела, формирование же собственно третичной структуры связывается с воздыманием Анд, которое было вызвано орогеническими движениями эоцена (одной из крупных фаз андийского орогенеза; Юнг, Ренц, 1959).

Мощность разреза третичных отложений возрастает по направлению от Гвианского щита к северу и достигает 12 000 *м*, причем мощность олиго-миоцена (так называемая формация Санта-Инес) оценивается в 6000—

#### Третичные отложения Восточно-Венесуэльского краевого прогиба (по Ренцу, Хедбергу и др.)

Плиоцен			Углистые песчаники, аргиллиты, лигниты, конгломера- ты (1600 м)
верхний		ний	
Миоцен	средний — нижний		Переслаивание глин, песчаников, аргиллитов, иногда глауконитовых песчаников, лигнитов (300—850 м)
Олигоцен	верхний, средний	группа Санта- Инес	Переслаивание сланцев, песчаников, фтанитовых кон- гломератов (морские и континентальные отложения (до 6000 м)
	нижний		
Эолен	верхний	группа Мерекуре	(Солоноватоводные и пресноводные песчаники, глины угли, рифовые известняки (до 8000 м)
	средний и нижний		Несогласие
·	Палеоцен		Доломиты, доломитизированные известняки, аргиллиты с прослоями глинистых сланцев.
Верхний мел			Сланцы с прослоями песчаников, аргиллитов с фауной фораминифер. Массивные известняки (до 1400 м)

9000 м (Renz, 1957). В основании третичного разреза лежат мощные (1200 м) фораминиферовые известняки и глинистые сланцы верхнего мела, которые прослеживаются в ближайших зонах Андийской геосинклинали до северного Перу. Г. Хедберг приводит обобщенный по скважинам третичный разрез Восточного прогиба (табл. 13). На верхнемеловых образованиях с несогласием залегает эоцен-олигоден (так называемая групна Мерекуре — песчаники, рифовые известняки, угленосные отложения). Они согласно перекрыты сложно построенной толшей морских и континентальных отложений олиго-миоцена (формации Санта-Инес) и континентальных, а на востоке морских отложений, принадлежащих к миоцену и плиоцену (так называемая группа Сакакуаль). Отложения дислоцированы, часто с опрокидыванием складок на юг, и разбиты многочисленными системами разломов меридионального, северо-западного и северо-восточного направлений. Самая восточная антиклинальная склапка расположена в северном углу дельты Ориноко. Восточное продолжение красвого прогиба составляет желоб, окаймляющий Антильскую дугу.

Далее к юго-западу, в пределах Колумбии и Эквадора, прогиб ограничен со стороны Анд зоной разломов. Мощная (до 4500 м) континентальная толща красноцветных и пестроцветных пород третичного возраста собрана в асимметричные складки с крутыми восточными крыльями, осложненными надвигами (Tshopp, 1953). «Своим возникновением складки обязаны затухающим позднетретичным движениям в предгорной области» (Герт, 1959, стр. 198).

Судя по геофизическим данным, в восточном направлении, т. е. по мере приближения к Бразильскому щиту, слои, заполняющие прогиб, поднимаются.

Строение прогиба в пределах Перу изучено недостаточно. Здесь развиты преимущественно озерно-речные образования. Это пестроцветные породы третичного возраста, достигающие огромной мощности (3000—7000 м в среднем и нижнем течении р. Уальяги и в верховьях рек Урабамбы и Укаяли). Они довольно сильно дислоцированы с крутыми восточными крыльями, иногда с опрокидыванием складок, которые осложнены разрывными нарушениями, надвигами. Зоны чешуйчатых надвигов и сбрососдвигов развиты на стыке складчатого сооружения Анд и краевого прогиба. Основные простирания осей складок и разрывных нарушений юго-юговосток — северо-северо-запад с отклонениями к юго-востоку и северо-западу. В ядрах антиклинальных складок выступают верхнемеловые образования. К востоку, в направлении платформы, степень интенсивности дислокаций уменьшается (Harrison, 1956; Риегг, 1959; Pacific section, 1959; Ham, Herera, 1961).

В северной части Боливии мощная (до 2500 м) континентальная толща третичных пород залегает несогласно на континентальных отложениях мезозоя. Характерно развитие асимметричных, опрокинутых к востоку складок северо-западного простирания, зачастую осложненных сбросами и надвигами. Сильно сжатые складки с крутыми (80—90°) восточными крыльями и надвиги развиты в 5000-метровой толще третичных континентальных отложений южной части Боливии, где в районе нефтяных месторождений (18—22° ю. п.) описаны зоны надвигов с плоскостями, падающими на запад (Маури, 1959). Небезынтересно упомянуть о крутом изгибе складок на северо-запад к югу от г. Санта-Крус, связанном со сдвиговыми дислокациями (Rod, 1960а, б).

К югу в пределах Аргентины континентальные верхнетретичные отложения собраны в длинные складки, переходящие в зоны чешуй, которые развивались из крутых надвигов. Мощный (до 2000 м) третичный (Pg, N) разрез установлен по скважинам к югу от г. Мендосы (Dessanti, 1958).

Южнее широты 30° развиты красноцветные отложения мощностью до 1000 м, иногда с прослоями лав. Они заполняют длинные мульды, в которых в верховьях р. Лимай присутствуют, наряду с континентальными, и слабо дислоцированные морские верхнетретичные толщи, образующие серию пологих складок (Герт, 1959; Очерки..., 1959).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зона кайнозойской складчатости Южной Америки, окаймляющая Тихий океан, вытянута с севера на юг на огромном (до 9000 км) протяжении, оборвана на больших участках разломами и осложнена зонами надвигов. Надвиги, особенно характерные в зоне перехода от Анд к краевому прогибу, указывают на поддвигание Южно-Американской платформы под складчатое союружение. При взгляде на тектоническую или геологическую карту бросается в глаза линейное, близкое к меридиональному расположение основных структур, от древних до молодых, сжатых в неширокую, сравнительно с длиной, зону. Общие вопросы тектоники этой зоны рассматривались рядом авторов, среди которых, кроме Г. Штейнманна, К. Герта, Ф. Альфреда, Х. Харрингтона, В. В. Белоусова и других, цитированных выше, следует упомянуть А. Гейма, Г. Хесса и В. Оппенгейма (Heim, 1951, 1952; Hess, 1960; Oppenheim, 1952).

Многократные складкообразовательные движения затушеваны мощным, собственно андийским орогенезом, происходившим здесь с середины верхнего мела до конца третичного времени.

Если кратко резюмировать то, что известно о проявлениях древней складчатости, то надо отметить прежде всего признаки байкальской и каледонской складчатости. Они отмечаются на восточной окраине зоны в цепях Аргентинской Кордильеры и в Восточной Кордильере Колумбии и Эквадора по несогласному залеганию кембрия на гнейсовом основании и по разному плану дислокаций нижнего и верхнего палеозоя (Береговая Кордильера Перу).

Почти повсеместно, как на западе (Береговая Кордильера Перу, Чили), так и на востоке (Восточная Кордильера Колумбии, Восточная и Центральная Кордильеры Перу, Сьерра-де-Мерида, блок Пуна, Аргентинские Псредовые Кордильеры) установлены проявления герцинской складчатости. Она доказана на основании углового несогласия в верхах верхнего палеозоя (выше отложений карбона или перми). Герцинские движения конца палеозоя, происходившие приблизительно на границе перми и триаса, сопровождались на западе геосинклинальной зоны внедрением интрузий гранитов и привели к осушению палеозойской геосинклинали. Наступил длительный период существования континентального режима. В это время начали накапливаться мощные толщи красноцветов в течение нижнего среднего триаса; местами континентальные условия сохранялись или возобновлялись в верхнем триасе и юре (Восточная и Центральная Кордильеры Колумбии, Сьерра-де-Мерида, блок Пуна, Западная Кордильера **Перу).** 

Указывается, что области, консолидированные позднепалеозойской или раннемезозойской складчатостью, например Боливийский массив, реагировали как жесткие глыбы на проявления мезо-кайнозойских движений (Gerth, 1957).

Миогеосинклинальные условия в течение верхнего триаса (известняки, сланцы с норийской фауной), иногда нижней — средней юры существовали в отдельных прогибах (Западная и Восточная Кордильеры Перу и др.).

В эвгеосинклинальных прогибах (Береговая и Главная Кордильеры Чили, Береговая Кордильера Венесуэлы и о. Тринидад, Патагонская Кордильера и др.) в течение юры, а местами — верхнего триаса и нижнего мела шло накопление мощных вулканогенных формаций.

Проявления юрской складчатости носили локальный характер (северовосточный склон Западной Кордильеры Перу, Чилийская и Перуанская Береговые Кордильеры) и выразились в различной степени дислоцированности юрских и меловых отложений. Складчатость является более сильной в образованиях верхней юры и более спокойной в нижнемеловых образованиях. К юре относится также внедрение гранитов (массив Науэль-Уапи, Береговая Кордильера Чили — провинция Тарапака).

На границе нижнего и верхнего мела в геосинклинальных прогибах происходила перестройка плана осадконакопления. В меловой миогеосинклинали Восточной Кордильеры Колумбии и в Сьерра-дель-Интериор морское осадкообразование в конце нижнего мела сменилось континентальным. После перерыва на границе нижнего и верхнего мела возобновилось накопление, вплоть до эоцена (Сьерра-дель-Интериор), известняково-терригенных и кремнистых формаций.

В других участках геосинклинали (Береговые хребты Венесуэлы) этот перерыв на границе Сг<sub>1</sub> — Сг<sub>2</sub> фиксируется угловым несогласием. В это же время в эвгеосинклинальной зоне (Западная Кордильера Колумбии — Эквадора, Главная Кордильера Чили) шло накопление мощных морских вулканогенных формаций — порфиритов и кремнистых сланцев. В Главной Кордильере Чили формирование вулканогенных толщ (морских и континентальных) происходило в течение юры — мела, но прерывалось альпийскими горообразовательными движениями, выразившимися в угловом несогласии на границе нижнего и верхнего мела, или среднего и верхнего мела (так называемая первая фаза Андийского орогенеза).

В Главной Кордильере Чили уже в конце неокома поднятия привели к регрессии моря и накоплению моласс (средний мел), несогласно залегающих на морском неокоме. Они несогласно перекрыты верхнемеловыми континентальными, частично морскими, полого дислоцированными отложениями, которые прорваны гранитами. Здесь для значительной территории, по-видимому, с апта, установился континентальный режим, за исключением северной части, где известен морской апт-альб. Это предверхнемеловое несогласие фиксируется почти повсеместно. Поднятия и складчатость возобновились приблизительно на границе верхнего мела и палеогена (ларамийская фаза), но на значительно меньшей площади. Во многих прогибах седиментация продолжалась без перерыва (см. фиг. 54-*B*). Своеобразные условия создались в прогибах Западной Кордильеры Перу (и восточнее), где в это время отлагалась мощная континентальная толща (так называемая «формация Римак») верхнемелового — нижнетретичного возраста, позже дислоцированная и прорванная гранитоидами. Это своеобразие, возможно, связано со значительной приподнятостью Центральных Анд, сравнительно с южными и северными их районами.

Наряду с накоплением вулканогенных формаций, верхнемеловая эпоха завершилась и мощным проявлением магматизма — интрузиями пранитоидов (значительная часть Андийского батолита и интрузий Западной Кордильеры Эквадора и Колумбии, Патагонской Кордильеры и пр.).

Морское и континентальное осадкообразование продолжалось в палеогене главным образом в северной и южной частях Андийской геосинклинали (Восточная Кордильера Колумбии, Сьерра-дель-Интериор, Береговая Кордильера Перу, Тихоокеанское побережье) и в краевом прогибе. При этом седиментация в наиболее мобильных участках (Тихоокеанское побережье) происходила без перерыва, иногда же с перерывами и пестрой сменой морских и континентальных фаций. Верхнемеловые и палеогеновые образования были охвачены третичными складкообразовательными движениями, широко проявившимися в эоцене.

К концу эоцена относится одна из главных фаз андийского орогенеза. В неогене морская седиментация продолжалась в геосинклинали Боливар на побережье Колумбии, в районе залива Маракаибо и в небольшой части краевого прогиба (восточная Венесуэла); континентальные отложения накапливались по всему краевому прогибу и во впадине Альтиплано, где их аккумуляция началась в палеогене. Орогснические движения верхнетретичного времени окончательно осущили морские бассейны и привели к и мощному развитию налвигов и разломов. Эти поднятию Анд дислокации, особенно отчетливо выраженные по краям межгорных впадин (прогиб Альтиплано, грабен Каука — Патия, грабен о. Магдалена, Эквадорский грабен и др.) и в предгорьях Анд по границе краевого прогиба, создали глыбовое строение, характерное для многих районов Андийской зоны. Вместе с тем интенсивность собственно складчатых дислокаций неогена была невелика. Проявления верхнетретичных движений распространились и на краевой прогиб, выразившись как в складчатых дислокациях с частым запрокидыванием крыльев складок на восток, так и в развитии надвигов, перемещавшихся к востоку. Мы рассматриваем их как результат поддвигания платформы под складчатое сооружение Анд, сопровождавшегося деформацией фундамента Анд и увеличением толщины земной коры в два раза под главными возвышенностями описываемой области.

С третичными движениями, вероятно, начиная с палеогена, было связано формирование не только межгорных и краевых прогибов, но и глубоких прогибов в ближайшей части Тихого океана (Перуанско-Чилийский желоб, по-видимому, связанный по простиранию с прогибом Боливар на побережье Колумбии) и Атлантического океана (желобы, окаймляющие Антильскую дугу и дугу Южных Сандвичевых островов).

Молодой магматизм (малые интрузии гранитов и основных пород верхнетретичного возраста) по размаху интрузивной деятельности далеко уступает верхнемеловому и нижнетретичному магматизму. Возможно, впрочем, что это лишь обманчивое впечатление, связанное с тем, что крупные интрузии неогена или раннечетвертичного возраста находятся на глубине и еще не вскрыты эрозией. В то же время молодой вулканизм (лавы андезитов, дацитов, базальтов) распространен очень широко по всей длине Анд (Западная Кордильера Перу, Главная Кордильера Чили и др.).

Интересно сравнить мощное развитие верхнемелового вулканизма описываемой зоны с мощным вулканизмом Охотского пояса. Хотя некоторые аналогии имеются, но в основном это сходство внешнее, так как в зоне Охотского пояса верхнемеловой вулканогенный комплекс является континентальным; относительно бо́льпую роль играют эффузивы кислого состава, а главные интрузии гранитоидов являются более древними — они рвут отложения нижнего мела и перекрываются верхним мелом (галька гранитов в конгломератах сеноман-турона). Скорее здесь возможны сопоставления эвгеосинклинальных зон Южной Америки с эвгеосинклинальными внешними зонами Японии, юго-западной части Корякского нагорья, Калифорнии и отчасти с зоной восточного склона Сихотэ-Алиня, где тоже имеют развитие гранитоиды эоценового возраста.

# Глава VIII

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ, МЕКСИКИ И АНТИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

# (о. Куба и др.)

#### введение

Строение той части Тихоокеанского подвижного пояса, которая располагается между Южной Америкой и Северо-Американской платформой и включает в себя территорию Центральной Америки, Мексики, Больших Антильских островов (Куба, Гаити, Пуэрто-Рико) и Малых Антильских островов, в основном известно советским геологам по переводам обзорных работ А. Ирдли (1954, 1960), Ф. Кинга (1961), В. Гарфиас и Т. Чапина (1956), Л. Бенавидес (1959) и статьям Ю. М. Шейнманна (1957, 1958) и А. Ф. Адамовича и В. Д. Чеховича (1964). Поэтому мы ограничились очень краткой характеристикой геологии описываемой области (фиг. 58). Некоторые вопросы тектоники п-ова Юкатан и Антильских островов и проблема генезиса впадин Мексиканского залива и Карибского моря рассматриваются в следующей главе (глава IX).

При составлении геологического очерка и тектонической карты использовались, кроме вышеуказанных обзорных работ, геологическая карта Северной Америки масштаба 1:5000000 (Geol. map N. Amer., 1946), геологическая карта Мексики масштаба 1:2000000 (Geol. map Mexico, 1956), геологическая карта о. Куба (Geol. map Cuba, 1962), сводка Р. Вейля по геологии Центральной Америки (Weyl, 1961) и ряд других работ, перечисленных в списке литературы.

Рассматриваемая область представляет собой, подобно Индонезии, активную современную геосинклинальную систему, в которой на небольшом пространстве чередуются участки с океаническим типом строения земной коры и материковые участки с корой различной толщины. Высказывались предположения о том, что вплоть до верхнемеловой эпохи эта область имела тесную связь со Средиземноморской зоной Альпийско-Гималайской геосинклинали и, таким образом, здесь, как и в Индонезии, Тихоокеанский геосинклинальный пояс смыкался с «экваториальным» поясом Тетиса.

В настоящее время эта часть Тихоокеанского подвижного пояса отчетливо обособлена от океанических впадин Тихого и Атлантического океанов двумя системами сейсмичных глубоких желобов — Центрально-Американским, или Гватемальским, желобом на западе (глубина до 6662 м) и желобом Пуэрто-Рико, огибающим Антильскую дугу, на востоке (глубина до 9218 м). Наклон глубинных сейсмичных зон в обоих желобах направлен от океанов к внутренней части подвижного пояса. Подобно Индонезии и району островных дуг, связывающих Южную Америку и Антарктиду, мы имеем здесь такую геосинклинальную систему, которая ни



Фиг. 58. Схема тектонического районирования Мексики

с одной, ни с другой стороны не граничит с платформами материкового типа.

Центрально-Американский желоб, начинаясь в грабене Калифорнийского залива, протягивается довольно прямолинейно на 3000 км до южных берегов Панамского перешейка (Fisher, 1961). На его продолжении лежит узкая депрессия, отсекающая более древний подводный Кокосовый хребет от молодого складчатого пояса Панамы и Коста-Рики (Shumway, 1954). Далее депрессия прослеживается через палеогеновый прогиб, который отделяет п-ов Асуэро от Панамского перешейка, в район Панамского залива и затем в прогиб геосинклинали Чоко (бассейн р. Атрато) в западной Колумбии, на соединение с Перуанско-Чилийским желобом.

Структура желоба Пуэрто-Рико, на юге связанная с Предандийским краевым прогибом, в своей северной части усложнена крупным сдвигом и испытывает в связи с этим своеобразную виргацию. Одна зона кайнозойских прогибов прослеживается от желоба Пуэрто-Рико на северо-запад и доходит через депрессии, расположенные по северному краю о. Куба у края докембрийской Флоридской платформы (Багамская банка, п-ов Флорида), до впадины Мексиканского залива. Другая зона отходит на запал влоль слвиговой дислокации через депрессию Наветренного пролива между островами Гаити и Куба и дальше продолжается в глубокий прямолинейный желоб Бартлетт, или Кайман (глубина до 7093 м), и впадину Гондурасского залива и озера Исабаль (прогиб Чапайаль) к южным склонам Сьерра-Мадре (см. главу IX). Геоморфологический контраст между этими депрессиями, с одной стороны, и возвышенностями южного побережья Кубы (Сьерра-Маэстра), подводного хребта островов Большой и Малый Кайман и гор Чиапас (3000 м) и Сьерра-Мадре (2515 м), протягивающимися к северу от перечисленных впадин, с другой стороны, указывает на то, что по разлому желоба Кайман происходит не только

18\* 275

сдвиг, но и надвигание масс с севера на юг. Об этом же говорит крутизна северного склона желоба Кайман (перепад уровней от 2000 м на вершине хребта Сьерра-Маэстра до 7241 м в желобе происходит на расстоянии 50 км, уклон местами достигает 45°) и распределение изостатических аномалий.

Изменение структуры земной коры при переходе от Тихого океана к материку показано на глубинном профиле, пересекающем Центрально-Американский желоб в районе Гватемалы (фит. 59). Такие же резкие изменения наблюдаются при переходе от впадин Карибского моря и Атлантического океана к Антильской дуге. Более подробные сведения о



Фиг. 59. Глубинный поперечный разрез через Гватемальский желоб и ближайшие районы Тихого океана и побережья, по Фишеру (Fisher, 1961). Цифрами обозначена скорость продольных волн (в км/сек); черными треугольниками — места взрывов. Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5

строении и толщине земной коры приводятся в следующей главе и в недавно опубликованной сводке мировых геофизических данных, составленной И. А. Соловьевой, Г. З. Гурарием и П. Н. Кропоткиным (Гурарий, Соловьева, 1963).

В то время, как в глубоких впадинах Карибского моря кора имеет толщину от 4 до 15 км и состоит главным образом из базальтового слоя, на всех крупных островах и в материковой части Центральной Америки наблюдается строение земной коры, типичное для континентов. На о. Пуэрто-Рико толщина коры составляет более 25 км (в том числе больше половины — гранитный слой), в Мексике близ г. Дуранго в области возвышенности Западная Сьерра-Мадре — 44 км (Woollard, 1960).

Наряду со складчатыми сооружениями верхнемезозойского в кайнозойского возраста, возникшими в геосинклинальных прогибах, в описываемой области имеются слабо переработанные участки платформ, консолидированных верхнепалеозойской или более древней складчатостью, — массив Коауила в северной Мексике, Юкатанский и Гондурасский массивы. Докембрийский или палеозойский фундамент, более деформированный мезо-кайнозойской складчатостью, выступает в ядрах геоантиклинальных поднятий Южной Сьерра-Мадре и, возможно, протягивается дальше на север под лавами Западной Сьерра-Мадре до соединения с плато Колорадо.

Сопоставление стратиграфических разрезов дано в табл. 14.

#### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕКСИКИ

На наших тектонических схемах (см. фиг. 1, 58) территория Мексики рассматривается как область проявления кайнозойской складчатости, неразрывно связанная со структурами Антильских островов, Южно-Американских Анд и горного пояса западной части США (Скалистые горы, Береговые хребты). В пользу этого положения свидетельствует вся сложная тектоника мезо-кайнозоя. С ларамийскими движениями конца мела связано замыкание мезозойского геосинклинального прогиба<sup>1</sup>, занимавшего в нижнем мелу (апт-альб) почти всю страну и сместившегося к востоку в верхнем мелу. Эти движения смяли в складки мезозойские  $(J_3 - Cr_2)$  отложения, приподняли их и привели к формированию на востоке страны серии прогибов, заполнявшихся в течение палеоцена эоцена мощными толщами флиша и моласс.

В дальнейшем предверхнезоценовые складкообразовательные движения, охватившие Большие Антиллы, смяли в складки и отложения восточных прогибов Мексики и отразились на образовании разломов и надвигов в пределах Восточной Сьерра-Мадре (восточная часть мезозойского прогиба).

Нижнетретичные движения на западе страны смяли в пологие складки лавовые покровы и сопровождались внедрением интрузий гранитоидов (Cserna, 1959). Сравнительно с нижнетретичными движениями верхнетретичные были менее интенсивными.

О тектонической жизни страны в четвертичное время свидетельствуют действующие вулканы Поперечной Вулканической Сьерры (юг страны), а также сейсмичность некоторых зон (например, Калифорнийского залива на продолжении сдвига Сан-Андреас; Gianella, 1960; Ирдли, 1954).

Таким образом, вся сумма фактов приводит нас к выводу о тектонической активности страны в течение мезозоя и кайнозоя. За этот период отдельные геосинклинальные прогибы замкнулись, но складкообразовательные процессы не завершились концом верхнего мела, а проявлялись в предверхнего ценовое время и в неогене.

В трактовке возраста структуры этой области мы по существу присоединяемся к Ю. М. Шейнманну (1957, 1958), который формирование структур «Мексиканской геосинклинали» рассматривает совместно с формированием структур Больших Антилл в результате альпийской складчатости.

Отнесение территории Мексики к зоне кайнозойской складчатости нам кажется более соответствующим геологическому материалу, нежели трактовка, предложенная М. В. Муратовым, который относит Мексику к зоне мезозоид, окаймленных с востока и запада поясами кайнозойской складчатости.

Ниже приводится краткая характеристика структурных зон в поясе верхнемеловой и кайнозойской складчатости, начиная от более древних (по возрасту складчатости) и кончая более молодыми.

# Палеозойские массивы и структуры мезозойских прогибов

Антиклинорий Южной Сьерра-Мадре и гор Чиапас. Этот антиклинорий расположен в юго-западной части Мексики и в восточном направлении протягивается в северо-западную часть Центральной Америки (в Гватемалу и Гондурас). В его структуре основную роль играют образования, которые на нашей тектонической карте изображаются как нижний подъярус нижнего структурного яруса (Pz<sub>3</sub>).

Как отмечалось многими авторами, домезозойская история данного района неясна. Выходы докембрия (кристаллические сланцы, граниты) известны в массиве Чиапас. Наиболее распространенными являются верхнепалеозойские, главным образом пермские, карбонатно-терригенные

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Так называемая «Мексиканская геосинклиналь», по терминологии американских авторов.

# Схема сопоставления стратиграфических разрезов в различных (По данным Бенавидес, 1959; Ирдли, 1954; Beal, 1948; Bridges, de Ford,

Геологический возраст	Антиклиналь Южной Сьерра- .Мадре и Чиапас	Палеозойские структуры Соноры	Массив Коауила	Мезозойский прогиб северо- западной Мексики	Мезозойский прогиб цевраль- ной и восточной Мексики	
Четвертичная система						
Неоген						
Олигоцен						
Эоцен Палеоцен				Риолиты, туфы Несогласие	Внедрение инт- рузий (граноди- ориты, диориты, монцониты) Несогласие	
Верхний мел (до маастрихта вклю- чительно)	Известняки				Песчаники, слан- цы, конгломе- раты Известняки. В краевой зоне уг- леносные отло- жения (5000 м)	
Нижний мел (главным образом апт-альб)	известняки, мер- гели, глины		Лагунные от- ложения (450 м)		Известняки, мер- гели с прослоями кремней В краевых зонах аркозы, лавы, ту- фы (5000 м) Местами несо- гласие	
Верхняя юра	Морские отложе- ния		Сланцы, пес- чаники, из- вестняки, эвапориты		Морские — ар- гиллиты, извест- няки. Красно- цветы, звапори- ты в средней части	
Средняя юра Нижняя юра	Морские отложе- ния (300 м)	-		Песчаники с про- слоями сланцев Морские, частич- но континенталь- ные (угли, гра-	Красноцветы Известняки, сланцы, мерге- ли, кварциты — морские и коц-	-
Верхний триас	Угленосные отло- жения (500 м) ?			фиты) (2000 м)	тинентальные	

районах Мексики, Центральной Америки и Антильских островов 1961; Chubb, 1959; Imlay, 1944a, б; McBirney, 1963; Vinson, 1962; Weyl, 1961, и др.)

Западная Сьерра-Мадре	Восточные проги- бы (Чиконтепек, Веракрус и др.)	Полуостров Калифорния	Север Центральной Америки (прогиб Чапайаль)	Большие Антилаы	Юг Центральной Америки (мезо- кайнозойский прогиб)
Базальты			Базальты		Конгломерат Несогласие
	Пески, конгло- мераты Несогласие Морские и кон- тинентальные отложения (1600—3000 м) Несогласие	Диатомовые сланцы, песча- ники, известня- ки (2000 м) Несогласие	Андезиты Красноцветы, песчаники (3000 м)	Терригенно-кар- бонатные обра- зования	Известняки, сланцы, кремни, туфы с прослоя, ми базальтов, андезитов
Внедрение интрузий (гранитонды) Андезиты, риолиты, ба- зальты	Алевролиты, пес- чаники, мергели (2500—4000 м) Внедрение инт- рузий (диориты) Несогласие	Песчаники, сланцы (2000 м)	Несогласяе	Внедрение инт- рузий (граниты, гранодиориты), ультраосновные породы	
 Несогласие	Отложения фли- ша, моласс (3000—4000 м) Несогласие	Несогласие	Сланцы, пес- чаники, из- вестняки (1500 м)	Несогласие Сланцы, песча- ники, известня- ки, писчий мел	
 Дислоциро- ванные и ме таморфизо- ванные меза зойские и п леозойские образования и гранит	Песчаники, слан цы, известняки, мергели (600- 3000 м) - - - - - - - - - - - - - - - - - - -	Песчаники, кон- гломераты (800 м Внедрение ин- трузий (граниты Несогласие Известняки, сланцы, филли- ты, граувакки, андезиты (3000 м - Внедрение инт рузий (граниты Метаморфизова ные породы	Сланцы, пес- чаники, из- вестняки, конгломерат (1700 м) Известняки доломяты, внизу эвано риты (нес ком-турон) Несогласие Красноцве	- Известняки - Несогласие ты Песчаники, спи литы, алевроли ты, порфириты кремнистые ар гиллиты, коштл мераты (6000- 8000 м) 4, 	Аркозы, песча- ники, сланцы С прослоями туфов
	(300 м) Соленосные от ложения Красноцветы (1000 м) Морские и кон типентальные с ложения (400 м			Известняки, г. нистые сланц филлеты, сл дяные сланц (12 000 м)	112- 51, 0- 51

Геологический возраст	Антиклиналь Южной Сьерра- Мадре и Чианас	Палеозойские структуры Соноры	Массив Коауила	Мезозойский прогиб северо- западной Мексики	Мезозойский прогиб централь- ной п восточной Мексики	_
Средний триас Нижний триас	Несогласие		Внедрение интрузий (граниты) Несогласие	Несогласие	Несогласие	
Верхний палеозой (главным образом пермь)	Известняки, мра- моры, кварциты (3000 м)	Известняки с фузулинами	Сланцы, грау- вакки, квар- циты, прос- лои риоли- тов, андези- тов, базаль- тов (3000— 4600 м)	Сланцы, граувак- ки, кварциты	Палеозойский фундамент	
Средний палеозой Нижний палеозой	Внедрение интру- зий (граниты) Офиолиты, слан- цы, граувакки	Известняки, песчаники, конгломераты (ордовик)				
Докембрий	Кристаллические сланцы, граниты, гнейсы	?				1

формации (известняки, мраморы, кварциты) большой мощности — до 3000 м в массиве Чиапас (Chubb, 1959).

Все эти образования сильно дислоцированы. Направление осей складок обычно близко к широтному (Южная Сьерра-Мадре); восточнее, в массиве Чиапас оно становится северо-западным, а затем в Гватемале и в массиве Гондураса простирания отклоняются к северу и становятся северо-восточными. Возможно, они идут на соединение со структурами островов Куба и Ямайка через желоб Бартлетт (Ирдли, 1954; Weyl, 1961).

Палеозойские структуры Соноры (северо-запад страны). Здесь известны карбонатные формации ордовика и главным образом перми (известняки с фузулинами). Они смяты в складки с близким к широтному и северо-западному простиранием осей и с крутыми восточными крыльями (Alvarez, 1949).

Палеозойский массив Коауила. Этот массив, расположенный в северо-восточной Мексике, в течение мезозойского осадконакопления на большей части территории представлял собой сушу. Его южная граница в Северной Мексике являлась северной границей мезозойской миогеосинклинали (Flawn, Diaz, 1959; Imlay, 1936a, 6; Rogers a. oth., 1962). Эта структура сложена дислоцированными морскими верхнепалеозойскими, главным образом пермскими, терригенно-вулканогенными формациями (сланцы, граувакки, кварциты с прослоями лав риолитов, андезитов, базальтов, туфов, мощностью свыше 3000 м, а на северо-востоке до 4600 м). Складки имеют простирание 35—75° и прорваны интрузиями гранитондов. На севере массива вскрываются докембрийские или нижнепалеозойские образования — переслаивание графитовых сланцев, филлитов и метакварцитов.

Морские верхнеюрские отложения в краевой зоне массива залегают с резким угловым несогласием на палеозое.

#### Таблица 14 (окончание)

Западная Сьерра-Мадре	Восточные про- гибы (Чиконте- пек, Веракрус и др.)	Полуостров <b>Калиф</b> орния	Север Цент- ральной Аме- рики (прогиб Чапайаль)	Большие Антиллы	Юг Центральной Америки (мезо-кайнозой- ский прогиб)
			Несогласие		
			Известняки с фузулина- мя, доломиты, красноцветы Несогласме		
			Кристалличе- ские сланцы, граниты		
Кристалличе- ские сланцы					

Таким образом, во всех перечисленных структурах палеозойские образования дислоцированы с пиротным, северо-западным, реже — северовосточным простиранием осей складок и в той или иной степени метаморфизованы. Интенсивная складчатость, сопровождавшаяся интрузиями гранитоидов, связывается с позднегерцинским орогенезом, происходившим в конце перми и начале триаса, — так называемой «коауилской орогенией» (Cserna, 1961). В пределах палеозойского массива Коауила имеется маломощный чехол меловых отложений. Он претерпел незначительные деформации. В краевой северо-восточной зоне массива развиты антиклинальные складки с ядрами гипса и ангидрита юрского возраста (Wall a. oth., 1961).

Мезозойский прогиб северо-западной Мексики. В этой зоне распространены главным образом образования, принадлежащие к нижнему подъярусу нижнего структурного пояса  $(T_3 - J_{1-2})$ . В гечение нижнего и среднего триаса бо́льшая часть территории этой зоны представляла собой сушу. Морское осадкообразование началось с верхнего триаса. Верхний триас и юра представлены преимущественно мелководными морскими (песчаники, сланцы) и частично континентальными образованиями. Они имеют мощность до 2000 м и несогласно залегают на палеозое. Эти отложения интенсивно дислоцированы и в значительной степени метаморфизованы. Их складчатость связывается с невадийским орогенезом, характерным для западной части Скалистых гор.

Мезозойский прогиб центральной и восточной Мексики (так называемая Мексиканская геосинклиналь). Этот прогиб и сформированные в нем складки вытянуты в северо-западном направлении. Его восточная часть, сложенная в основном верхнемеловыми образованиями, носит название Восточной Сьерра-Мадре. Формирование осадочных пород происходило в миогеосинклинальных условиях (Кинг, 1961). Здесь распространены отложения, принадлежащие к верхам нижнего структурного яруса и к среднему структурному ярусу в принятой нами схеме структурно-возрастного расчленения.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса охватывает отложения верхнетриасового, юрского и нижнемелового возраста (T<sub>3</sub>, J, Cr<sub>1</sub>). В основании этого мезозойского разреза залегают морские (известняки, сланцы) и континентальные (красноцветы) образования верхнего триаса и нижней и средней юры.

Максимальное развитие геосинклинального осадконакопления, местами с кратковременным формированием красноцветов, лав и эвапоритов, приходится на верхнюю юру (аргиллиты, пески, известняки) и главным образом на нижний мел, в особенности на апт и альб (Muir, 1936; Imlay, 1938, 1944а; Rogers a. oth., 1962). Нижний мел представлен мощной (свыше 5000 м) карбонатно-терригенной формацией — известняки, мергели с прослоями кремней в центральной части, а в краевых зонах — сланцы, аркозы, лавы, туфы. Маломощный (до 450 м) чехол нижнемеловых лагунных образований распространялся отсюда и на палеозойский массив Коауила<sup>1</sup>.

На основании фауны доказывается морская связь между севером Центральной Мексики и Калифорнией в течение верхней юры и нижнего мела (Kellum a. oth., 1936).

2. Средний структурный ярус (Cr<sub>2</sub>). Миогеосинклинальные условия существовали в Мексиканской геосинклинали и в течение всего верхнего мела, но площадь, испытывавшая интенсивное прогибание, была уже более ограниченной в верхнем сеномане и туроне по сравнению с верхним альбом и нижним сеноманом. В маастрихте она стала еще меньше, со смещением оси зоны прогибания к востоку. По-прежнему продолжают отлагаться карбонатные формации, но в кампане-маастрихте появляются песчаники, конгломераты и сланцы, а в краевой зоне, на востоке района Чиачуа и на северо-востоке Соноры, верхи мела представлены угленосными континентальными отложениями (Imlay, 1944б).

В зоне максимального погружения — в широтном синклинория Паррас, расположенном к югу от палеозойского массива Коауила между 26— 25° с. ш., в течение верхнего мела от сеномана до маастрихта включительно происходило накопление мощных, до 5000 м, формаций, карбонатных в нижней части разреза и терригенных (сланцы, песчаники, туфы, известняки) — в верхней (Imlay, 19366; 1944б).

В конце мела в результате ларамийских складкообразовательных движений произошло замыкание мезозойского миогеосинклинального прогиба. Морские условия здесь уже больше не возобновлялись, а накопление морских отложений в кайнозое продолжалось в прогибах, расположенных восточнее. На юге, в центральной части района Чиапас, верхнемеловые движения, сопровождавшиеся ростом поднятий, проявились в более раннюю фазу; на это указывает отсутствие отложений коньяка и сантона (Chubb, 1959).

Мезозойские образования Мексиканской геосинклинали претерпели интенсивное смятие в складки северо-западного и меридионального простирания, по сложности сходное со складчатостью Альп и Гималаев (Alvarez, 1949). Развиты лежачие, опрокинутые на восток складки, движение масс шло с запада и юго-запада. В районе г. Монтеррей установлен резкий изгиб простирания мезозойских складок от северо-западного к широтному направлению, связанный с неглубоким залеганием верхнепалеозойского массива Коауила. Складки обтекают его с юга и местами надвинуты на него (Rogers a. oth., 1962; Cserna, 1956). Таким образом, здесь как бы просвечивают древние палеозойские структуры.

В пределах Восточной Сьерра-Мадре, сложенной преимущественно верхнемеловыми образованиями, наблюдаются сложные, сжатые веерообраз-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> На карте этот маломощный чехол не показан.

ные изоклинальные складки, иногда опрокинутые на восток, а также многочисленные зоны разломов и надвигов. Последние двигались к востоку, наползая на палеогеновые прогибы. Зона надвигов прослеживается к северу в район г. Эль-Пасо и р. Рио-Гранде. В синклинории Паррас верхнемеловые слои также сильно смяты и образуют складки с крутыми северными крыльями, часто опрокинутыми на север.

Складчатость конца мела не сопровождалась значительным магматизмом. С ней связаны лишь гипабиссальные интрузии гранодиоритов, диоритов и кварц-монцонитовых порфиров.

#### Восточные кайнозойские прогибы

Восточные кайнозойские прогибы (Чиконтепек, Веракрус и др.), расположенные на побережье, принадлежат по существу уже к паралиагеосинклинали Мексиканского залива (Ирдли, 1954).

1. Средний структурный ярус (Pg) представлен здесь наиболее полно. Накопление нижнетретичных образований (главным образом палеоцена и эоцена) происходило в прогибах, параллельных Восточной Сьерра-Мадре. Их формирование тесно связано с подъемом мезозойских сооружений на западе, происходившим в результате ларамийских движений. Прогибы выполнены формациями флиша и моласс, которые достигают большой мощности (до 3000 м в прогибе Чиконтепек к югу от г. Тампико; до 4000 м в южной части бассейна Веракрус; до 6000 м — в прогибе Бургос).

Палеоген залегает на отложениях верхнего мела с утловым несогласием (Imlay, 19446; Salas, 1949; Segerstrom, 1962). Нижнетретичные отложения собраны в пологие складки северо-западного и меридионального простираний, иногда с запрокидыванием их крыльев к востоку, например в прогибе Чиконтепек (Alvarez, 1949). На севере, в прогибе Бургос структуры простые; это моноклинали меридионального или северо-западного простирания с падением слоев на восток, осложненные разломами северо-восточного и северо-западного направлений.

Образование складок и дизъюнктивных нарушений, сопровождавшихся внедрением штоков и лакколитов диоритов, связывается с доолигоценовыми, как и в Большой Антильской дуге, движениями, затухающими в районе восточной Мексики. Олигоцен представлен уже слабо дислоцированными морскими терригенными формациями (алевролиты, песчаники, мергели). Они достигают большой мощности (до 2500 м в прогибе Тампико, до 4000 м южнее г. Веракрус) и залегают несогласно на образованиях зоцена. В этом отношении тоже наблюдается аналогия с зоной Больших Антильских островов.

2. Верхний структурный ярус (N, Q). В течение третичного периода бо́льшая часть территории Мексики была поднята выше уровня моря и морское осадкообразование в течение неогена продолжалось только в прибрежных районах. В миоцене шло накопление морских терригенных формаций (глины, пески, алевролиты), мощностью до 3000 м на юге Мексиканского залива, до 1600 м в районе Веракрус, и континентальных отложений (до 1800 м в районе Бургос). Они залегают несогласно на отложениях палеогена. В конце миоцена эти отложения были деформированы с образованием пологих складок. Складки характеризуются преобладающим северо-западным простиранием осей и разбиты разломами. О вулканической активности в этой зоне свидетельствует недавно потухший вулкан Сан-Мартин на юге Мексиканского залива. Мексиканский залив с его большой мощностью кайнозойских образований рассматривается как современный аналог геосинклинали (Кинг, 1961; Bornhauser, 1958).

#### Западные структурные зоны Мексики

Западная Сьерра-Мадре представляет собой наиболее высокую часть Мексиканского нагорья, пенепленизированного в первой половине кайнозоя и приподнятого на 1000—2000 м. В Западной Сьерра-Мадре поднятие, происходившее в конце неогена и в четвертичном периоде, составило 2000—3000 м. Ядро этой возвышенности сложено палеозойскими и мезозойскими метаморфизованными отложениями, интенсивно смятыми в складки меридионального, северо-западного, а на юге широтного простирания и прорванными интрузиями гранитоидов. Весь этот комплекс был сильно размыт и перекрыт с резким угловым несогласием туфами и лавами (андезиты, риолиты, базальты до 2000 м мощности) нижнетретичного возраста, которые были затем слабо дислоцированы с образованием пологих складок северо-северо-западного простирания и прорваны интрузиями гранитоидов.

После среднетретичного орогенеза в структурных депрессиях между приподнятыми горными хребтами сформировались рыхлые континентальные образования, переслаивающиеся с лавами базальтов верхнетретичного возраста (формация Бокарит). Эти верхнетретичные отложения были смяты в пологие складки при наиболее молодых тектонических движениях.

Установленные на севере надвиги вулканических пород на осадочные верхнетретичные образования говорят о проявлении совсем молодых движений (Alvarez, 1949).

Западная Сьерра-Мадре, вытянутая в северо-западном направлении, переходит на юге в широтную структуру, так называемую В улканическую Сьерру, сложенную лавами от нижнетретичного до четвертичного возраста. Конусы потухших и действующих вулканов (Попокатепетль, Орисаба) располагаются по широтной зоне разломов, вдоль 19° параллели, ограничивающей южный край высоко поднятого массива Мексиканского нагорья. В Тихом океане на продолжении этой зоны находятся вулканические острова Ревилья-Хихедо.

#### побережье калифорнийского залива и п-ов калифорния

Полуостров Калифорния (длиной до 1200 км) представляет, по Билу, огромный блок, сложенный в ядре гранитным батолитом и метаморфическими породами неясного возраста (предположительно мезозой). Возраст интрузий, рвущих метаморфическую толщу, относится к низам верхнего мела. Предполагается, что часть интрузий является более древней, связанной с невадийской орогенией <sup>1</sup> (Гарфиас, Чапин, 1956). По-видимому, развитые здесь образования могут быть отнесены к среднему и верхнему структурным ярусам.

1. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>). Фаунистически охарактеризованные меловые отложения, слагающие запад п-ова Калифорния, подразделяются, по Билу, на две формации: метаморфизованную (так называемую формацию Сан-Фернандо с фауной нижнего и низов верхнего мела) и неметаморфизованную, которая относится к верхнему мелу. Последняя носит название формации Росарио и эквивалентна формации Чико, выделенной в штате Калифорния в США (Beal, 1948; Durham a. oth., 1960).

Нижняя меловая формация представлена мощной (до 3000 м) эвгеосинклинальной толщей кристаллических известняков, филлитов, кварцитов и окремненных сланцев с прослоями туфов и андезитов. Она сильно дислоцирована и прорвана интрузиями гранитов. Верхнемеловая формация Росарио не метаморфизована, слабо дислоцирована, несогласно залегает на более древних меловых отложениях и представлена песчаниками и конгломератами мощностью до 800 м.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> По последним данным, возраст части интрузии Сьерра-Невады соответствует раннему или среднему мелу (Кинг, 1961).

Верхний мел с несогласием перекрыт полого (с углами до 5—16°) дислоцированным палеогеном. Это песчаники и сланцы мощностью до 2000 *м*.

2. Верхний структурный ярус (N, Q). Морской неоген (диатомовые сланцы, песчаники, известняки) мощностью свыше 2000 м залегает с угловым несогласием на отдожениях падеогена и также подого дислопирован.

Проявление вулканизма в этой зоне относится к неоген-четвертичному времени. Возраст интрузии гранита в районе 32° с. ш., 113°20′ з. д. датируется как мел — третичный (90 ± 60 млн. лет; Giletti, Damon, 1961).

Помимо верхнемеловых складкообразовательных движений, сопровождавшихся интрузиями гранитоидов, менее интенсивные движения имели место в третичное время, а самыми молодыми четвертичными движениями были смяты в пологие складки и разбиты сбросами верхнетретичные и четвертичные (плейстоцен) отложения. Хорошо изучен активный правобоковой сбросо-сдвиг до 128 км в длину, который имеет почти широтное простирание и рассекает полуостров в северной его части. Этот разлом сечет как осадочные нижне- и верхнемеловые породы, так и интрузии (Allen a. oth., 1960).

Сейсмичность связана с активными сбросами и с зоной сдвигов на продолжении разлома Сан-Андреас в пределах Калифорнийского залива (Hamilton, 1961a).

#### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ

Соединение мезо-кайнозойских структур Мексики со структурами системы Анд Южной Америки осуществляется как вдоль Тихоокеанского побережья (Центрально-Американский желоб и параллельный ему ряд вулканов, поднятий и депрессий, вплоть до впадин озер Манагуа и Никарагуа и гор Панамского перешейка), так и через Антильскую дугу, к которой поворачивают широтные структуры севера Центральной Америки (Кинг, 1961). Это положение подкрепляется последними исследованиями геологов. описавших широтные мезо-кайнозойские структуры на севере и западе Гватемалы (McBirney, 1963; Vinson, 1962; Richards, 1963). В средней части Гватемалы, к югу и северу от 16° с. ш., развит широтный прогиб Чанайаль, выполненный мощными (свыше 2500 м) морскими нижнемеловыми (эвапориты, карбонаты) и главным образом верхнемеловыми карбонатно-терригенными отложениями (сланцы, песчаники, известняки с фораминиферами). Они несогласно залегают на красноцветных породах юры. Верхний мел сменяется выше по разрезу морскими нижнеэоценовыми терригенно-карбонатными отложениями, мощностью до 1500 м, содержашими фауну глобигерин.

Время от среднего до верхнего эоцена характеризуется перерывом в осадкообразовании, складчатостью и поднятием страны, за которым последовало, в течение верхнего олигоцена — нижнего миоцена, накопление мощной (свыше 3000 м) толщи красноцветных отложений, формировавшихся в межгорных прогибах. Красноцветы залегают несогласно на всех более древних образованиях. Таким образом, прогиб Чапайаль имеет в своей истории развития много общего с мексиканской геосинклиналью. Меловые и палеогеновые отложения на большей части этого прогиба, например на участке, расположенном немного восточнее перешейка Теуантепек, образуют широкие пологие складки, разбитые сбросами и взбросами (фиг. 60). В южной части прогиба тектоника более напряженная, с образованием круто надвинутых чешуй и впадин между ними. К одной из таких впадин, испытывающих прогибание и в новейшее время, приурочено озеро Исабаль. Широкая, широтного простирания, зона разломов, сопровождаемая интрузиями перидотитов, прослеживается от прогиба Чапайаль к трогу Бартлетт (McBirney, 1963).

К юго-востоку от прогиба Чапайаль располагается высоко приподнятый блок, ядро которого составляет уже упомянутый палеозойский или докембрийский массив Гондураса. Он сложен сильно дислоцированными гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами. По возрасту эти породы древнее карбона, поскольку верхнепалеозойские отложения залегают на них с размывом и несогласием. Верхний палеозой (карбон-пермь) представлен конгломератами, аркозами, филлитами, сланцами. В этой зоне широко проявлены дизъюнктивные нарушения — сбросы и надвиги.

Южнее Гондурасского массива, в южной части Гондураса, в Никарагуа и Сальвадоре, находится молодая вулканическая область, состоящая из горстов и грабенов северо-западного и запад-северо-западного простирания. Проявления позднекайнозойского вулканизма (риолиты, андезиты,



Фиг. 60. Характер дислокаций в области глыбовых гор северной части района Чиапас (восточнее перешейка Теуантепек). По Р. Гуттиерецу (Weyl, 1961) 1 — миоцен; 2 — олигоцен; 3 — зоцен; 4 — мел; 5 — юра-триас; 6 — соляной шток; 7 — кристаллический фундамент гор Сьерра-Мадре (докембрий или палеозой). Звездочкой отмечен пункт соединения левой и правой частей профиля

базальты) связаны с цепью действующих и потухших вулканов. Далее к юго-востоку располагается геосинклинальная зона, охватывающая Тихоокеанский береговой район Никарагуа и перешеек Коста-Рики и Панамы. Здесь распространены дислоцированные морские верхнемеловые и третичные образования, разбитые надвигами и сбросами. Складки в третичных отложениях к юго-западу от озера Никарагуа и на Панамском перешейке ориентированы приблизительно параллельно берегу Тихого океана, но в районе о. Коиба и мыса Марьято (п-ов Асуэро) приобретают меридиональное простирание, параллельное Кордильерам Колумбии. На продолжении этих меридиональных складок в Тихом океане протягивается на 200 км, до о. Мальпело, подводный хребет такого же направления. На Панамском перешейке имеются зоны крупных сбросов, пересекающих перешеек под прямым углом.

В прибрежном районе Никарагуа геосинклинальный вулканогенный разрез (аркозы, песчаники, сланцы, туфы) верхнего мела согласно сменяется сходными сериями третичных образований (общей мощностью до 10 000 м). В Коста-Рике и Панаме известняки с фораминиферами эоцена залегают на дислоцированных вулканогенных образованиях, относящихся, может быть, к верхнему мелу. По-видимому, в верхнемеловое время здесь существовала эвгеосинклинальная зона. В других районах третичный разрез, от эоцена до миюцена, представлен геосинклинальными вулканогенными образованиями (переслаивание сланцев, кремней, андезитов, туфов, базальтов) большой мощности.

Известны молодые, связанные с верхнетретичной складчатостью интрузии гранитов и сиенитов (Ирдли, 1954; Weyl, 1957, 1961). К зоне разрывов, параллельной Тихоокеанскому побережью, приурочена интенсивная сейсмичность.

Одну из загадок тихоокеанской геологии представляет собой перпендикулярный к простиранию структур Центральной Америки подводный Кокосовый хребет. Он тянется от берегов Коста-Рики через вулканический остров Кокос к Галапагосским островам (Shumway, 1954).

Остров Исабела — самый крупный из островов Галапагос — сложен молодыми базальтами и мощными толщами дислоцированных мезозойских и третичных геосинклинальных отложений. Вулканогенные формации мелового возраста о-вов Галапагос характерны для эвгеосинклинальных зон (Banfield a. oth., 1956).

Кокосовый хребет, полобно подволному валу Карнеги, который протягивается от Галапагосских островов на восток до берегов Эквадора, отсечен от материковых структур узкой полоской, похожей на грабен, которая составляет продолжение Центрально-Американского желоба. Такой же грабен на продолжении Перуанско-Чилийского желоба отделяет от материка вал Карнеги. Структуры прогиба Чапайаль (депрессия оз. Исабаль и Гондурасского залива), как уже указывалось, пересекая Центральную Америку, продолжаются в желоб Бартлетт и к Ямайке и Гаити (Кинг, 1961). Таким образом, они связывают дислокации Центральной Америки с дугой Антильских островов, которая в свою очередь соединяется с кайнозойскими структурами о. Тринидад и Венесуэлы. Отмечаются крупные зоны сдвигов широтного направления в северной и южной ветвях Антильской дуги и на побережье Венесуэлы (Кинг, 1961). В антиклинорим о. Пуэрто-Рико описывается система сдвиговых нарушений запад-северо-западного направления, имеющих эоценовый возраст. Эта региональная система сбросо-сдвигов параллельна широтным дислокациям Венесуэлы; поэтому высказывается предположение о движении Карибского блока в восточном направлении (Berryhill, 1959).

#### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АНТИЛЬСКОЙ ДУГИ

Геология островов Большой Антильской дуги изучена слабо, несмотря на значительное количество статей и сводок по отдельным островам или всему региону в целом (Адамович, Чехович, 1964; Ирдли, 1954, 1960; Kaye, 1959; Butterlin, 1960; Chubb, 1955; Hess, 1960; Herera, 1960, 1961; Galkiewicz, 1961; Lynn a. oth., 1960; Williams, 1959).

Для всех крупных островов этой дуги, т. е. для островов Куба, Гаити, Ямайка и Пуэрто-Рико, характерна общность геологического строения и ряд аналогий в тектонической структуре. Центральная, или наиболее возвышенная, часть каждого острова представляет собой антиклинорий, вытянутый в северо-западном или близком к широтному направлениях и сложенный в ядре дислоцированными нерасчлененными мезозойскими, юрскими или апт-альбскими (о. Гаити) отложениями, а на крыльях верхнемеловыми и палеогеновыми геосинклинальными образованиями. На о. Пуэрто-Рико ядро антиклинория сложено верхним мелом. Прибрежные и низменные участки сложены отложениями олигоцен-плиоцена.

Таким образом, в пределах островов Большой Антильской дуги можно выделить верхнюю часть нижнего структурного яруса и средний и верхний структурные ярусы, характерные для Тихоокеанского подвижного пояса.

1. Верхний подъярус нижнего структурного яруса представлен нерасчлененным мезозоем или фаунистически охарактеризованными отложениями юры. Отложения с фауной оксфорд-киммериджа (J<sub>3</sub>) известны на о. Куба, где они образуют сильно дислоцированную формацию терригенных, в той или иной степени метаморфизованных пород (глинистые сланцы, слюдяные сланцы, филлиты) мощностью 12 000 м. Здесь же распространена и менее мощная (до 1600 м) карбонатная формация портланда. На западе о. Куба часть юрской толщи датируется по фауне аммонитов как средняя юра<sup>1</sup> (Herera, 1961). К мезозою на геологической карте Кубы отнесена и дислоцированная до крутых изоклинальных складок метаморфическая толща (сланцы, известняки, филлиты, зеленокаменные породы), которая обнажается в антиклинории гор Тринидад (юг о. Куба). Такие же породы слагают осевую зону антиклинория о. Гаити, а также антиклинальную складку широтного простирания на юго-западе о. Пуэрто-Рико (Berryhill a. oth., 1960; Hill, 1959; Mattson, 1960).

Некоторые авторы относят метаморфический комплекс юга о. Куба к палеозою и в тектоническом плане рассматривают его как серии надвинутых к северу чешуй (Rigassi, 1961). Предполагается, что дислокация метаморфических толщ (в том числе и охарактеризованных фауной юры) связана с невадийской орогенией.

2. Средний структурный ярус (Сг<sub>2</sub>, Pg) залегает с резким несогласием на юрских и метаморфических мезозойских образованиях. Это мощная (на о. Куба до 8000 м, на о. Пуэрто-Рико свыше 6000 м) эвгеосинклинальная формация (песчаники, алевриты, кремнистые аргиллиты, туфы, лавы, а в маастрихте — известняки, писчий мел) с фауной кораллов, аммонитов и фораминифер сеноман-маастрихта. На о. Куба, по Р. Имли, это так называемая туфовая формация сеноман-коньяка — спилиты, диабазы, порфириты, кремни, известняки. Залегающие на ней с несогласием известняки, конгломераты, мергели и песчаники маастрихта относятся к формации Гавана (Imlay, 1944а). На о. Гаяти верхний мел также представлен вулканогенной формацией (кластические породы, кератофиры); в верхней же части разреза, относящейся к кампану-маастрихту, преобладают известняки (Bowin, 1960; Butterlin, 1960).

В палеогене (палеоцен-эоцен) преобладают терригенно-карбонатные формации — сланцы, песчаники, известняки, писчий мел.

На востоке Кубы (провинция Ориенте) терригенно-карбонатные образования палеоцена — среднего эоцена залегают несогласно на маастрихте (Адамович, Чехович, 1964). В то же время на о. Гаити отмечается согласное залегание палеоцена на верхнемеловых отложениях (Bowin, 1960). Таким образом, ларамийская складчатость проявилась в Большой Антильской дуге неповсеместно. В результате верхнемеловой (предсантонской?), ларамийской и послесреднеэоценовой складчатости все вышеописанные комплексы верхнемеловых и нижнетретичных отложений были интенсивно дислоцированы. Характерно развитие опрокинутых складок (например, в северо-восточной части о. Пуэрто-Рико), многочисленных сбросов и надвигов (например, зона надвигов восточной Кубы). Имеются указания на широкое развитие сдвигов меридионального или северо-северо-западного направления доверхнеолигоценового возраста и северо-северо-восточного направления олигоценового возраста на о. Куба (Rigassi, 1961). Крупные разломы ограничивают север и юго-восток о. Куба.

Южная граница о. Пуэрто-Рико также оборвана разломами; зона интенсивных тектонических нарушений запад-северо-западного простирания пересекает центральную часть о. Пуэрто-Рико, причем на востоке острова развит поперечный сдвиг (Berryhill a. oth., 1960; Briggs a. oth., 1960). Широко распространены надвиги на севере и юге о. Гаити, где асимметричные складки характеризуются крутыми крыльями, нередко запрокинутыми на север (Пенья, 1959).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В доверхнемеловом разрезе о. Куба, по-видимому, имеются свиты, относящиеся к нижнему мелу. На это указывает присутствие в известняках, которые ранее целиком относились к портланду, наряду с микрофауной портланда, также и микрофауны неокома и альба.

Проявления верхнемеловой и послесреднезоценовой (на о. Гаити верхнезоценовой) складчатости сопровождались внедрением интрузий гранитов, гранодиоритов, основных пород и гипербазитов. Эоценовая складчатость рассматривается как главная и наиболее широко проявившаяся в зоне Больших Антилл (Ирдли, 1954).

3. Верхний структурный ярус. Терригенно-карбонатные формации верхнего эоцена (о. Куба), олигоцена и миоцена характеризуются более слабыми дислокациями. Это пологие складки с максимальными углами наклона слоев до 20° и сводообразные поднятия. Тектоническая активность четвертичного времени выражается в развитии сбросов и сейсмичности.

Малые Антильские острова состоят из двух дуг—внутренней вулканической и внешней известняковой. Вулканическая дуга сложена андезитами и базальтами олигоценового, верхнетретичного и четвертичного возраста и усажена конусами потухших и действующих вулканов.

Известняковая дуга состоит из дислоцированного фундамента (лавы, пирокласты), имеющего эоценовый возраст. Эоценовые отложения прорваны интрузиями диоритов и андезитов и несогласно перекрыты слабо дислоцированными известняками олиго-миоцена (Баррабе, 1940; Christman, 1953).

# Глава I Х

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ США И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА И КАРИБСКОГО БАССЕЙНА

#### горный пояс западной части сша

Строение горного пояса западной части США и Канады хорошо известно советским геологам по переводам книг А. Ирдли (1954), М. Кэя (1955), Ф. Кинга (1961), Ч. Шухерта (1957) и по статьям Ю. М. Шейнманна (1956—1958), Ю. М. Пущаровского и Е. Н. Меланхолиной (1963; Меланхолина, 1964).

Тектонические карты Северной Америки вместе с кратким описанием структуры этого пояса приводятся у А. Д. Архангельского (Архангельский, 1941), Г. Штилле (Stille, 1940). Основные сведения по сдвиговой тектонике Калифорнии изложены в статье Муди и Хилла (Муди, Хилл, 1960). Все это избавляет от необходимости давать подробное описание стратиграфии, тектоники и истории геологического развития торного пояса Северной Америки. Из новых работ, которые в дополнение к упомянутым обзорам и тектонической карте США (Tectonic map of USA, 1951) были использованы при составлении тектонической карты Тихоокеанского пояса (см. фиг. 1) и дополнении схемы строения Северо-Американских Кордильер (фиг. 61), предложенной С. Кэри (Carey, 1958), следует упомянуть недавно опубликованную статью Дж. Гиллули о тектонической эволюции западной части США (Gilluly, 1963), интересную схему У. Гамильтона (Hamilton W., 1961a), работы Дж. Кроуэлла, Дж. Смита и других, полтверлившие большой масштаб горизонтальных перемещений по разломам Сан-Андреас и Гарлок (Crowell, 1962; Smith, 1962), и статью Р. Берга по тектонике фундамента Скалистых гор (Berg, 1962).

Имеющиеся данные подтверждают мнение Ю. М. Шейнманна о том, что ларамийскую складчатость нельзя рассматривать как самостоятельный цикл, включенный между невадийским и кайнозойским, или же считать ларамиды частью мезозойского сооружения, как это сделали А. Д. Архангельский и М. В. Муратов. «Можно говорить о ларамийском сооружении, отожествляя его практически с областью Скалистых гор и ее продолжением в Мексику. Но образовано оно процессом, который создал и Антильскую дугу в ее современном виде, и Венесуэльские Анды» (Шейнманн, 1958, стр. 394). Значительные вертикальные (а частью и горизонтальные — по надвигам и взбросам) перемещения продолжались в Скалистых горах до середины третичного периода и возобновились в плноценчетвертичное время. Из сравнения палеоценовых и эоценовых ландшафтов с современными Ф. Кинг приходит к выводу, что «очевидно, весь регион в целом — от Великих равнин через Скалистые горы и до плато Колорадо — был приподнят с эоценового времени на 4500 м или более» (Кинг, 1961, стр. 214). По-видимому, в это же время или с конца верхнего мела произошла переработка структуры земной коры. Ее толщина под самыми высокими хребтами Скалистых гор увеличилась приблизительно в два раза по сравнению с нормальной толщиной коры на материках.

Все это позволяет рассматривать широкий горный пояс Северной Америки, раскинувшийся между Тихим океаном и Великими равнинами США и Канады, как часть того же молодого подвижного пояса, к которому принадлежат Анды Южной Америки и островные дуги Азии.

Структуры, сформированные в нем в течение юры, мела и кайнозая, хорошо интерпретируются в свете современных представлений о крупных горизонтальных движениях земной коры. Г. Штилле (Штилле, 1957; Stille, 1960), А. Ирдли (1960), Дж. Т. Вильсон (Wilson, 1963), Дж. Гиллули (Gilluly, 1963), Г. Менард и Г. Хесс (Hess, 1962) связывают образование складчатых гор на западном крае Северо-Американского континента со сжатием, возникавшим при надвигании материкового массива на Тихоокеанскую кору.

Внедрение огромных гранитных батолитов, которые образовались в верхнемеловую эпоху и позже, могло быть связано, как отмечает Дж. Гиллули, с переплавлением колоссальных объемов сиаля (т. е. более древних гранитов и метаморфических пород «гранитного» слоя коры, а частью, может быть, и осадочных пород). Огромное количество тепловой энергии, необходимое для расплавления части коры, могло иметь своим источником, в конечном счете, механическую энергию того же самого тангенциального сжатия, которое выразилось в складчатости и утолщении коры при перемещении Северо-Американской платформы. Время этого перемещения, особенно интенсивно проявлявшегося, судя по напряженности складчатых дислокаций, во второй половине мела, совпадает с тем временем, на которое падает, судя по палеомагнитным данным и геологическим реконструкциям, расширение впадины Атлантического океана (Проблемы перемещения материков, 1963).

Т. Дайббли и М. Хилл, С. Көри, Г. Беньоф, П. Аманд и У. Гамильтон подчеркнули значение напряжений, создающих сдвиги, перекос и изгиб структур в Калифорнии и во всем горном поясе между Тихим океаном и Северо-Американской платформой между 37 и 48° с. ш. Предполагаемое сдвитовое перемещение Северо-Американской платформы на юго-восток по отношению к зоне побережья и к Тихоокеанской впадине (океанической плите), которое может создавать эти дополнительные напряжения, показано на фиг. 61 (по С. Кэри, с дополнениями) как пара сил, изображенная стрелками с односторонним оперением.

Рассмотрим вкратце основные черты тектонического районирования всей этой области. На основании анализа современной структуры и палеозойской и мезозойской истории развития здесь выделяется, по М. Кэю, Ф. Кингу и другим, с запада на восток несколько тектонических зон. Они различаются по фациям, формациям и мощностям отложений, по глубине залегания докембрийского фундамента и строению коры.

1. Тихоокеанская впадина с базальтовой корой небольшой мощности.

2. Прибрежная зона кайнозойской складчатости.

3. Зона палеозойской и мезозойской эвгеосинклинали (так называемый пояс Фрейзер), замкнувшейся в основном в результате невадийской складчатости (конец юры).

4. Зона палеозойской и раннемезозойской миогеосинклинали (пояс Миллард), охваченная почти на всей площади ларамийской складчатостью (конец мела — начало палеогена) с широким развитием надвиговых структур.

5. Окраинная часть Северо-Американской платформы, деформированная ларамийской складчатостью; на больших пространствах имеет


удвоенную толщину земной коры. Сюда входит плато Колорадо и наиболее высокая часть Скалистых гор в области главного водораздела и к востоку от Большого Соленого озера.

6. Северо-Американская докембрийская (на юге — палеозойская) платформа, не затронутая или слабо затронутая дислокациями верхнемелового и кайнозойского времени.

Зоны 2-5 мы включаем в состав Тихоокеанского подвижного пояса; 1 и 6 примыкают к нему с запада и востока.

Переходя к тектонической характеристике этих зон, мы не будем давать подробное описание их геологического строения, приводить стратиграфические разрезы и прочее, так как все это можно найти в уже упомянутых обзорных работах. Все внимание будет сосредоточено только на одном вопросе — о механизме возникновения тектонических структур. Именно в западной части Северной Америки известны убедительные доказательства крупных сдвигов и интенсивного сжатия с образованием складок, надвигов и утолщением земной коры при одновременном сокращении ее площади. Сравнение структур материка и соседних частей Тихого океана покажет нам, что эти деформации были, по-видимому, связаны с надвиганием материковой глыбы на дно Тихого океана.

При описании структур Прибрежной зоны (Калифорнийский залив) мы встретимся с доказательствами растяжений; нередко растяжения проявлялись в комбинации со сдвигом. После этого станет более понятен и тенезис впадин Мексиканского залива и Карибского моря, который рассматривается во второй части настоящей главы.

#### Тихоокеанская впадина

Тихоокеанская впадина характеризуется, как известно, базальтовой корой небольшой мощности. Такое же строение, как выяснено сейсмозондированием, имеет и глубокая часть Калифорнийского залива приблизительно до изобаты 2000 м. Интересные особенности внутренней структуры Тихоокеанской впадины — меридиональные системы магнитных аномалий и грандиозные широтные разломы (со сдвигами по ним), превышающие по своей длине половину радиуса нашей планеты, — мы рассмотрим немного ниже в связи с вопросом о соотношении структур материка и океана.

#### Прибрежная зона кайнозойской складчатости

Прибрежная зона кайнозойской складчатости (Береговые хребты Орегона и Калифорнии, п-ов Калифорния) включает в себя зону распространения францисканских формаций, т. е. эвгеосинклинальных отложений

Цифры на схеме: І — разломы Мендосино и Пайонир, II — разлом Мэррей, III — рифт Калифорнийского залива, IV — ороклин Айдахо, V — плато Колорадо.

На врезке изображена схематизированная диаграмма зоны сдвига (по Кэри)

Фиг. 61. Схема строения Северо-Американских Кордильер, по С. Кэри (Carey, 1958 1 — граница океанической и материковой коры; 2 — восточная граница Возвышенностей Скалистых гор, ммеющих удвоенную толщину земной коры; 3 — восточная граница Прибрежной зоны кайнозойской складчатости; 4 — восточная граница западной зоны Кордильер, представлявшей собой в палеозое звгеосинклиналь (пояс Фрейзер); 5 — восточная граница средней зоны Кордильер, представлявшей собой в палеозое звгеосинклиналь (пояс Фрейзер); 5 — восточная граница средней зоны Кордильер, представлявшей собой в палеозое миогеосинклиналь (пояс Миллард); 6 — главная вона надвигов, сформировавшихся в меловом периоде и в начале палеогена (парамийская складчатость). Между линиями 5 и 2 располагается восточная зона Кордильер — окраина докембрийской платформы, сильно дислоцированная ларамийской складчатостью; 7 — простирания складчатости; 8 — срединные массивы и межгорные депрессии; 9 — интрузии (главным образом, гранитаве батолиты мелового возраста); 10 — раздвиг; 11 — сдвиг Сан Андреас; 12 — разломы в Тихом океане; 13 — общее направление сжатия при образовании структур невадийского и ларамийского орогена; 14 — сдвиг Северо-Американской платформы по отношению к Тихому океану.

юрского и нижнемелового возраста и окраину невадийского орогенического пояса (см. ниже), на большой площади перекрытую третичными отложениями. Складчатые дислокации и надвиги в третичных отложениях продолжают здесь формироваться до настоящего времени. Большую роль играют сдвиги по разломам северо-западного направления и по оперяющим трещинам.

## Зона палеозойской и мезозойской эвгеосинклинали

Эта зона выделена М. Кэем под названием пояса Фрейзер. Вулканические породы известны здесь среди морских отложений кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего и верхнего карбона, перми, триаса и юры. Разрез палеозоя и мезозоя достигает большой мощности и подстилается рифейскими отложениями (серия белт), которые в юго-западной Канаде и соседних частях США имеют мощность до 13 км. Кэй и Кинг почти одинаково проводят ту линию, по которой эвгеосинклиналь Кордильер, существовавшая до середины мезозоя, граничит с миогеосинклинальной зоной, примыкавшей к платформе. Эта линия показана на фиг. 61 линейным пунктиром с перекрестной штриховкой. Гиллули отмечает, что приблизительно по этой линии эвгеосинклиналь была отделена от миогеосинклинали орогеническим поясом Отлер, который возник в результате складчатости в начале карбона. Слабые дислокации имели место в перми, триасе и юре: на конец юры падает главная орогеническая фаза, замкнувшая эвгеосинклиналь и сформировавшая невадийский пояс. Заключительным аккордом невадийского орогенезиса явилось внедрение опромных гранитных батолитов, которые протягиваются на побережье Каналы, в Айдахо, в горах Кламат и Сьерра-Невада, на п-ове Калифорния и далее в прибрежных районах Мексики. В Скалистых торах Канады восточная часть эвгеосинклинальной зоны подверглась и более поздним дислокациям ларамийской фазы, которые привели к образованию пояса крупных надвигов, перемещенных на восток.

## Зона палеозойской и раннемезозойской миогеосинклинали

Это так называемый пояс Миллард, по М. Кэю. Так же, как и в эвгеосинклинали, здесь представлены все системы палеозоя. Это карбонатные и терригенные отложения общей мощностью до 8—10 км. В конце карбона геосинклиналь подразделялась на ряд поднятий, чередующихся с прогибами, в которых продолжали накапливаться карбонатные и терригенные породы перми, а местами также триаса и юры; среди них появляются и континентальные отложения.

Восточная граница этой зоны называется линией Уосатч. Она показана на фиг. 61 кружочками. У этой линии мощность отложений резко уменьшается. Несомненно, в палеозое здесь проходила флексура, отделявшая прогиб от докембрийской платформы. Восточнее на платформе мощность палеозойских отложений обычно не превышает 4—1,5 км. Линия Уосатч проводится по изопахите, соответствующей мощности кембрия 610 м (2000 футов), тогда как в центральных частях миогеосинклинали кембрий имеет мощность больше 3000 м. По уменьшению мощности и фациям палеозоя и мезозоя флексура линии Уосатч может быть прослежена далеко на север в Канаду, причем здесь она становится восточной границей Предкордильерского передового прогиба, существовавшего в палеозое и первой половине мезозоя.

Передовой прогиб (экзогеосинклиналь и меловая миогеосинклиналь, по М. Кэю), сформировавшийся в течение мелового периода к востоку от Невадийского орогенного пояса, охватывал как зону палеозойской миогеосинклинали, так и смежные районы платформы. В нем накопилась огромная толща меловых (главным образом верхнемеловых) отложений до 6000 м в юго-западном Айдахо.

Вся зона пояса Миллард в США, а в Канаде только западная его половина, подверглась сильнейшим дислокациям в самом конце мела и начале палеогена (палеоцен — начало зоцена).

Эта так называемая ларамийская складчатость привела к образованию пояса крупных надвигов, хорошо изученного в последнее время. В США он в основном совпадает с контуром палеозойской миогеосинклинали, но в Монтане захватывает и край платформы, а севернее, в Канаде, перемещается в зону палеозойской эвгеосинклинали.



Фиг. 62. Разрез через надвиг Льюис на восточном склоне Скалистых гор в Канаде, по Хьюму (Hume, 1957)

Эти надвиги, как правило, сопровождаются перемещением масс с запада на восток по пологим (0-20°) или более крутым поверхностям и достигают большой амплитуды. Выдержанность разреза палеозойских отложений и пересеченный рельеф позволяют достаточно точно изучить морфологию нарушений. Ч. Лонувеллом было доказано, что перемещение надвига в горах Мадди-Маунтин (юго-восточная Невада) на 24 км не было результатом гравитационного соскальзывания и происходило против силы тяжести. То же самое можно сказать о подавляющем большинстве надвиговых чешуй этого пояса. Некоторые из надвигов проверены бурением. Так, например, пологий надвиг Льюис в Скалистых горах юго-западной Канады (в 20 км к северу от границы США), сложенный верхним протерозоем, был пробурен скважиной в 32 км от его современной лобовой части. Скважина прошла 1372 м по горизонтально лежащим протерозойским отложениям белтской серии и вошла в отложения нижнекаменноугольного возраста. Еще ниже под пологим разрывом оказался мезозой (фиг. 62; Ните, 1957; см. также фиг. 78 в кн. Кинг, 1961). Фактическая амплитуда горизонтального перемещения надвига, если учесть его прикорневую и размытую части, должна была составлять более 40 км.

Минимальное перемещение масс по надвигу Баннок в юго-восточном Айдахо определено в 19 км; вероятная величина смещения оценивается в 50 км (по Ирдли — до 120 км вместе с надвигом Уиллард; Ирдли, 1954).

У. Раби специально изучал характер смещений по группе параллельных надвигов в дугообразной системе чешуй и складок, протягивающейся на 400 км от р. Снэйк в восточном Айдахо через западную часть Вайоминга в горы Уосатч, расположенные в штате Юта к югу от Большого Соленого озера. Дуга обращена выпуклостью на восток и состоит из па-

<sup>1 —</sup> разрывные дислокации; 2 — мезозойские отложения; 3 — палеозойские отложения; 4 — верхний протерозой (белтская серия); 5 — скважина

леозойских (от кембрия до перми), триасовых, юрских, а на востоке также и меловых отложений, разорванных и передвинутых в восточном направлении. По пологим надвигам Баннок и Дерби карбон надвинут на нижний мел, по более крутому надвигу Абсарока — нижний палеозой на верхний мел, по самому восточному из этих нарушений — надвигу Проспект — юра надвинута на палеоген. Общая величина смещения по надвигам составляет около 130 км; ширина полосы, составлявшая первоначально около 322 км, сократилась здесь до 192 км, т. е. более, чем в полтора раза (Hubbert, Rubey, 1959).

Некоторые надвиги, например Мадди-Маунтин, являются послеэрозионными. Они наползали на поверхность мелового рельефа, перекрывая континентальные отложения с речной галькой. Эти отложения были срезаны поверхностью сместителя.

Интересно, что в той же зоне крупные надвиги возникали и раньше. Таков, например, пологий надвиг Робертс Маунтин в центральной Неваде, в котором нижний палеозой и девон залегают на нижнекаменноугольных отложениях. Возраст надвига определяется как каменноугольный, а величина смещения от 65 до 80 км (Gilluly, 1957).

Общая картина дислокаций в миогеосинклинальном поясе с несомненностью доказывает, что ларамийская складчатость образовалась в условиях сильнейшего сжатия при поддвигании платформы под складчатоглыбовые сооружения, возникавшие в палеозойских и мезозойских отложениях.

Это сжатие хорошо выражено в типичных структурах Предкордильерского передового прогиба в юго-западной Канаде (штат Альберта), тде в районе нефтяного месторождения Тёрнер-Валли разбурена целая серия чешуй, по которым нижний карбон полого надвинут на верхний мел. Другие яркие примеры можно указать в штате Монтана, где система сколов захватывает фундамент платформы, и в горах Уосатч у западного края массива плато Колорадо.

# Окраинная (деформированная) часть Северо-Американской платформы

Следующая зона, которая на нашей карте включена в состав Тихоокеанского подвижного пояса, — это окраинная часть докембрийской Северо-Американской платформы, деформированная ларамийской складчатостью. Сюда входит как менее деформированная область плато Колорадо. так и испытавшие более сложные дислокации цепи самых высоких хребтов Скалистых гор, которые окаймляют это плато с востока и с севера и продолжаются дальше на северо-запад в области водораздела рек, стекающих к Тихому и Атлантическому океанам. Деформации, по-видимому, выразились главным образом в увеличении толщины коры, с чем было связано поднятие уровня поверхности (например, в районе плато Колорадо на 1500—2500 м). Границу подвижното пояса мы проводим у подножия восточного склона хребтов Скалистых тор, составляющих почти непрерывный ряд. Это хребты Бертут, Уошэки, Оул-Крик, Фронт-Рэндж (Передовой хребет) к западу от г. Денвера и горы Сангре-де-Кристо. Таким образом, она очерчивает край возвышенности, поднимающейся от уровня 2 км до высоты 4 км с лишним в горах, окаймляющих плато Колорадо (хребты Уинта, Саватч, Сан-Хуан, Фронт-Рэндж) и располагающихся к северу от него. По той же границе проходит хорошо выраженный гравитационный уступ, приблизительно совпадающий с изолинией отрицательных аномалий Буге -150 мгл. На возвышенностях отрицательные аномалии доходят до -200, -300 мгл; на Великих равнинах, простираюшихся к востоку от Скалистых гор, уменьшаются до -100, -50 мгл. Толшина коры под возвышенностями, расположенными к востоку от Большого Соленого озера (хребты Уосатч, Уинта), была определена по записям волн от атомных взрывов в 72 км. В Скалистых горах юго-западной Канады у г. Банф она определена в 65 км (Diment, a. oth., 1961). В то же время толщина коры на побережье Канады у о. Ванкувер составляет на равнинах, расположенных в 140 км к востоку от г. Банф, 42 км, в восточной Монтане — 33 км, в Аризоне и Нью-Мексико под центральной и южной частями плато Колорадо — 33—34 км, под Мексиканским плато — 41 км. Таким образом, под главной возвышенностью Скалистых гор, как указывают П. Вилмор и другие, имеется резко выраженный «корень», т. е. компенсационный выступ коры.

Эти сейсмологические данные, аномалии Буге и общий уровень рельефа позволили наметить на фиг. 1 контуры той части Скалистых тор, в которой толщина коры увеличена в два раза (55—75 км) по сравнению со значениями, обычными для невысоких равнин. Рассматривая такое изменение структуры коры как результат интенсивных движений и деформаций верхпемелового и кайнозойского времени, мы должны включить сильно деформированную часть докембрийской платформы в состав Тихоокеанского подвижного пояса.

Очень интересен характер платформенной складчатости в этом районе. К концу мела здесь повсеместно поверх осадочного чехла, образовавшегося в течение палеозоя (мощностью около 1 км), триаса и юры (около 2 км), накопились морские и континентальные толщи терригенных меловых отложений, достигающие мощности от 1500 до 4500 м.

Таким образом, к тому времени, когда начались наиболее интенсивные движения ларамийской фазы, докембрийский фундамент был погребен на глубине от 4000 до 7000 м.

Как показали данные бурения, сейсмики и геологической съемки, современные горные хребты, в которых у поверхности выходит докембрий, начали расти в это время в виде крупных пологих складок. В дальнейшем эти складки стали круче и на их крыльях образовались надвиги с опрокидыванием слоев, залегавших на докембрии (фиг. 63; Berg, 1962).

Современные поднятия ориентированы меридионально в хребтах Фропт-Рэндж и Сангре-де-Кристо, параллельных восточному краю плато Колорадо, в широтном направлении в горах Уинта по северному краю плато и в северо-западном (до широтного) направлении в горах Уинд-Ривер, Грэнит, Оул-Крик и других в области, расположенной к северу от плато Колорадо. Почти повсеместно поднятия ограничены у подножия хребтов с одной или с обеих сторон надвигами и взбросами. На западной стороне хребта Фронт-Рэндж (центральная часть штата Колорадо) докембрийские породы почти на всем его протяжении надвинуты по пологим разрывам на меловые породы; амплитуда перемещения достигает 6-8 км (Кинг, 1961). На восточной стороне этого хребта надвиг Голден тянется на 200 км в зоне, примыкающей к бассейну Денвер. Бурение показало, что этот довольно крутой (35-50°) надвиг развился из наклонной складки, ядро которой сложено докембрийскими массивными породами.

Поднятие Уинта ограничено широтными надвигами как с севера, так и с юга. Скважина на южной его стороне встретила под осадочным чехлом, который включает отложения от кембрия до юры, докембрийские кварциты, прошла по докембрийским породам 610 м и врезалась в серию каменноугольных, пермских и триасовых пород, имеющую перевернутое залегание (150 м). Еще ниже была пересечена вторая поверхность разрыва и затем 245 м нормально залегающих триасовых и пермских отложений.

Такие же комплексы перевернутых палеозойских и триасовых пород были обнаружены и в других скважинах, прорезавших надвиги докембрийских пород на южной стороне поднятия гор Грэнит и поднятия гор Уошэки. Профили показывают, что при смятии фундамента массы докембрийских пород не только надвигались на отложения синклинальных прогибов, расположенных между поднятиями, но и создавали в этих отложениях изгиб слоев с образованием опрокинутых складок. Сами докембрийские породы деформировались как более или менее пластичное тело. Деформация, происходившая пластически или в форме скольжения по многочисленным поверхностям скалывания и сланцеватости в массивных породах докембрия, вероятно, облетчалась тем обстоятельством, что все это происходило на тлубине 4—7 км. Под натрузкой осадочного чехла давление составляло у поверхности фундамента 800—2000 кг/см<sup>2</sup>, а температура могла достигать 300—500° <sup>1</sup>.

Бурение и сейсморазведка показали, как отмечает Р. Берг, что почти все упомянутые надвиги являются пологими. Их поверхность обычно наклонена под углом около  $20^{\circ}$  от синклинали в сторону антиклинального поднятия (местами даже под углом 5—10°). Амплитуда горизонтального перемещения достигает у южного края хребта Уинд-Ривер 15 км, у южного края хребтов Уошэки и Оул-Крик — 6,6 км, по данным бурения, и до 15 км, по построениям на неразбуренных участках, а в других районах — 4—5 км.

У восточного края гор Бертут (хребет Абсарока) и Оул-Крик, т. е. как раз на границе сильно деформированной зоны платформы, еще в 1918 г. Дэк закартировал в третичном бассейне Бигхорн большое количество отторженцев, включая гору Херт-Маунтин. Они сложены отложениями от ордовикских до миссисипских (С1) по возрасту, которые покоятся на поверхности пологого надвига. Поверхность надвита рассекает слои от палеозойских до третичных включительно. Эти отторженцы изучались Хьюэттом, Бэчером и Пайерсом, который в своих последних работах определяет величину горизонтального перемещения в 54 км. Возможно, надвиг Херт-Маунтин сначала также представлял собой разорванное крыло антиклинального поднятия, сформировавшегося в глубоко залегавших отложениях, а затем продолжал развиваться и позже, когда антиклиналь поднялась значительно выше межгорной депрессии третичного бассейна Бигхорн. После этого он мог превратиться в гравитационный падвиг, т. е. тектонический оползень, свободно скользивший на большое расстояние в сторону ближайшей впадины (Pierce, 1957).

По Бергу, развитие складок и надвигов на докембрийской платформе происходило в течение долгого периода одновременно с накоплением эоценовых моласс в озерных котловинах. Такие котловины образовались во всех прогибах между антиклинальными поднятиями. Основываясь на том, что разность уровня поверхности докембрия в антиклиналях и синклиналях достигает 8—12 км, он предполагает, что в палеоцене здесь существовал резкий тектонический рельеф с амплитудой от 4,5 до 7,5 км, причем все поднятия должны были интенсивно размываться. Этим объясняется огромный объем терригенных отложений, накопившихся в палеогене во всех межгорных бассейнах и в широком передовом прогибе, который протягивался на платформе у восточного края Скалистых гор.

Все эти интересные особенности складчато-глыбовых структур Скалистых гор позволяют сделать три важных вывода.

Во-первых, ясно, что складки в окраинной части платформы сформированы под действием того же тангенциального сжатия, которое вызвало

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геотермические данные показывают, что современные районы активных тектопических движений и магматической деятельности характеризуются повышенным геотермическим градиентом — от 50 до 100° на 1 км. В описываемом районе известно большое количество мелких гранитных интрузий верхнемелового и нижнетретичного возраста.



Фиг. 63. Надвиги по краям антиклинальных поднятий, возникших на Северо-Американской платформе под действием ларамийской складчатости (восточные хребты Скалистых гор). По Р. Бергу (Berg, 1962)

А — южный склон поднятия Уинта (западное Колорадо); Б — южный склон поднятия Уошэки (западный Вайоминг); В — южный склон поднятия Грэнит Маунтинс (центральный Вайоминг). 1 — докембрийский фундамент; 2 — палеозой (в том числе: Ст — кембрий, МD — девон — нижний карбон, Рт, Рт, Рр — пермь); 3 — мезозой (в том числе: Т — триас, Јл, Ји — юра, Кd, Кf, Kcl, Kmc, Kmv — мел); 4 — третичные отложения; 5 — надвиги, взбросы; 6 — скважины. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы образование складок и надвигов в геосинклинальной зоне Кордильер. Это видно из морфологии таких платформенных складок, как, например, антиклиналь Фронт-Рэндж, а также из того, что время дислокации на платформе совпадает со временем сильнейших дислокаций в геосинклинали, и, наконец, из совпадения простирания складчатых структур. Глыбовые складки на платформе как на севере, так и на юге переходят по простиранию в складки геосинклинальных зон, а их изтиб в средней части зоны связан, как увидим в дальнейшем, с коленообразным изгибом всей системы складок Кордильер.

Таким образом, нет никаких оснований к тому, чтобы связывать здесь платформенную складчатость с вертикальными силами, противопоставляя ее — как это делает В. В. Белоусов — складчатости геосинклинальной, связанной с тангенциальным сжатием.

Во-вторых, несомненно, что складки и надвиги в осадочном чехле платформы возникали одновременно и в связи с сокращением поверхности фундамента. Вместо сбросов или крутых взбросов, которые обычно рисуют по краям глыбовых поднятий, здесь при разбуривании обнаружились пологие надвиги большой амплитуды. В этом отношении наблюдается аналогия с теми деформациями, которые описаны в фундаменте и чехле Юрских гор, Большого Кавказа (Ажгирей, 1956) и Кореи (см. главу IV, фиг. 33). Н. С. Шатский, описывая результаты исследований Обэра в Юрских горах, отметил, что складки в слоях осадочного чехла возникли в результате стяжения фундамента, т. е. сокращения его поверхности. В Юрских горах складчатый мезозой лежит на пермских отложениях, которые трансгрессивно налегают на кристаллический фундамент докембрийского или палеозойского возраста.

Дислокации фундамента и чехла здесь также принадлежат к типу платформенной складчатости. «На основании новых геофизических данных и материалов буровых скважин он (Обэр.— П. К.) утверждает о наличии сильных дислокаций в кристаллическом фундаменте в виде ряда надвиговых пологих сколов, вызвавших резкое стяжение основания. Наличие соленосного горизонта (в триасовых отложениях.— П. К.) привело к тому, что эти сколы лишь слабо выразились в осадочном покрове. Последний был смят в складки... Следовательно, складчатость юры — это лишь поверхностное выражение глубоких дислокаций» (Шатский, 1950, стр. 61).

Наконец, третий вывод вытекает из двух предыдущих и касается деформации всей коры — увеличения ее толщины при уменьшении площади. Деформации фундамента в Скалистых горах (так же, как и в аналогичных структурах Юрских гор и Кореи, ушомянутых выше), несомненно, связаны с общей системой напряжений, охватывавшей соседние мезо-кайнозойские складчатые сооружения.

По сейсмолотическим данным А. В. Введенской, Л. М. Балакиной, Ходжсона и других (Широкова, 1961, 1962), известно, что тангенциальные напряжения, перпендикулярные к простиранию складчатых зон, господствуют и глубже, захватывая не только земную кору, но и подкоровые слои до глубины 150—600 км. Если фундамент способен в таких зонах давать пологие сколы и сминаться даже на глубине 4—8 км от поверхности Земли, то тем более подобные деформации фундамента могут иметь место на большой глубине, где гидростатическое давление и температура возрастают в несколько раз. Одновременно должно происходить увеличение толщины коры в соответствующей пропорции. Эти соображения дают ответ на вопрос о том, каким образом удвоилась толщина земной коры у западного края Северо-Американской платформы. Утолщение коры было результатом поддвигания платформы и деформации фундамента и чехла на ее окраине и в сосседней миогеосинклинали под действием сильнейшего бокового сжатия. Подобный механизм в применении к молодым складкам и тлыбовым горам Азии уже давно рассматривался Э. Арганом (складки основания и связанные с ними компенсационные выступы или корни гор; Арган, 1935).

## СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА (недеформированная часть)

Самая восточная зона в рассматриваемой области — это Северо-Американская докембрийская (а на юге, в Техасе и Нью-Мексико, эпигерцинская) платформа, точнее та ее часть, которая в целом не затронута или слабо затронута дислокациями верхнемелового и кайнозойского времени и поэтому не может быть включена в состав Тихоокеанского подвижного пояса.

Структуры, образовавшиеся в конце мела и в палеотене в этой части платформы, представляют собой широкие краевые синеклизы (экзогеосинклинали, по М. Кэю), несущие некоторые черты передовых прогибов. Эти черты более отчетливо выражены у края Кордильер Канады и Северной Мексики. На отрезке, относящемся к США, они выражены слабее. Здесь накопилось до 1-2 км позднемеловых (ларамийских) и палеоценовых отложений (бассейн Паудер-Ривер в восточном Вайоминге, бассейн Денвер у подножия хребта Фронт-Рэндж в Колорадо). В протиб Северной и Южной Дакоты проникала трансгрессия позднепалеоценового времени. Эоденовые озерные отложения известны в том же бассейне Паудер-Ривер. Аллювиальные и озерные отложения позднемиоценового и плиоценового возраста (формации Огаллала, Уайт-Ривер) тянутся широкой полосой между 100 и 103° з. д. в более удаленном от Скалистых гор меридиональном прогибе (Шухерт, 1957). Наблюдается перемещение осей меловых, раннепалеогеновых, палеогеновых и неогеновых зон прогибания на восток. Оно показывает, что прогибы «накатывались» на платформу по мере роста поднятий в торном поясе Скалистых гор.

В то же время в пределах платформы на участке, примыкающем к наиболее деформированной ее части, происходил рост поднятий, очень похожих на поднятия Бертут, Уинд-Ривер, Уинта и Фронт-Рэндж, описанные на предыдущих страницах. Это короткие и высокие хребты — форпосты ларамийской орогении — поднятие Блэк-Хилс (с вершиной, поднимающейся до 2155 м, т. е. на 1000 м над уровнем окружающих равнин) в южной Дакоте, поднятия Бигхорн (4012 м), Ларами (3132 м) и Хартвилл в Вайоминге. Иногда тектоническую границу Скалистых гор проводят по их восточному краю, подчеркивая общность простирания и времени образования этих структур и складчатых структур ларамийского нояса. Так сделано, например, на карте Кэри; намеченные им контуры простирания показаны на фиг. 61. Во всех перечисленных поднятиях выступает докембрийский фундамент и покрывающие его палеозойские отложения. Во многих местах на окраине платформы известны интрузии (дайки, штоки) кислых и щелочных пород верхнемелового и нижнетретичного возраста.

На северо-восточном, а местами и на юго-западном склоне поднятия Бигхорн наблюдаются крутые надвига (докембрий местами надвинут на меловые породы), похожие на структуры, изображенные на фиг. 63. Докембрийское ядро вытянутого куполообразного поднятия Блэк-Хилс окаймлено запрокинутыми и срезанными палеозойскими и мезозойскими слоями. Восточное крыло крутое с углами падения слоев 45—60°; западное — пологое, с наклоном слоев около 20°.

Далее, к северу и северо-западу появляются округлые куполовидные поднятия докембрия — так называемые Малые Скалистые горы в центральной Монтане — и пологие волнообразные изгибы слоев, не связанные с морфологически выраженными поднятиями (Ирдли, 1954). В целом здесь можно видеть, по мере удаления от Скалистых гор, картину постепенного ослабления дислокаций, охватывавших не только чехол, но и фундамент платформы.

## МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ГОРНОГО ПОЯСА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ И КАЛИФОРНИЙСКОГО ЗАЛИВА

Общая картина формирования структур горного пояса западной часть США представляется, согласно исследованиям А. Ирдли, Ф. Кинга, Дж. Гиллули и других, как результат длительного сжатия этой воны между Тихоокеанской впадиной (океанической плитой) и Северо-Американской платформой. Сжатие проявилось сначала во внутренних частях геосинклинального пояса — на границе палеозойских эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон в палеозойское время, а затем в мезозое. в особенности в конце юры, когда сформировался невалийский орогенический пояс на большой площади эвгеосинклинали. Произошла миграция геосинклиналей. Эвгеосинклинальный прогиб был оттеснен к запалу, где в нем в кайнозое стали формироваться структуры Прибрежной зоны, а миогеосинклинальный прогиб расширился за счет погружения ближайшей части платформы. Ларамийская складчатость на востоке. кайнозойская на западе, охватили обе зоны; сжатию и сильнейшим деформациям подверглась, кроме того, общирная область в окраинной части платформы, по краям отколотого от нее массива плато Колорадо и к северу от него. Накатывание прогибов на восток, на платформу, продолжалось и позже, вплоть до плиоцена, но эти прогибания были незначительными по амплитуде. Одновременно происходило поднятие всего горного пояса, связанное с утолщением коры; под главными возвышенностями Скалистых гор она возросла в 2 раза, под хребтом Сьерра-Невада в 1.5 раза.

Подошва коры (поверхность Мохоровичича) в самых общих чертах повторяет в отраженном виде рельеф поверхности. Как это и должно быть по теории изостазии, размах рельефа поверхности Мохоровичича гораздо больше. Нижняя поверхность коры опускается в Скалистых горах на 17—40 км по сравнению с тем уровнем, на котором она лежит у края Великих равнин или на побережье.

То обстоятельство, что горообразовательные процессы и сжатие проявились сначала во внутренней, осевой части геосинклинального пояса (орогены Отлер, Невадийский), а затем по его краям, указывает на общую закономерность, которая обычно объясняется по типотезе «засасывания» (Verschluckung) как результат затягивания и сжатия коры нисходящими подкоровыми течениями (Ажгирей, 1956; Краус, 1957, Kraus, 1959).

В конце мела миогеосинклиналь замкнулась и складки формировались уже под непосредственным напором платформы. Это может указывать на движение Северо-Американской платформы в западном и югозападном направлениях. О том же говорят палеомагнитные данные (см. Ранкорн, Коллинсон в сб.: Палеомагнетизм, 1962) и геологические сопоставления с Европой и Гренландией.

Сжатие осевой части, а потом и всего пространства геосинклинального пояса, преобладавшее с начала мезозоя, по-видимому, дополнялось, по крайней мере с середины мела, движением типа сдвига — перемещением платформы на юго-восток по отнопению к Тихоокеанской области. Такое смещение в Прибрежной зоне происходит в настоящее время, и этот факт был в особенности подчеркнут Г. Беньофом (Benioff, 1959) и П. Амандом (Amand, 1959) в связи с изучением сейсмичности. С. Кэри обратил внимание на изгиб и перекос структур, характерных для той части горного пояса, которая лежит между 37 и 48° с. ш.; он рассматривает этот изгиб как результат такого же сдвига. Самый факт захвата ларамийскими дислокациями большого участка платформы, лежащего вокруг плато Колорадо и к северу от него, в то время как севернее эти дислокации не выходят за пределы палеозойской миогеосинклинали, может быть объяснен как результат сочетания сжатия и сдвига в пределах горного пояса.

Имеется еще одна интересная особенность тектоники Северо-Американского горного пояса и побережья -- это система структур растяжения в Прибрежной зоне и на плоскогорье к востоку от нее. Сюда относятся грабен Калифорнийского залива и озера Солтон-Си, впадина Сан-Хоакин в Калифорнии, впадина р. Уилламетт между Береговым хребтом и Каскадными горами Орегона и ее продолжение в пролив Джорджия, а также множество параллельных грабенов субмеридионального направления в так называемой провинции Хребтов и Бассейнов. Провинцией Хребтов и Бассейнов называют бессточную область между плато Колорадо и Сьерра-Невадой и примыкающие к ней районы, например район хребтов Амаргоса и Панаминт. Эти хребты поднимаются до отметки 3366 м над уровнем моря, а между ними лежит узкая Долина Смерти с поверхностью. опущенной на 85 м ниже уровня моря (36° с. ш., 117° з. д.), заполненная неоген-четвертичными молассами. Таким образом, размах вертикальных перемещений достигает здесь 5 км. Так называемая «Система Больших Рвов» протягивается из района озер Кутини и Флатхед, расположенных недалеко от границы Канады и США, через восточную часть Айлахо и Центральную часть Юта к Северному концу Калифорнийского залива. Эта зона характеризуется повышенной сейсмичностью и во многом напоминает систему Восточно-Африканских рифтов. На большом протяжении она совпадает с вышеописанной флексурой (линией Уосатч) по границе палеозойской миогеосинклинали и докембрийской платформы.

Структуры растяжения Прибрежной зоны и провинции Хребтов и Бассейнов сформировались сравнительно поздно, главным образом в плиоцене и четвертичном периоде. Как сочетать их генезис с представлением об общем сжатии горного пояса, хорошо аргументированным в работах североамериканских геологов? Ф. Кинг и А. Ирдли приводят различные предположения, которые высказывались по этому вопросу. В самых последних работах Г. Менарда (Menard, 1960) п К. Л. Кука (Cook, 1962) сейсмичность этой зоны и генезис структур растяжения рассматриваются как результат активности очень молодого восходящего подкорового течения, которое связано с подкоровым течением, предполагаемым в зоне Восточного Тихоокеанского поднятия. Проводится аналогия между рифтом Калифорнийского залива и рифтом Аденского залива и Красного моря, который тоже связан с зоной восходящих течений (в области Срединного хребта Индийского океана). Раздробление коры, наблюдаемое в районе Долины Смерти и системы Больших Рвов, сопоставляется с раздроблением коры при образовании рифтов Восточной Африки.

В структурных соотношениях этих районов действительно имеется много общего. Возможно, образование впадин Калифорнийского залива, долины Сан-Хоакин и р. Уилламетт связано с растяжением коры на тыловой стороне тех блоков, которые перемещаются в сторону Тихого океана (Hamilton W., 1961а). Во впадине центральной Калифорнии (долина Сан-Хоакин) мощность коры за вычетом 10 км толщи осадочных пород уменьшена до 10 км (Eaton, 1963). В провинции Хребтов и Бассейнов растяжение распределилось более равномерно п возникла целая сеть параллельных узких горстов и грабенов, ориентированных перпендикулярно к растягивающим усилиям. Временами и на отдельных участках растяжение, вероятно, сменялось сжатием. Этим можно объяснить, почему, например, во впадине пустыни Мохаве верхнетретичные осадки были смяты в складки и осложнены надвигами почти в то же время, когда в других районах формировались сбросы.

Остановимся подробнее на тех фактах, которые приводятся в качестве доказательств надвигания Северо-Американского континента на Тихоокеанскую плиту, крупных сдвиговых перемещений в Прибрежной зоне и рифтового происхождения грабена Калифорнийского залива.

До последнего времени идеи о формировании складчатых гор во фронтальной части движущегося материка были в значительной мере умозрительными. Но сейчас они подкрепляются изучением конкретных структур. В главе I мы уже упоминали о крупных сдвигах по широтным разломам Мендосино, Пайонир и Меррей.



Фиг. 64. Реконструкция первоначального расположения блоков Тихоокеанской коры, расположенных к северу от разлома Мендосино (А), между разломами Мендосино и Пайонир (В) и к югу от разлома Пайонир (С), основанная на корреляции кривых полной напряженности магнитного поля. По Вакье и др. (Vacquier a. oth., 1961). Стрелками указано направление последующего смещения блоков. Пунктир у 38° повторяет, для сравнения, контур верхнего профиля

Эти сдвиги обнаружены по смещению отчетливо выраженных линейных меридиональных магнитных аномалий, полосы которых под прямым углом пересечены разломами (Continental drift, 1962). На фиг. 64 показано девять профилей, проведенных параллельно этим разломам между 37 и 42° с. ш. (два профиля севернее разлома Мендосино, три профиля между ним и разломом Пайонир, расположенным в 200 км южнее, и четыре профиля к югу от разлома Пайонир). Они представлены в том реконструированном первоначальном расположении блоков, которое было до возникновения сдвигов. На протяжении 1000-1200 км видно сходство кривых изменения напряженности магнитного поля на реконструкции, в которой блок, расположенный к северу от разлома Мендосино, сдвинут на восток на 1150 км по отношению к блоку, расположенному между ним и разломом Пайонир, а блок, расположенный к югу от разлома Пайонир, смещен на запад от среднего блока на 265 км. Изменение характера магнитных апомалий от профиля к профилю происходит постепенно и закономерно; местами видны деформации, наложившиеся на этот сдвиг. Смещение по обоим разломам является девосторонним. В сущности они представляют собой единую систему дислокаций типа левостороннего сдвига с суммарным перемещением на 1415 км.

Аналогичный, но правосторонний сдвиг обнаружен по разлому Меррей (фиг. 65; Raff, 1962). На протяжении 1335 км северный и южный блоки сдвинуты друг относительно друга на 650 км. С приближением к материку, между 127 и 138° з. д., наблюдается протягивающаяся с севера на юг широкая «зона дробления», в которой выдержанные линейные аномалии сменяются беспорядочно ориентированными, короткими аномалиями. В этой зоне гасится 500 км — большая часть амплитуды смещения. Остальная часть величины смещения, т. е. правосторонний сдвиг на 150 км, прослеживается до материкового склона и исчезает у его края. Таким образом, сдвиги по разломам Мендосино, Пайонир и Меррей доказываются на основании корреляции кривых магнитной напряженности, похожих по обе стороны разлома. Этот метод аналогичен методам корреляции разрезов скважин по каротажным кривым.

Г. Менард обратил внимание на то, что изобаты дна в тех блоках, которые расположены между разломами Мендосино и Меррей, тоже смещены на восток на 1100—1415 км. Может быть, это связано с тем, что изобаты отражают вариации в толщине и строении коры. Поражает не



Фиг. 65. Кривые полной напряженности магнитного поля на профилях, пройденных параллельно разлому Меррей. По Р. Раффу (Raff, 1962)

Правосторонний сдвиг вдоль разлома установлен по смещению мерициональных полос магнитных аномалий и составляет 650 км в западной части разлома, 150 км — в восточной части, расположенной между нарушенной зоной и материковым склоном Северной Америки. Пунктирная линия между двумя нижними профилями повторяет контур верхнего профиля и нанесена только для сравнения

только прямолинейность и длина (до 3500 км) широтных разломов в восточной части Тихого океана и большая величина горизонтальных смещений, но и тот факт, что они не находят себе сколько-нибудь заметного продолжения на континенте. Только разлом Кларион, который проходит еще южнее, на 18° с. ш., чувствуется в расположении вулканов Орисаба и других, окаймляющих с юга Мексиканское нагорье. Но смещение и здесь не могло быть значительным (Mooser, Maldonado-Koerdell, 1961). Структуры Северной Америки приблизительно параллельны краю континента, и континент, подобно какой-нибудь трансгрессивно-налегающей толще или обширному надвигу, перекрывает продолжение комплекса широтных структур океана.

Из элементарных геометрических построений ясно, что южное продолжение пояса субмеридиональных аномалий, протягивающихся на дне океана в том блоке, который расположен севернее разлома Мендосино у берегов Северной Америки, должно располагаться под континентом в 1415 км к востоку от его края.

Надвиг, у которого затухают разломы Мендосино и Пайонир, по-видимому, проходит у основания материкового склона. Там, где гасятся смещения по разлому Меррей, т. е. у материкового склона и в зоне дробления в 600—900 км к западу от него, также необходимо предположить существование надвигов, которые перекрывают блоки, более продвинутые к востоку. Таким образом, соотношения структур материка и океана приводят, по Дж. Гиллули, к выводу о надвигании материковой глыбы на дно Тихого океана. «Обрывистая граница континента и океана,— пишет Дж. Гиллули,— и полная самостоятельность крупных сбросо-сдвигов в этих двух областях указывает на относительные движения континентальной коры и мантии. Либо континент дрейфует в западном направлении по дну океана, либо дно океана (с сиалическим сегментом, лежащим в море у побережья) движется на восток под континент. Локальный механизм в обоих случаях будет одинаков, хотя общий механизм — совершенно различен. По-видимому, континент как целое движется в сторону от расширяющейся Атлантики» (Gilluly, 1963, стр. 134).

Исходя из таких соотношений структур океанического дна и окраины континента, В. Вакье и У. Гиллилэнд (Gilliland, 1962) приписывают сдвигам на дне океана палеозойский или докембрийский возраст, значительно более древний, чем возраст складчатых структур Береговых хребтов и Скалистых гор. Сейсмичность у края Северо-Американского континента рассматривается Дж. Гиллули, Дж. Т. Вильсоном, Г. Штилле и другими как указание на то, что поверхность надвига, по которой материк перемещен в сторону океана, выходит на дно океана приблизительно в зоне материкового склона.

Другая система торизонтальных смещений, связанная, вероятно, с тем, что Северо-Американская платформа скользит не только в сторону Тихого океана, но и на юго-восток в направлении, параллельном материковому краю, проявляется в системе сдвигов Калифорнии и Калифорнийского залива и в том изгибе складчатых структур (ороклин Айдахо, складки у западного края плато Колорадо), на который обратил внимание С. Кэри. Предложенная им схема показана в виде диаграммы в левом углу фиг. 61. Сдвиги наиболее изучены в Калифорнии (Муди и Хилл, 1960; Лукьянов, 1963; Hamilton W., 1961б). Важнейшими из них являются разломы Сан-Андреас и Гарлок. Сейсмичный разлом Сан-Андреас протягивается под острым углом к краю материка на 1000 км от 39° с. ш. через район Сан-Франциско и южное горное обрамление долины Сан-Хоакин до низменности озера Солтон-Си и северного конца Калифорнийского залива.

Судя по расположению землетрясений, он прослеживается вдоль оси Калифорнийского залива еще дальше на юго-восток на 1200 км. Землетрясения связаны со смещением прибрежной зоны Калифорнии и, повидимому, всей глыбы п-ова Калифорния на северо-запад. Этот правосторонний сдвиг происходит как в виде плавного скольжения со скоростью около 0,5 см/год, так и путем резких перемещений на несколько метров во время землетрясений, что дает в среднем скорость около 5 см/год. Плавное скольжение доказывается повторными триангуляциями 1930—1954 гг., которые проводились в трех районах, расположенных около Сан-Франциско. у г. Холлистер и к юго-востоку от Лос-Анжелеса; крайние из этих районов отстоят на 650 км друг от друга. Скорость горизонтального движения по разлому составляет здесь соответственно 1,0, 0,4 и 0,3 см/год (Whitten, 1960). В 1957 г. на одном из участков разлома были установлены две серии монументальных реперов на линии, перпендикулярной к его простиранию. Точнейшая геодезическая аппаратура позволила уже через 1.5 года заметить смещение на 2.0-2.5 см, что соответствует скорости около 1,5 см/год (Whitten, Claire, 1960). Горизонтальные перемещения обнаруживаются по геодезическим измерениям и в других районах Калифорнии, например на побережье около Лос-Анжелеса (более 2 футов за 27 лет, т. е. более 2,2 см/год; Alexander, 1962), в сейсмичном районе р. Керн к востоку от долины Сан-Хоакин и разлома Сан-Андреас (скольжение по надвигу со скоростью 2,3 см/год: Wilt. 1958) и в других местах.

Устойчивый характер движения и большой суммарный маюштаб перемещения всей глыбы Калифорнийского побережья, имеющей до 400 км в ширину и 2200 км в длину (вместе с п-овом Калифорния) доказывается геологическими наблюдениями в зоне разлома и общим анализом структуры данного района (фиг. 66). По Дайббли и Хиллу, смещение



Фиг. 66. Современное расположение дотретичных комплексов Калифорнии (слева) и реконструкция их прежнего расположения (справа), поясняющая образование структур Калифорнии и Калифорнийского залива, по У. Гамильтону (Hamilton W., 1961)

1 — невадийский ороген (область распространения пород, регионально метаморфизованных в юрском периоде); 2 — область распространения францисканских формаций (эвгеосинклинальные серии юрского и мелового возраста); 3 — область распространения пород, регионально метаморфизованных и интрудированных гранитными батолитами в меловом периоде; 4 — сдвиги и другие разложи; 5 — изобата 2000 м; 6 — области с корой переходного типа (толщина гранитного слоя уменьшена вследствие растяжения); 7 — области с корой океанического типа; 8 — то же, в желобах. Важнейшие тектонические блоки: I — внутриматериковый, II — Калифорнийский, III — п-ова Калифорния. При реконструкции учтены только сдвиги; третичные деформации внутри этих блоков не учтены

гидросети позднечетвертичного времени по разлому Сан-Андреас составляет только 0,8—2,4 км, смещение гравийников раннечетвертичного возраста — 16 км, смещение отложений верхнего миоцена — 104 км, нижнего миоцена — 282 км, верхнего эоцена — 363 км и сдвиг разорванных частей батолита, возраст которого сейчас относят к середине мела, — около 560 км.

Эта величина смещения частей батолита была подтверждена Куртисом и другими (Hamilton W., 1961а). Дж. Кроуэлд исследовал несколько интрузивных массивов, расположенных вдоль разлома, в том числе интрузии таких редких пород, как анортозиты. Детальное изучение этих массивов и другие данные привели его к выводу, что интрузивные тела являются разобщенными частями некогда единого блока дотретичных и третичных пород. За время, прошелшее после раннего миопена, части этого блока были перемещены по крайней мере на 210 км, вероятно, на 240 км (Crowell, 1962). Холл показал, что фаунистические провинции в верхнемиоценовых отложениях смещены не менее, чем на 80 км и, возможно, на 240 км по разлому Сан-Андреас. Смит определил суммарное смещение за четвертичный период около г. Сан-Франциско по разлому Сан-Андреас и соседнему, ответвляющемуся от него разлому, в 24 км. Роз и Хиггинс высказывали возражения против таких корреляций и больших оценок перемещения, но эти возражения были в значительной мере опровергнуты работами последних лет.

У. Гамильтон использовал новый подход к решению вопроса о горизонтальных движениях в Калифорнии. Он обратил внимание на то, что структуры и цепи гранитов Калифорнии и п-ова Калифорния протягиваются до южного конца этого полуострова и здесь тупо обрываются у поперечного сброса или флексуры. Горы, сложенные гранитами верхнемезозойского возраста, поднимаются у южного конца полуострова до высоты 1550 м, а всего лишь в 35 км к югу от этих вершин на крутом материковом склоне проходит изобата 2000 м — граница материковой и океанической коры. Между п-овом Калифорния и крутым материковым склоном у мыса Корриентес в широкой части Калифорнийского залива море имеет глубину от 3000 до 4380 м и земная кора, несомненно, характеризуется океаническим типом строения, т. е. лишена гранитного слоя.

Такое строение доказано сейсмозондированием даже в центральной узкой части залива на 27,5° с. ш. при глубине 2—3 км (разрез коры — 0,4 км осадочных пород и 5,6 км базальтового слоя). Поверхность Мохоровичича лежит здесь на глубине 8—10 км от уровня моря или 6—7 км от поверхности дна. У северного конца Калифорнийского залива мощность осадков достигает 5 км, а толщина гранитного слоя сокращена до 5 км, вероятно, благодаря растяжению.

Продолжение цепи батолитов и складчатых комплексов Калифорнии и п-ова Калифорния, имеющих простирание, параллельное береговой линии, имеется на Тихоокеанском побережье Мексики от мыса Корриентес до 99° з. ш., т. е. на протяжении 800 км. Чем объясняется разрыв почти испрерывной цепи меловых складчатых структур и батолитов, окаймляющих на огромном протяжении Северо-Американский материк? Этот разрыв материковой коры и исчезновение гранитного слоя между 21 и 23° с. ш. У. Гамильтон объясняет сдвигом п-ова Калифорния на северозапад на расстояние, равное 480 км. Сдвиг сопровождался небольшим отодвиганием глыбы полуострова на юго-запад, в сторону Тихого океана, в связи с чем образовались рифтовые структуры Калифорнийского залива и депрессии озера Солтон-Си, лежащей ниже уровня моря на его продолжении. С. Кэри (Carey, 1958), Г. Менард (Menard, 1960) и Дж. Т. Вильсон (Wilson, 1963) трактуют генезис Калифорнийского залива и прибрежных районов аналогичным образом. По нашему мнению, узкий рифт Доланы Смерти (85 *м* ниже уровня моря) и депрессия долины Сан-Хоакин тоже связаны с дрейфом прибрежных блоков в сторону океана. Интересно, что у поднятого почти до высоты 1000 *м* западного края п-ова Калифорния (горы Сьерра-Вискайно) всего лишь в 80 км от этих возвышенностей в океане тянется узкая борозда с глубинами до 6225 *м*. Эти соотношения, так же как и особенности гравитационных аномалий у Калифорнийского побережья, напоминают то, что известно вблизи островных дуг. Как и в случае островных дуг, это может указывать на процесс надвигания глыбы полуострова на дно океана.

Произведя реконструкцию прежнего расположения различных частей побережья, Гамильтон и Кинг получают хорошее соответствие контуров отдельных блоков и структурных зон (см. фиг. 66, II; а также фиг. 95 в кн. Кинг, 1961). Область распространения так называемых францисканских формаций — эвгеосинклинальных пород юрского и мелового возраста — приобретает в такой реконструкции более естественное расположение, протягиваясь по внешнему краю широкой зоны распространения пород, дислоцированных, метаморфизованных и интрудированных гранитными батолитами в меловом периоде. У пересечения разломов Сан-Андреас с линией материкового склона южнее мыса Мендосино видно смещение края материка на 80 км (Shepard, 1957). Остальная часть смещения по разломам Сан-Андреас могла быть, по мнению Ф. Кинга, поглощена разрывами в Прибрежной зоне, родственными этому сдвиту.

Горизонтальный сдвит по разлому Сан-Габриель, почти параллельному разлому Сан-Андреас, составляет 50 км (Crowell, 1962), по оперяющему эту трещину левостороннему разлому Гарлок — 40 км. В последнем случае это было доказано по смещению большого количеста даек, пересеченных разломом (Smith, 1962).

Как уже упоминалось, С. Кэри рассматривает сдвиг Сан-Андреас как проявление более общей системы напряжений, создающей перекос и изгиб структур всего горного пояса между Тихим океаном и Северо-Американской платформой. Действительно все тектонические линии — складки в эвгеосинклинальной зоне невадийского пояса (см. фиг. А и 89 в кн. Кинг, 1961), граница эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной палеозойских зон, граница миогеосинклинали и докембрийской платформы (хедреократона, по М. Кэю), пояс крупных надвигов и примыкающий к ним с запада пояс гранитных батолитов мелового возраста испытывают между 37 и 48° с. ш. характерный S-образный изгиб. Такой изгиб может быть связан со смещением Северо-Американской платформы на юго-восток по отношению к зоне побережья.

Изгиб повторяется и в очертаниях зоны современной сейсмичности. Активный сейсмичный пояс, который протягивается из Гватемальского желоба в Калифорнийский залив, разделяется здесь на две ветви (Меnard, 1960). Западная ветвь продолжается через зону разлома Сан-Андреас к материковому склону и дальше следует вдоль него от мыса Мендосино (40,5° с. ш.) до Аляски, а восточная проходит приблизительно вдоль системы Больших Рвов через штаты Юта и Айдахо, повторяя S-образный изгиб складчатых структур, и опять соединяется с западной ветвью, выходя к материковому склону у 62° с. ш.

Структуры сжатия, созданные изломом или изгибанием в плане (петли и пр.), С. Кэри называет ороклинами. В строении западной части США он выделяет ороклин Мендосино (на 40—42° с. ш.), обращенный выпуклостью на запад, и ороклин Айдахо, обращенный выпуклостью на восток (Carey, 1958). Ф. Кинг называет ороклин Айдахо дугой Невадийского орогенического пояса и связывает с ней вулканическую деятельность бассейна р. Колумбии. Дугообразное расположение замечается и в ориентации складок в третичных отложениях Орегона и Вашингтона. Идея Кэри находит некоторое подтверждение в палеомагнитных данных. Положение полюса, определенное по палеомагнетизму вулканических пород из нижнего или среднего эоцена Орегона, резко отличается от того положения полюса (вблизи современного географического полюса), которое определено по эоценовым породам из других районов Северной Европы и по нижнетретичным породам Европы. Эрвинг объясняет это поворотом слоев в Орегоне по часовой стрелке на 40—70° (Палеомагнетизм, 1962, стр. 216; Пробл. перемещ. материков, 1963).

Сочетанием сжатия и перекоса можно объяснить, кроме того, и многие особенности глыбово-складчатых структур в деформированной части Северо-Американской платформы, т. е. по краям плато Колорадо, в горах Уинта, Уинд-Ривер и других (штат Уайоминг). Зоны надвигов и поднятий приобретают здесь широтное и запад-северо-западное простирание, ориентированное под углом 60—90° к общему простиранию ларамийской складчатости.

## ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИН МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА И КАРИБСКОГО МОРЯ

В первой части тлавы IX были рассмотрены структуры горного пояса Северной Америки, созданные тангенциальным сжатием (Скалистые горы, Береговые хребты) и сдвигом. Прослеживая связь этих структур с описанными в предыдущих двух главах структурами Центральной Америки, Антильской дуги и Южно-Американских Анд, мы сталкиваемся с необходимостью как-то объяснить генезис впадин Мексиканского залива и Карибского моря, которые, по-видимому, представляют собой структуры растяжения. Каким образом это растяжение сочеталось со сжатием в соседных складчатых поясах Северной и Южной Америки, составляя единую систему геодинамических напряжений и движений? На этот вопрос мы и попытаемся ответить во второй части настоящей тлавы (фиг. 67).

Как уже указывалось, впадины Мексиканского залива и Карибского моря сейчас хорошо изучены геофизическими методами — сейсмозондированием и гравиметрией (Юинг, Хизен, 1957; Юинг и др., 1959; Оффисер и др., 1960; Юинг и др., 1960; Officer a. oth., 1959; Ewing a. oth., 1962).

В этой области перемежаются на сравнительно небольшом пространстве структурные зоны с материковым и океаническим строением земной коры. К материковому типу принадлежат докембрийская Флоридская платформа, палеозойская платформа южных Аппалач и системы Уошито, палеозойские массивы п-ова Юкатан и Гондураса (с продолжением на банках Москито и Розалинд), крупные острова Антильской дуги, на которых местами выступает домеловой складчатый фундамент, а также геоантиклинальные поднятия порога Авес и дуги Малых Антильских островов. Присутствие гранитного слоя доказано на Больших Антильских п Виргинских островах, по в пределах Малой Антильской дуги и порога Авес он выражен не отчетливо или отсутствует. Океанический тип коры характерен для глубоких частей Мексиканского залива (глубина до 4023 м), Юкатанской впадины (4647 м) между Кубой и Гондурасским заливом, желоба Кайман или Бартлетт (7119 м) и Колумбийской (4233 м) и Венесуэльской (5630 м) впадин, подразделенных порогом Беата в главной части Карибского моря. В этом типе коры наблюдаются большие вариации мощности. Толщина коры возрастает до 12-17 км за счет увеличения мощности осадочной толщи в Мексиканском заливе и до 12-18 км за счет увеличения толщины базальтового слоя во многих районах Карибского моря. Наименьшая толщина коры — 4—5 км (в том числе 1 км осапков. остальное базальт) отмечена в желобе Кайман.

Система разломов, пересекающих Центральную Америку от вулкана Тахумулько до Гондурасского залива, отчетливо прослеживается по кру-

тым уступам рельефа и эпицентрам землетрясений вдоль прямолинейного желоба Кайман к желобу Пуэрто-Рико. В новейших работах эти разломы рассматриваются как зона крупного левостороннего сдвига (Ажгирей, 1960; Rod, 1956; Alberding, 1957; Walper, 1960). Остров Гаити, по-видимому ранее составлявший продолжение о. Куба, был сдвинут на восток на несколько сот километров. Образование Антильской петли связывают с этим и параллельным ему правосторонним сдвигом, который проходит в широтном направлении в прибрежных частях Венесуэлы и через о. Тринидад. По нему тоже предполагаются смещения на 100—240 км (Кинг, 1961).

Как мы видели (главы VII, VIII), Большие Антильские острова и складчатые структуры горных цепей Центральной Америки. Колумбии и Венесуэлы составляют пояс молодой (верхнемезозойской и кайнозойской) складчатости, развившейся частью на раздробленном эпигерцинском или раннемезозойском складчатом фундаменте, частью — путем разрастания геоаптиклинальных ядер Кордильерской геосинклинальной зоны. Первоначальная консолидация этих ядер относится к верхнепалеозойскому времени. Палеозойский складчатый фундамент выступает в антиклинальных поднятиях всех крупных Кордильер Южной Америки (Центральная Кордильера Колумбии, Сьерра-де-Периха и др.) и, возможно, в антиклинальном поднятии Сьерра-Маэстра в южной части о. Куба. Он выступает также в южной части Мексиканского нагорья в горах Сьерра-Мадре, в горах Чиапас в юго-восточной Мексике и Гватемале и на Юкатанском и Гондурасском массивах (граниты, кристаллические сланцы и пр.; Weyl, 1961). На большей части этих массивов фундамент покрыт горизонтальным или слабо дислоцированным чехлом верхнемеловых и третичных осадочных пород (главным образом известняков). В Мексиканском заливе он прощупывается сейсмозондированием на глубине 720 м от уровня морского дна в пределах банки Кампече, т. е. в северной части Юкатанского массива (Henderson, 1963; Pakiser, 1963).

Юкатанский и Гондурасский массивы, судя по простиранию складок и общему расположению этих глыб в системе палеозойских структур, составляли продолжение главного пояса верхнепалеозойской складчатости, протягивавшегося между Северо-Американской и Флоридской платформами. Но сейчас они отделены от него глубокими впадинами. Впадины ограничены отчетливыми уступами — обрывами тектонического происхождения, которые совпадают с крутой частью материкового склона. Это уступы Сигсби, Западно-Флоридский, Кампече и другие, которые показаны на фиг. 67 линиями с черными зубцами. Сейсмозондирование показывает, что гранитный слой, т. е. складчатый фундамент, обрывается или выклинивается у этих уступов. Местами обрывы, по-видимому, пересекают под прямым углом общее простирание палеозойских складчатых структур.

Очень интересна Флоридская докембрийская платформа, которая занимает южную Джорджию, Флориду, примыкающий к ней шельф и большую банку Багамских островов. Мы ее выделяем в тех же контурах, как она была намечена Ю. М. Шейнманном (1959), Э. Краусом (Kraus, 1951) и др. Эта небольшая платформа, оборванная крутым тектоническим уступом со стороны Атлантического океана, представляет собой юго-восточный форланд Аппалач и по всей своей площади покрыта чехлом горизонтально залегающих третичных и меловых отложений, большею частью представленных известняками.

Скважины на Флориде и о. Андрос вскрыли толщу меловых и третичных пород, достигающую мощности 3000--4500 м. Они подстилаются отложениями юрского возраста. «Известняки, вероятно, отложились частично на сиалической плите, на небольшой континентальной платформе» (Кинг, 1961, стр. 147).



В юго-восточной Джорджии кристаллический фундамент лежит на глубине 1200—1450 м. Скважины в северной Флориде и южных частях Алабамы и Джорджии вскрывают полого залегающие неметаморфизованные слои ордовика и силура. «Эти данные имеют большой интерес, поскольку они показывают, что юго-восточнее Аппалачской системы имеется форланд, или шельф, сложенный слабо деформированными породами, точно такими же (по возрасту.— П. К.), какие имеются к северо-западу от нее» (Ирдли, 1954, стр. 145).

Так же, как и Ю. М. Шейнманн, мы считаем Флоридскую платформу частью Гондваны, точнее — продолжением Африканской докембрийской платформы. С. Кэри показал прекрасное соответствие контуров материкового склона восточных берегов Америки между 20 и 42° с. ш. и западных берегов Африки между 8 и 32° с. ш. (Сагеу, 1958, 1959). Б. Хейзен привел новые данные, подтверждающие существование разрыва и раздвига коры в этой области. В реконструкциях, построенных С. Кэри, Э. Краусом и другими, палеозойский пояс Аппалач находит себе продолжение в палеозойских складках северо-западной Африки и западной Европы (Пробл. перемещ. материков, 1963).

С другой стороны, как показали исследования А. Дю-Тойта, Р. Маака, Л. Кинга, К. Беурлена и Г. Граберта, палеогеография Гондваны требует вполне определенной реконструкции прежнего взаимного расположения

#### Фиг. 67. Палеотектоническая реконструкция района Мексиканского залива, Центральной Америки и Антильских островов, иллюстрирующая предполагаемое расположение глыб земной коры в конце палеозоя — начале мезозоя

.

1 — Тихоокеанская впадина; 2 — докембрийские платформы; 3 — области, консолидированные в результате верхнепалеозойской и раннемезозойской складчатости; 4 — выходы (и области неглубокого залегания) докембрия и метаморфизованного палеозоя на Юкатанском и Гондурасском массивах и в антиклинориях поэднемезозойских и кайнозойских складчатых сооружений (показаны в границах, соответствующих современному эрозионному срезу); 5 --- области распространения слабо дислоцированного мезозоя и палеогена (складчато-глыбовые структуры), залегающего на консолидированном палеозойском или более древнем фундаменте; 6 — крупнейшие блоки материковой земной коры в пальнейшем пеформированные и составившие поколь Больших Антильских остоовов (показаны, в контурах современных береговых линий); 7 — области, вошедние (так же, как и отмеченные знаком 6) в состав мезозойских и кайнозойских геосинклинальных складчатых сооружений и островных дуг: 8 — ориентировка палеозойской складчатости (а — установленная, б — препполагаемая): 9 — палеозойские геоантиклинали, явившиеся ядрами консолидации мезозойских и кайнозойских складчатых систем; 10 — крупные разломы, из которых развивались важнейшие раздвиги (рифты)]и сдвиги: 11 — направление смещения глыб по сдвигам; 12 — предполагаемые смещения (а) и повороты (б) блоков земной коры в течение мезозоя и кайнозоя (по отношению к Северо-Американской платформе, принятой за неподвижный блок); 13 — обрывы (уступы) на материковых склонах платформ, выраженные в современном рельефе; 14 — изобаты современного рельефа дна (а — 1000 м. 6 — 2000 м), приблизительно соответствующие границам материковых глыб земной коры (бергштрихи указывают направление склона); 15 - контур максимального прогибания верхнеюрского бассейна (приблизительно по линии изопахит 3000 м, по А. Ирдли).

Области докембрийской (частью раннепалеовойской) консолидацию: АФ — Африканская платформа, ЗМ — массив островов Зеленого Мыса, Л — поднятие Льяно (часть Северо-Американская платформа, формы), ФЛ — Флоридская платформа (включая массивы Багамских островов и банок), ЮАМ — Южно-Американская платформа. Области верхнепалеозойской и раннемезозойской консолидации; АП — Южные Аппалачи и их продолжение, Г — Массив Гондураса и банок Москито и Розалинд, СМ — массив Южная Сьерра-Мадре, У — система Уощито и ее продолжение, ЧП — массив Чиапас-Сьерра-Мадре, Ю — Кокатанский массив, включая банку Кампече.

Уступы (обрывы тектонического происхождения) на береговых склонах: 1 — 1 — уступ Сигсби у северного побережья Мексиканского залива; 2—2 — Западно-Флоридский уступ; 3—3 — уступ Кампече; 4—4 — уступы по краям рифта, из которого развились Юкатанская впадина и впадина Бартлетт (Кайман); 5—5 — уступы на южных склонах Багамской банки, банки Силвер и др., 6—6, 7—7, 8—8 — уступы по берегам Севернсй и Южней Америки и Африки, ограничивающие главный рифт Атлантического скеана. Эмбриснальные зоны, из которых развились структуры: 9— о. Куба; 10 о. Ганти; 11 — о. Пуэрто-Рико; 12 — о. Ямайка; 13 — Малых Антильских островов, о. Тринидад и Восточных Береговых Кордильер Венесуслы; 14 — Берегсвой Кордильеры Венесуслы; 15 — Кордильеры Мерида; 16 — Кордильеры Периха; 17 — Центральной Кордильеры Колумбии; 18 — Панамской дуги; 19 — Гватемальского желоба; 20 — Центральной части Карибского моря; 21 — восточной Мексики; 22 — центральной части Мексиканского залива; 23, 24 — Атлантического океана Африканской и Южно-Американской платформ, которая жестко диктуется совпадением структур и контуров их материкового склона. Произведя, таким образом, реконструкцию прежнего положения Флоридской платформы, Аппалач, Северо-Американской и Южно-Американской платформ по отношению к одной и той же монолитной единице — Африканской платформе, приходится сделать заключение, что в конце палеозоя и в первой половине мезозоя платформы Северной и Южной Америки находились гораздо ближе друг к другу, чем сейчас. Это было подчеркнуто в работах Кэри и вытекает также из анализа мировых палеомагнитных и налеоклиматических данных.

В течение мела и кайнозоя, по-видимому, происходило удаление Северной Америки от Южной. Расстояние между ними увеличивалось и происходил сдвиг Северо-Американского континента на запад по отношению к Южно-Американскому. Кэри представляет историю формирования структур, расположенных между обоими материками, как результат раздробления, сдвигов и поворотов отдельных блоков, изображенных на фиг. 67 (Carey, 1963). В этой схеме становится понятен генезис грабенообразных прогибов Боливарской геосинклинали и бассейна р. Магдалены и оседание четырехугольного блока земной коры у залива Маракаибо. Кора была здесь «разодрана» и расщеплена на отдельные полосы под действием крупного сдвига.

Обращает на себя внимание параллелизм контуров материкового склона, ограничивающих с севера и юга впадину Мексиканского залива (уступы Ситсби, Западно-Флоридский и Кампече). Это позволяет предложить реконструкциями, предложенными Кэри (Сагеу, 1963), но взаимные переконструкциями, предложенными Кэри (Сагеу, 1963), но взаимные перемещения и повороты блоков в ней не так велики. Перемещение Юкатанского массива по отношению к Северо-Американской платформе принято равным 350 км, Гондурасского — 560 км, банки Силвер — 165 км. Нужно подчеркнуть, что в нашей схеме общее направление смещения Юкатанского и Гондурасского массивов по отношению к Северо-Американской платформе и Мексиканскому нагорью соответствует тому правостороннему сдвигу, который фиксируется в Калифорнии по разлому Сан-Андреас и сказывается в изгибе и перекосе структур Скалистых гор (37—48° с. ш.).

Необходимо сказать несколько слов о соляных куполах в глубокой части Мексиканского залива, которые рассматриваются некоторыми исследователями как доказательство мелководности бассейна, существовавшего здесь в мезозое.

В узкой полосе, которая протягивается в северо-восточном направлении немного севернее уступа Кампече в наиболее глубокой части Мексиканского залива, недавно было обнаружено два десятка соляных куполов. Они отчетливо фиксируются по записям отраженных волн обычными методами сейсморазведки. Некоторые из куполов выражены в рельефе дна. Соль происходит из слоев, залегающих на глубине 5—6 км от поверхности морского дна; глубина бассейна здесь около 3700 м. Предполагается, что эти соленосные отложения имеют такой же возраст, как и соленосные толщи триаса или юры, известные на перешейке Теуантепек, а также в Техасе, Луязиане и ближайшей части шельфа Мексиканского залива (Ewing a. oth., 1962).

Кора имеет здесь небольшую мощность — 15 км; из них 8—9 км приходится на слои, залегающие под соленосными отложениями (в том числе 1-2 км уплотненных осадков или осадочно-вулканогенных пород и 6-7 км базальта). Поэтому необходимо допустить, что соль отлагалась в бассейне, дно которого лежало примерно на 4 км ниже уровня Мирового океана. Вероятно, это был узкий и глубокий желоб, похожий на желоб Кайман или Аденский залив, но расположенный среди мелководья или между массивами суши, подобно грабену Мертвого моря. В последнем случае бассейн мог быть мелководным, если он имел слабое или временное соединение с океаном, и уровень воды в нем был значительно ниже уровня моря. По-видимому, в данном случае имела место редкая комбинация физико-географических условий, необходимых для того, чтобы процесс соленакопления происходил на участке, имеющем нематериковую структуру и низкий уровень поверхности земной коры<sup>1</sup>. Таким образом, по нашим представлениям, в центральной части бассейна сохранились соленосные отложения, связанные с начальной стадией образования впадины Мексиканского залива.

Перенеся на нашу реконструкцию изопахиты и контуры верхнеюрских бассейнов, изображенные А. Ирдли, нетрудно убедиться, что прогибание в это время действительно было сосредоточено в зоне, идущей от перешейка Теуантепек через рифт Мексиканского залива и далее в северную Кубу и южную Флориду, вдоль разломов, ограничивающих с юга Флоридскую платформу.

После герцинской складчатости, которая отмечается на всех консолидированных массивах вокруг Мексиканского залива, море проникло в эту область в триасе или самом конце перми и углубилось и расширилось в юрском периоде. «Первое большое вторжение моря в область Мексиканского залива после раннепалеозойской орогении, которое может быть достаточно хорошо документировано, произошло в конце юры. Имли считает, что море проходило со стороны Атлантики через узкий пролив, расположенный в районе южной Флориды и Кубы, и разливалось в виде обширного средиземного бассейна в области Мексиканского залива. Распространение морей в конце юры обусловило образование осадков, выпадавших вследствие испарения в бассейнах вдоль Прибрежной равнины Мексиканского залива; в то время, как здесь накапливались большие массы соли, в области Кубы происходило, по-видимому, опускание глубокого прогиба. Море существовало в конпе юры в Колумбии и Венесуэле... На юге лежала суша, которая представляла собой, как считает Уикс, большой щит или устойчивую внутреннюю часть Бразилии» (Ирдли, 1954, стр. 620).

Полемизируя с Ч. Шухертом, который считал, что в области Карибского моря с древнейших времен, как и в Тихом океане, существовал глубокий морской бассейн, Ирдли пишет: «Между открытым морем Колумбии — Венесуэлы и Мексиканским бассейном находилась суша, которая была источником большого количества осадков, отлагавшихся в прилегающих бассейнах... Как Шухерт, так и Имли признали, что к югу от Кубы должна была располагаться суша; большинство составителей палеогеографических карт показывают сушу к северу от Колумбийско-Венесуэльского бассейна» (Ирдли, 1954, стр. 620—621).

Эти соотношения становятся понятными в свете реконструкций, предлагаемых С. Кэри и изображенных на фиг. 67. Так же, как и в зоне разломов северной Кубы и Мексиканского залива, море проникло уже в юре по линии о. Тринидад — северная Венесуэла и соединилось здесь с Колумбийской геосинклиналью. Карибское море образовалось при дальнейшем растяжении и разрыве коры. Оно расширялось и углублялось в течение мела и кайнозоя одновременно со складкообразовательными процессами, протекавшими вблизи западной и восточной границ расширявшегося Тихоокеанского подвижного пояса. Западная активная пограничная зона фиксируется сейчас по расположению Гватемальского сейсмичного желоба и примыкающих к нему молодых складчатых структур Центральной Америки и Колумбии, а восточная — по расположению желоба Пуэрто-Рико и Антильской дуги.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> При оценке возможной глубины бассейнов, в которых происходит выпадение эвапоритов, следует иметь в виду те доказательства образования солей в глубоких бассейнах, которые приводятся в работах М. П. Фивега и А. Л. Яншина.

Вряд ли можно решить проблему образования изолированных глубоких впадин, окруженных материковыми платформами. но лишенных гранитного слоя, так же, как и проблему происхождения изолированных небольших массивов континентального типа (каковы, например, Юкатанский и Гондурасский массивы или платформы Флоридская, Гренландская. Мадагаскар), не прибегая к представлению о раскалывании и перемещении материковых глыб. На примере Флоридской платформы можно проследить последовательные стадии такого раздробления. В районе Багамских островов она расколота разломами, идущими из Карибского бассейна, на отдельные небольшие глыбы, каждая из которых имеет плоскую вершину и отчетливо выраженные крутые материковые склоны. Так, например, поверхность банок Силвер и Навидад лежит на глубине от 10-15 по 200 м ниже уровня моря, а материковые склоны, которые ограничивают со всех сторон эти плоские возвышенности. прослеживаются до глубины 3400-4000 м. Размеры этих миниатюрных материковых глыб составляют только  $70 \times 100$  км (банка Силвер) и  $25 \times 60$  км (банка Навидад). Процесс раздробления, вероятно, облегчался тем, что эти блоки принадлежали к узкой окраинной части Флоридской платформы и были ограничены с одной стороны широким рифтом Атлантического океана, а с другой — крупным сдвигом, идущим из желоба Кайман во впалину Пуэрто-Рико.

Таким образом, в строении земной коры в районе Мексиканского залива, Карибского моря и Флоридской платформы можно заметить ряд особенностей, которые лучше всего объясняются с позиций гипотезы растяжения и раздробления материковых глыб земной коры. В то же время эти растяжения должны были составлять часть общей системы движений и деформаций земной коры — системы, которая в горном поясе запада США, напротив, характеризовалась сжатием и привела к образованию складчатых структур, надвигов и к утолщению коры.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

#### ТЕКТОНИКА ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА КАК РЕЗУЛЬТАТ ДВИЖЕНИЙ В ПОДКОРОВЫХ СЛОЯХ ЗЕМЛИ

Подводя итоги описания структуры, стратиграфии и магматизма Тихоокеанского подвижного пояса, нет необходимости повторять ту общую характеристику, которая уже была дана во введении и в главе I. Материал, приведенный в остальных главах, иллюстрирует на конкретных примерах основные положения, которые были там сформулированы. Это, во-первых, общность главных этапов и полицикличность в развитии всего Тихоокеанского пояса, значительная консолидация в конце палеозоя - начале мезозоя, последующее раздробление, энергичное геосинклинальное развитие с углублением и расширением геосинклинальных прогибов и одновременным ростом геоантиклинальных сооружений в течение верхнего мела и кайнозоя. Второй основной вывод состоит в доказательствах общности динамики движений новейшего этапа (верхний мел и кайнозой), по-видимому выражающихся в дрейфе и надвигании островных дуг и периферических складчатых систем на внутреннюю впадину Тихого океана. Складчатость, резкое утолщение коры под хребтами, надвиги, крупные сдвиги продольного и поперечного направления, изогнутая форма дугообразных структур, крупные изостатические аномалии, сейсмологические доказательства тангенциального сжатия и сдвигов, палеомагматизм и геодезические измерения указывают на широкое проявление и значительный масштаб горизонтальных движений. Им принадлежит, по-видимому, ведущая роль в формировании современной структуры Тихоокеанского подвижного пояса.

В первых главах нашего обзора уже указывались следующие две основные особенности динамики верхнемеловых и кайнозойских движений Тихоокеанского пояса.

1. Наличие двух рядов депрессий (глубокие желоба со стороны океана, краевые и тыловые прогибы и впадины окраинных морей со стороны материкового обрамления), сопровождающих с обеих сторон зоны молодых складчатых сооружений, в которых локализуется сжатие земной коры. Как уже говорилось, такое расположение зон сжатия рядом с зонами растяжения, связанными с прогибами, может указывать на существование подкоровых течений. Веерообразная (хотя и несимметричная) структура складчатых систем, например Южно-Американских Анд, также указывает на подкоровые течения, которые сближаются и опускаются вниз у оси или у края осевой зоны орогена. Вдоль таких зон стока, уходящих на глубину, по-видимому, и располагается большинство глубокофокусных землетрясений (см. фит. 3).

2. Перемещение в сторону Тихого океана всех окаймляющих его островных дуг и, возможно, Северо-Американского, Южно-Американского и Австралийского континентов вместе со складчатыми сооружениями,



Фиг. 68. Движение материковых глыб и образование складчатых хребтов и океанических впадин по теории подкоровых конвекционных течений (профиль от Атакамского желоба через Бразилию, Атлантический океан и Африку до о. Сокотра и Аравийского моря; толщина земной коры показана с преувеличением вертикального масштаба в три раза).

I - базальтовый слой; 2 - сейсмичные глубинные разломы (стрелкой у В' показано надвигание масс в сторону Тихого океана); 3 - движение оболочки по ядру Земли, устанавливаемое по современному дрейфу земного магнитного поля; 4 - прежнее положение Южно-Американской платформы (CDE); F - прежнее положение рифта, из которого развилась впадина Атлантического океана (Африка условно принята за неподвижную/глыбу); 5 - переменение (в течение мелового периода и кайнозов) оси рифта (FF'), Южно-Американской платформы (расстояние <math>EE' = DD') и края геосинклинальная Анд (BB') в западном направлении; 6 - подкоровые течения. АB' - Тихий океан, B' - ось Атакамского мелоба, B'C' - современная геосинклинальная система и складчатое сооружение Анд, C'D'E' - Южно-Американская платформа (в том числе C'D' - Предандийский краевой прогиб), E'F'F - Атлантический океан, F' - рифт на Срединном океаническом хребте, FH - Африканская платформа. Вверху показаны схемы формирования: I - структуры двустороннего орогена (крестики - центральный массив с наиболее ранней складчатостью, точки - краевые прогибы) и

II — крупного сильно растянутого грабена (точки — осадки, заполняющие прогиб)

припаянными к их фронтальной части. Такая схема движения принимается как сторонниками контракционной теории (Штилле, 1957), так и сторонниками мобилизма — Р. Швиннером, Ш. Эхара, Н. Каваи, Р. Дитцем и другими (Островные дуги, 1952; Continental drift, 1962). Различия касаются главным образом количественной оценки масштабов этих перемещений.

Связь зон глубокофокусных землетрясений с поясами молодой складчатости рассматривалась Н. С. Шатским как указание на взаимозависимость поверхностных и глубинных структур и движений и невозможность «свободного дрейфа», т. е. перемещений коры, независимых от движений в субстрате (Шатский, 1946). Таким образом, в этой работе Н. С. Шатского критиковался первоначальный, предложенный А. Вегенером вариант мобилизма, отвергнутый современной наукой. Сейчас движения глыб земной коры рассматриваются, напротив, как перемещения, вызванные движением подкоровых масс — конвекционными течениями или иными глубинными смещениями масс аналогичного типа (фиг. 68). Поэтому в современных теориях «неомобилизма» те факты, на которые указывал Н. С. Шатский, наоборот, считаются одним из доказательств горизонтальных перемещений. В таком же смысле их трактовали А. Н. Заварицкий (1946), Б. Гутенберг (1949, 1963) и Э. Краус (Пробл. перемещ. матер., 1963; Kraus, 1951, 1959).

Доказательства перемещения островных дуг, складчатых сооружений и платформ, расположенных вокруг Тихого океана, в сторону его центральных областей, можно объединить в следующие семь групп.

1. Выпуклая, в плане, форма островных дуг, с впадинами растяжения на тыловой стороне (в окраинных морях). Этот аргумент, на который указывали Э. Зюсс, С. Токуда и Дж. Умбгров (Островные дуги, 1952), был рассмотрен более подробно в главах II, IV, V, VI (генезис Японского, Южно-Китайского и Тасманова морей как зон растяжения и разрыва коры хинтерланда островных дуг).

2. Наклон глубинной зоны скалывания («глубинного разлома»), к которой тяготеют очаги неглубоких, средних и глубокофокусных землетрясений. Осевые поверхности этих зон выходят на дно океана во фронтальной части островных дуг, где на основании особенностей рельефа (глава II, см. фиг. 18) и по аналогии с дугообразными складчатыми зонами альпийских горных хребтов можно предполагать развитие надвигов. Таким образом, наклон и пространственное расположение зон скалывания позволяют рассматривать эти зоны как крупные надвиги (Штилле, 1957; см. фит. 3, 49).

3. Распределение зон изостатических аномалий силы тяжести — положительных на островных дугах, отрицательных на желобах — также аналогичное тем соотношениям, которые наблюдаются между аномалиями силы тяжести в молодых складчатых хребтах и передовых прогибах. Такое расположение аномалий указывает (см. фиг. 19) на надвигание островных дуг в сторону океана (Штилле, 1957) или на коробление под действием тангенциального сжатия (Хесс, Умбгров, Венинг-Мейнес; см. Островные дуги, 1952).

4. Ориентировка напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского пояса (Балакина, 1962; Honda, 1959; Stauder, Udias, 1963; см. фиг. 7, 29, 45). Господствующими являются напряжения, которые характеризуются почти горизонтальным сжатием вкрест простирания островных дуг, причем наклон поверхностей наибольших касательных напряжений, т. е. плоскостей скалывания, падающих под материк, изменяется в зависимости от глубины очага так же, как изменяется наклон сейсмичной зоны (глубинного разлома) в целом. В землетрясениях, которые происходят на глубине 20—100 км, плоскости скалывания наклонены под углом 20—45° к горизонту, тогда как на глубине от 300 до 650 км они имеют наклон больше 45°, до 70° (табл. 15; Беньоф, 1957).

Таблица 15

	Землетрясения промежу- точной глубины		Наиболее глубокие землетрясения	
Район	глубина очагов, км	наклон	глубина очагов, км	наклон
Курилы, Камчатка	70—300 70—175	34° 28°	300650	58°
Мексика, Гватемала	70-220	39°		<u> </u>
Перу, Эквадор	70250 70290	47° 23°	600—650 550 650	47° 58°
Зондская дуга островов	70—230 70—300	35°	300-700	61°
Филиппинские острова Тонга, Кермадек	от 70 до 700 км — средний наклоп 60° от 70 до 700 км — средний наклон 58—60°			

Наклон в сторону континентов глубинных зон, в которых расположены очаги землетрясений Тихоокеанского пояса, по Беньофу (Benioff, 1954) Таким образом, в типичном случае каждое землетрясение у периферии Тихого океана представляет собой единичный взброс или надвиг по поверхности разрыва, параллельной осевой поверхности глубинной зоны скалывания, которую можно рассматривать как глубинный разлом. Суммирование перемещений по таким единичным взбросам должно было привести, в силу унаследованного и длительного характера тектонических движений, к значительному перемещению периферических масс в сторону Тихоокеанской впадины.

В некоторых районах, как, например, у берегов Калифорнии, преобладает другая система перемещений, связанная со сдвигами, почти параллельными Тихоокеанскому поясу (фиг. 69; Гутенберг, Рихтер, 1948; Гутенберг, 1963; Continental drift, 1962; Benioff, 1959).



Фиг. 69. Система современных сдвигов и надвигов Тихоокеанского пояса, по Г. Беньоффу (Benioff, 1959)

5. Перекрытие, по-видимому, по надвигу, крупных сдвигов широтного простирания в северо-восточной части Тихого океана материковой глыбой Северной Америки, перемещавшейся с востока (см. главу IX). Судя по тому, что смещение по левосторонним сдвигам Мендосино и Пайонир достигает в сумме 1400 км, но не затрагивает структуру континента, огромная часть южного блока Тихоокеанской коры, расколотой этими разломами, должна располагаться под континентом. Если принять такую схему геометрических соотношений, аналогичную фиг. 3, то величина западного дрейфа Северной Америки по тихоокеанской коре составит по крайней мере 600 км.

6. Палеомагнитные данные, которые указывают на большие перемещения материковых глыб в течение мезозоя и кайнозоя — отодвигание Северной Америки от Европы и удаление всех южных материков и Индийской платформы от южного полюса и друг от друга (Палеомагнетизм, 1962; Кропоткин, 19616; Гутенберг, 1963; Wilson, 1963; Doell, Cox. 1961; Continental drift, 1962; Irving a. oth., 1963; Blunlell, 1961).

Если согласиться с большинством зарубежных геофизиков, что такие большие перемещения действительно имели место и привели к образованию Атлантического, Индийского и Северного Леловитого океанов в зонах растяжения, то нужно принять как следствие, что раздвигание частей Гондваны и Лавразии компенсировалось за счет площади Тетиса и Тихого океана. Так, например, палеомагнитные данные по перми и триасу указывают на значительное сближение Северной Америки и материковых частей восточной Азии в течение юры, мела и кайнозоя.

7. Геологические реконструкции палеозойских материков (Гондваны и Лавразии) и палеоклиматические данные (верхнепалеозойское оледенение Южной Америки, Индии и Австралии) также приводят к выводу о раздвигании в области Индийского и Атлантического океанов и перемещении глыб в течение мезозоя и кайнозоя в сторону Средиземноморско-Гималайской зоны Тетиса и в сторону Тихого океана (Пробл. перемещ. матер., 1963; Maak, 1963; Nairn, 1961; King. 1962).

В последнее время было предложено много реконструкций прежнего, более тесного расположения материковых масс в районах Арктики (К. Вегманн, С. Кэри), Северной Америки и Европы (Э. Краус, А. Дю-Тойт), Южной Америки и Африки (Р. Маак, Г. Граберт, К. Беурлен, Р. Пфлют, Л. Кинг), Индии и Австралии (Ф. Ахмад) и всех южных материков в целом (С. Ранкорн в книге Continental drift, 1962; Wilson, 1963). Эти реконструкции обоснованы гораздо лучше, чем первоначальные наброски А. Вегенера и Э. Аргана. Они базируются на детальном сопоставлении стратитрафических разрезов и тектонических структур. Учитывается сходство в строении не только осадочного чехла, но и докембрийского фундамента разобщенных глыб, которое обнаружилось в результате работ последних десятилетий. Принимается во внимание детальное изучение строения материковых склонов у берегов Атлантики; оно указывает на разрыв континентальных плит (Хейзен, Тарп, Юмнт, 1962).

Таким образом, нельзя сбрасывать со счета то обстоятельство, что и независимо от тихоокеанской геологии имеются геофизические и геологические данные, которые указывают на перемещение материковых масс в сторону Тихого океана в течение мезозоя и кайнозоя. Не случайно именно на мел и кайнозой, т. е. на то время, когда, по-видимому, процессы растяжения в Атлантическом полушарии были наиболее интенсивны, падает главный период сжатия (складки, надвиги, шарьяжи) и формирования складчатой структуры Южно-Американских Анд, Скалистых тор, Новой Зеландии, Корякского хребта, Японии и других областей Тихоокеанского пояса.

Можно поставить вопрос — каким образом сочетаются две основные геодинамические особенности структур Тихоокеанского пояса, очерченные выше, — стяжение коры, которое, по-видимому, связано с зоной стока нисходящих подкоровых течений, и общее движение периферических масс в сторону Тихого океана? Такое движение периферических масс может быть результатом нисходящих подкоровых течений, если скорости  $v_1$  и  $v_2$  в их параллельных струях различны (см. фиг. 4). Массы, участвующие в движении более активного подкорового течения, и блоки более легкой коры, расположенные над ними, будут надвигаться на зону менее активных течений со скоростью  $v = v_1 - v_2$ . Для натлядности можно сравнить такой характер перемещения с движением танка, который поднимается вверх по эскалатору, если лента эскалатора опускается навстречу ему медленнее, чем вращаются гусеницы танка.

В этой схеме становится понятен и наклон сейсмоактивных зон («глубинных разломов»), который может рассматриваться как результат такого надвигания.

Предлагаемая схема имеет много общего с гипотезами, предложенными Р. Дитцем, С. Ранкорном (Continental drift, 1962), Дж. Т. Вильсоном (Wilson, 1963) и Э. Краусом (Краус, 1957; Kraus, 1958). Однако в отличие от упомянутых авторов мы не считаем возможным говорить о какой-либо определенной причине таких подкоровых течений — тепловой конвекции, гравитационной дифференциации, выжимании более пластичного материала при изменении радиуса Земли и т. п. Мы просто констатируем факт, что в недрах Земли имеются планетарные системы напряжений — сжатие под складчатыми хребтами и островными дугами (Балакина, 1962), растяжение под срединными океаническими хребтами Атлантического, Индийского и западной части Ледовитого океанов и под грабенами восточной Африки и Байкала (Введенская, 1961; Мишарина, 1964).

Кроме того, мы видим на поверхности горизонтальные движения, геодезически доказанные в Калифорнии и Японии и согласующиеся с ориентировкой этих напряжений.

Применяя принцип актуализма, необходимо сделать вывод, что для поддержания и возобновления таких напряжений требуется непрерывное движение масс, ориентированное соответствующим образом. В противном случае релаксация упругих напряжений привела бы через очень короткий в геологическом смысле срок — несколько тысяч лет — к полному затуханию сейсмичности. Унаследованный, устойчивый характер горизонтальных движений (например, по сдвигу Сан-Андреас, в течение 100 млн. лет и в настоящее время) также подтверждает это предположение. Расчеты показывают, что скорость подкоровых течений, необходимых для поддержания сейсмичности, должна быть порядка 0,5 м/год.

Любая система дифференциальных движений, охватывающая большие объемы подкоровых масс и длительно существующая во времени, чем бы она ни была вызвана, должна быть замкнута на себя, т. е. геометрически иметь характер круговорота или циркуляционной (конвекционной) ячейки. Это вытекает из законов механики сплошных сред и ограниченности объема земной оболочки. Таким образом, мы приходим к выводу о существовании подкоровых течений из анализа сейсмологических данных и веерообразной структуры орогенов (поддвигания платформ под складчатые сооружения с обеих сторон), не задаваясь какой-нибудь определенной гипотезой механизма возникновения этих течений в недрах Земли. Существование подкоровых течений, направленных от зон положительных изостатических аномалий к отрицательным аномалиям, т. е., в типичных случаях, от вогнутой к выпуклой стороне островных дуг, вытекает также из общих принципов изостазии.

Пока еще не имеется достаточного количества данных для того, что бы перейти от кинематики к динамике, к выяснению основных причин. вызывающих подкоровые движения масс, горообразование, сейсмичность. нарушения изостазии и пр. Возможно, решение этого вопроса следует искать в рамках пульсационной теории В. Бэчера, М. А. Усова и В. А. Обручева (Обручев, 1940), которая связывает тектонику с попеременным изменением радиуса Земли. Согласно этой теории, эффекты сжатия и растяжения локализуются в земной коре неравномерно, и, следовательно, имеет место горизонтальное перемещение глыб земной коры от зон растяжения (грабенов и родственных им прогибов с тонкой корой) к зонам сжатия (складчатым горным сооружениям). В работах П. Н. Кропоткина приводились некоторые геофизические данные в пользу таких предположений (Кропоткин, 1948, 1964; Кропоткин, Трапезников, 1963). Изменения радиуса Земли могут вызывать перераспределение масс по пластичности (вязкости) в мантии Земли и создавать, таким образом. нарушения изостазии. Подкоровые течения должны в этом случае возникать как реакция на нарушения изостатического равновесия. Эти течения могут увлекать с собой и поверхностные массы, т. е. слои земной. коры (Weertman, 1962).

Разнообразие структур Тихоокеанского пояса, по-видимому, в значительной мере может быть связано с различием в скорости движения крупных материковых массивов и островных дуг. Перед фронтом материковых глыб Северной и Южной Америки образовались огромные системы надвигов в Скалистых горах и Андах. Это явление аналогично образованию горных хребтов и надвигов в Гималаях и Новой Гвинее, которое М. Кришнан, Ф. Ахмад и другие связывают с движением материковых глыб Индостана и Австралии в северном направлении. В то же время островные дуги — Антильская, Зондская и дуга, расположенная между Антарктидой и Южной Америкой,— как бы отставали в своем продвижении. Изгиб этих островных дуг и сдвиги, описанные Э. Родом и другими, говорят в этих случаях о более медленном продвижении дуг по сравнению с соседними материковыми глыбами.

В других случаях, например в Алеутской дуге, в островных дугах восточной Азии и в островных цепях Соломоновых и Ново-Гебридских островов, островов Фиджи, Кермадек и Новой Зеландии, наоборот, происходило, по-видимому, более значительное продвижение островных дуг и относительное отставание материков. В результате на тыльной стороне островных дуг образовались характерные впадины растяжения и разрыва сиалической оболочки — глубокие окраинные моря (Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское, Кораллово и Тасманово).

Это различие в полвижности материков и островных дуг может быть связано каким-то образом с направлением врашения Земли, с тем различием между структурами западного и восточного побережий Тихого океана, на которое уже давно указывали А. Вегенер, Э. Краус, Г. Штилле (Stille, 1958), В. А. Обручев (Обручев, 1940) и многие другие авторы. Типичные островные дуги везде обращены выпуклостью только на восток (Антильская, Южная Антильская, дуги восточной Азии) или на юг (Алеутская, Зондская; также ориентирована Критская дуга в пределах Атлантического полушария). Правда, зачаточный процесс отщепления окраинной полосы континента и перемещения ее на запад в сторону Тихого океана намечается на побережье Северной Америки в цепи островов архипелага Александра, Королевы Шарлотты и о. Ванкувер и на Калифорнийском полуострове с его юго-восточным продолжением у мыса Корриентес. На тыльной, вогнутой стороне этих структур в течение кайнозоя образовались прогибы залива Королевы Шарлотты и пролива Гекаты, долины Сан-Хоакин и Калифорнийского залива, которые представляют собой впадины растяжения подобно, например, тыловому прогибу дуги Рюкю или окраинным морям восточной Азии. Генезис Калифорнийского залива рассматривался в главе IX, где были приведены факты, доказывающие такой характер движений.

Но все же различия в структуре островных дуг и в их ориентировке в западной и восточной частях Тихоокеанского пояса настолько велики, что это позволяет предполагать какую-то связь движений земной коры с общим направлением вращения земного шара (Пейве, 1962; Stille. 1958). Само расположение Тихоокеанского пояса вблизи большого круга, который проходит по меридианам 65° з. д. и 115° в. д., более или менее симметричное по отношению к экватору и к полюсам, как будто указывает на влияние ротационного фактора. Может быть, вращение Земли влияет на ориентировку глубинных подкоровых течений в таких огромных ячеях циркуляции масс, какими являются, по мнению некоторых геофизиков, Лавразиатская и Гондванская области расползания материковой коры или Тихоокеанская впадина (Runcorn, 1962; Ewing J., Ewing M., 1959; Continental drift, 1958, 1962; Dietz, 1961).

#### МАГМАТИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Современный вулканизм Тихоокеанского пояса демонстрирует отчетливую пространственную связь с зонами активных подкоровых движений. Большинство вулканов располагается над теми участками глубинных зон скалывания, где глубина этих зон составляет 100—150 км. Этот вопрос рассматривался А. Н. Заварицким, Г. Штилле (Штилле, 1957), Б. Гутенбергом (Гутенберг, Рихтер, 1948), Г. Хессом, Дж. Умбгровом (Островные дуги, 1952) и Л. Уиксом (Weeks, 1959). Все исследователи предполагают, что здесь имеет место не только пространственная, но и генетическая связь магматических и сейсмо-тектонических процессов.

Возможно, механическая энергия глубинных тектонических деформаций переходит в сейсмоактивных зонах в теплоту в таких больших количествах, что это облегчает процесс выплавления более легкоплавких эвтектоидных смесей (базальтовая, гранитная, щелочная эвтектики), а общее тангенциальное сжатие приводит к тому, что расплавы быстро выжимаются к поверхности Земли, образуя интрузивные тела или лавы (Кропоткин, 1948, 1953). Новейшие работы А. П. Виноградова по зонной плавке метеоритного вещества делают такое предположение о генезисе базальтовой магмы вполне вероятным (Виноградов, 1962).

По-видимому, как ультраосновные интрузии, которыми начинается магматический цикл геосинклинали, так и граниты, характерные для главных эпох диастрофизма, приводящих к замыканию геосинклиналей и превращению их в горную возвышенность, генетически связаны с тангенциальным сжатием в коре и оболочке Земли.

Плотность ультраосновной магмы значительно больше, чем плотность пород земной коры и в особенности ее гранитного слоя. Поэтому простая дифференциация по удельному весу не может поднять ультраосновные расплавы на тот уровень в земной коре, на котором мы видим интрузии гипербазитов или их эффузивные аналоги (пикриты, наиболее основные разности оливиновых базальтов — океанитов и др.). Давление газов и их влияние на плотность расплава мало изменяют дело, если речь идет о движении магмы с глубин в несколько десятков километров до глубины в несколько километров. Влияние газов должно сказываться лишь вблизи поверхности земной коры. Таким образом, только тангенциальное сжатие может дать дополнительный импульс, необходимый для выдавливания тяжелой ультраосновной магмы в верхние слои земной коры. Может быть, поэтому ультраосновные интрузии так обычны на островных дугах вблизи крупнейших надвигов, которые проникают на большую глубину.

Мезозойские и кайнозойские граниты, по-видимому, являются главным образом продуктом расплавления и ультраметаморфизма пород в гранитно-осадочном слое коры и выплавления эвтектик в ее базальтовом слое и лишь в небольшой степени — продуктом дифференциации субстрата<sup>1</sup>. В первом случае происходит регенерация магмы из более древних гранитов и из пород, составляющих нижнюю часть мощных геосинклинальных серий терригенного или смешанного происхождения (Кропоткин, 1940; Шейнманн, 1960). Основным источником энергии, необходимой для такого переплавления, вряд ли может быть какая-либо иная энергия, кроме тектонической, т. е. энергии тангенциального сжатия (Пейве, 1962). В экспериментах, производившихся при небольшом давлении, не удавалось получить выплавление эвтектик среднего и кислого состава из

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возможно, в докембрии, на ранних стадиях развития Земли, когда содержание летучих компонентов в ее оболочке было более высоким, происходил процесс массового выплавления петматоидных смесей гранитного состава и образования первичной гранитной сиалической коры. В коре сконцентрирована сейчас значительная часть К, А! и радиоактивных элементов, содержавшихся в мантии (Виноградов, 1962).

ультраосновного материала. Но при значительном сжатии и при возможности удаления наименее плотных выплавок в верхние слои Земли такой процесс выплавления андезитовой, дацитовой и щелочной магм должен быть термодинамически возможен. Формирование цоколя островных дуг и рост их сиалического слоя трудно представить себе без этого процесса поднятия андезитовой и дацитовой магм по глубинным разломам, которые проникают в мантию Земли (Муратов, 1957; Васильковский, 1960). Таким образом, и в этом случае тангенциальное сжатие может рассматриваться как наиболее вероятная причина подъема магматического материала в зонах островных дуг.

Нет необходимости связывать со сжатием подъем базальтовых магматических расплавов в зонах срединных океанических хребтов и по сбросам в зонах растяжения, где эти основные лавы заполняют дно грабенов и формируют новый слой коры океанического типа. М. Юинг считает, что общий подъем нагретого подкорового материала, который особенно близко подходит здесь к поверхности Земли, должен сам по себе способствовать обильному поступлению базальтов на дно океана в таких зонах (Ewing J., Ewing M., 1959).

Магматизм Тихоокеанского пояса указывает в общем на возрастание роли изверженных пород в структуре коры и на повышение их основности по мере перехода от материковых, внутренних зон к внешним зонам и к центральной Тихоокеанской впадине (Ициксон, 1964).

Среди интрузивных пород мелового и кайнозойского возраста во внутренних зонах преобладают граниты и гранодиориты, а во внешних — основные интрузии и гипербазиты. Протяженные цепи гранитных батолитов этого возраста, вместе с комагматичными, генетически связанными с ними эффузивами кислого и среднего состава, протягиваются в окраинном вулканическом поясе от Чукотского полуострова до Сихотэ-Алиня. Южной Кореи и Юго-Восточного Китая и в прибрежной полосе Северной Америки (Сьерра-Невада и др.) и Южно-Американских Анд. Наиболее крупные интрузии тянутся непрерывно на 500-1500 км в узкой полосе, шириною до 50-150 км (Устиев, 1959). Они связаны, вероятно, с поясами интенсивного сжатия. Во внешней зоне или вблизи нее — на Корякском нагорье, в восточной зоне Камчатки и на островных дугах — прослеживаются крупнейшие перидотитовые пояса. Эти пояса трассируют линии главных глубинных разломов (Хесс, 1952; Святловский, 1960). Отдельные интрузивы, например в Новой Каледонии и на Филиппинских островах. достигают 80 км в длину. На островной дуге Антильских островов (о. Куба и др.) и на ее продолжении в Венесуэле также протягивается пояс ультраосновных и основных интрузий этого возраста. Таким образом, в этом отношении, так же как и во взаимном расположении океанического желоба, складчатых структур и землетрясений различной глубины. Антильская дуга похожа на дуги внешней зоны.

Эффузивный магматизм внешних зон, расположенных как на Тихоокеанской стороне (большинство островных дуг), так и на стороне, обращенной к Атлантическому океану (Антильская дуга) или к Индийскому океану (Зондская дуга), характеризуется в общем большей основностью, чем во внутренних зонах. Преобладают базальтовые и андезитовые лавы. Эффузивные комплексы нередко связаны общностью происхождения и химизма с ультраосновными и основными интрузиями и образуют вместе с ними офиолитовые серии, характерные для раннего этапа развития геосинклиналей (Егоян, Хаин, 1953).

Молодые щелочные породы занимают весьма характерную позицию: они встречаются главным образом во внутренних зонах, например по внутреннему краю Японской дуги, на западном побережье о. Сахалин, на островах Оки и Уллындо в Японском море и на побережье Кореи (Kuno, 1959; см. главу II). Двигаясь вкрест простирания островных дуг, можно заметить в химическом составе молодых (четвертичных и современных) лав систематические изменения, подробно изученные Г. П. Горшковым. Эти изменения сочетаются с изменением структуры коры от материковой к океанической (Горшков, 1960, 1963а, б).

За пределами так называемой андезитовой линии, намеченной П. Маршаллом и приблизительно совпадающей с линией расположения глубоких желобов по периферии Тихого океана, лежит внутренняя область Тихого океана, удивительно однородная по своему магматизму (Chubb, 1934; см. фиг. 40). Дно оксанических котловин, подводные валы и вулканические острова, судя по скорости сейсмических волн и по плотности, под- ` считанной по гравиметрическим данным, состоят почти целиком из базальта. Основные, ультраосновные или щелочные разности базальтовой магмы решительно поминируют среди третичных, четвертичных и современных изверженных пород (Daly, 1942; The Crust of the Pacific..., 1962). Встречаются ультраосновные интрузии. Кислые дериваты базальтов дациты, риолиты и другие встречены в ничтожном количестве на о. Пасха, на о-вах Самоа и в других местах. Таким образом, практически вся кора состоит здесь из базальтового слоя различной мощности, с небольшой осадочной покрышкой во впадинах и рифогенными известняковыми надстройками на островах. Отсутствие гранитного слоя в составе коры и почти полное отсутствие кислых и средних эффузивов можно объяснить тем, что вся эта область очень давно находится в сфере растяжения или же представляет собой такую часть планеты, где в основном сохранилась первичная перидотито-базальтовая кора и еще не сформировался гранитный слой (Павловский, 1953). Опускание всех вулканических островов (за исключением внутренних зон крупных Гавайских островов, о. Вити-Леву и некоторых других) и гайотов — древних вулканических гор, срезанных абразией, может быть результатом незначительного векового растяжения или изостатических пропессов (поскольку все вулканические острова характеризуются положительными изостатическими аномалиями силы тяжести и могут рассматриваться как дополнительный груз, положенный на базальтовую оболочку).

Сохраняющаяся на огромной площади простая и однообразная ориентировка вулканических островов или рядов подводных вулканов, такая же ориентировка крупейших разломов (широтная в восточной части и северо-западная в западной части океана), прямолинейность и выдержанность на большой площади простирания магнитных аномалий, связанных с трещинными внедрениями магм различной магнитности, — все это резко отличает внутреннюю впадину Тихого океана от ее обрамления. Благодаря тому, что на этой стороне земного шара толщина коры ничтожна и местами составляет только 2-3 км или даже сходит на нет, мы имеем возможность как бы заглянуть через это «окно» в земной коре в более глубокие слои. Рельеф дна и вулканизм показывают, что стиль тектоники в подкоровых слоях характеризуется большой простотой, прямолинейностью и выдержанностью движений и дислокаций на огромных площадях. Однообразная система напряжений должна была господствовать, например, во всей северо-восточной части Тихого океана, где возникли параллельные друг другу широтные воны разломов Мендосино, Меррей, Кларион и Клиппертон, каждая из которых протягивается на 2000-4500 км в длину, а крайние отстоят друг от друга на 3400 км (Menard, 1955, 1964; Menard, Fisher, 1958). Эти разломы сопровождаются рядами вулканических островов (о-ва Ревилья-Хихедо, о. Клиппертон), и там, где материковая покрышка невелика по площади, как бы «просвечивают» сквозь нее. Так, например, на продолжении разлома Кларион еще А. Гумбольдтом в 1867 г. был отмечен Трансмексиканский широтный разлом, который тянется от островов Ревилья-Хихедо по высокому южному краю нагорья Сьерра-Мадре через вулканы Попокатепетль и Орисава к южному краю Мексиканского залива. Разлом Клиппертон продолжается через подводный вулканический хребет Теуантепек в крупный сдвиг, который пересекает Гватемалу и продолжается в желоб Кайман. На нем расположены вулкан Тахумулько в Гватемале и острова Большой и Малый Кайман в Карибском море (Menard, Fisher, 1958).

Таким образом, все тектонические линии во внутренней части Тихого океана имеют дизъюнктивное происхождение и тесно связаны с вулканизмом, который контролируется в основном этой же системой разломов. Стиль тектоники сильно отличается от того, который характеривует островные дуги и складчатые пояса по периферии Тихого океана с их сложной картиной изгибов и пластического течения масс, участвующих в складчатости и разнородных движениях земной коры. По-видимому, простые системы движений в подкоровых слоях, теснейшим образом связанные с магматическими процессами и разрывами, вызывают в неоднородной по своим свойствам коре гораздо более сложную систему движений и деформаций.

Описанные особенности матматизма Тихоокеанского пояса определенным образом связаны с его металлогенией. Эти особенности металлогенин были указаны С. С. Смирновым, Е. А. Радкевич, М. А. Фаворской и др. В Тихоокеанском поясе различаются внутренняя материковая зона, богатая оловом и вольфрамом, и внешняя, с менышим участием гранитов и большей ролью основных и ультраосновных пород, с месторождениями меди, никеля и др. (Смирнов, 1946). Детальное изучение позволяет выделить более мелкие рудные зоны и пояса, связанные с отдельными структурами в пределах Тихоокеанского пояса (см. фиг. 2; Ициксон и др., 1960).

#### НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Межгорные и краевые прогибы Тихоокеанского пояса, заполненные глаеным образом третичными отложениями, принадлежат к крупнейшим нефтегазоносным провинциям земного шара. Особенно много нефти добывается в Венесуэле (межгорная впадина озера Маракаибо, краевой прогиб бассейна р. Ориноко), в Калифорнии (ряд межгорных прогибов на Тихоокеанском побережье, межгорная депрессия Сан-Хоакин) и других западных штатах США (Уайоминг и др.), в Колумбии (бассейн р. Магдалены), Индонезии (о. Суматра), Японии и на о. Сахалин. Имеются месторождения нефти в Предандийском прогибе Аргентины, Боливии и Перу, в межгорном прогибе и на Тихоокеанском побережье Эквадора и Перу, в краевом прогибе на о. Тайвань. Крупные месторождения асфальта известны на островах Тринидад (краевой прогиб) и Куба, выходы жидкой нефти на островах Новая Каледония, Ява, Целебес, Новая Гвинея, на п-ове Камчатка и в других местах.

Интересной особенностью Тихоокеанского пояса является то, что нефть и газ здесь часто локализуются очень близко от действующих вулканических поясов (о. Ява, Япония, Колумбия) или параллельно термальновулканическим зонам (о. Суматра, Япония, Камчатка, Эквадор). В ряде случаев видна отчетливая связь нефтяных месторождений с крупными разломами, глубоко уходящими в складчатый фундамент. На месторождениях Венесуэлы (Ла Паз, Мара и др.) и Калифорнии (Эдисон, Уилмингтон и др.) крупные запасы нефти сосредоточены в раздробленных изверженных и метаморфических породах складчатого фундамента. В термальных источниках вулканических областей и в газах действующих вулканов нередко отмечается присутствие метана или свободного водорода (Набоко, 1962). Включения жидкой нефти отмечались в продуктах извержения вулканов Толима (Колумбия), Эгмонт (Новая Зеландия), Кракатау (Индонезия). Таким образом, нефтегазоносность Тихоокеанского
нояса имеет ряд особенностей, которые могут служить подтверждением правильности теории глубинного неорганического происхождения углеводородов. Эта теория, уже давно конкурирующая с органической теорией происхождения нефти, завоевывает за последнее время новых сторонников и получает более углубленную разработку (Кудрявцев, 1959, 1962, 1963: Порфирьев, 1960, 1961; Кропоткин, 1955).

Рассмотрим несколько подробнее нефтегазоносность и геотермическую обстановку Японии (фиг. 70) и Камчатки. Ранее были приведены карты. показывающие расположение вулканов и термальных источников Камчатки (см. фиг. 14) и Японии (см. фиг. 25). Связь горячих источников. с зонами, в которых сосредоточены действующие и потухшие четвертичные вулканы, в обоих случаях не вызывает сомнения. Поэтому следует говорить не о вулканических, а о термально-вулканических зонах, имея в виду, что и в тех участках (например, в западном Хонсю в пределах зоны Дайсен), где вулканов нет или они редки, обилие горячих источников указывает на неглубокое залегание еще не остывших магматических тел или на существование разломов, по которым глубинное тепло выносится к поверхности одновременно с миграцией паров и газов. Термалыно-вулканические зоны — это те зоны повышенной проницаемости, по которым наиболее подвижная газовая и жидкая фаза, в том числе пары воды и магматические расплавы, имеют возможность выхода в верхние слои земной коры и на ее поверхность. Различается несколько типов процесса миграции тазов и глубинных вод в верхние слои Земли.

Более высокотемпературный процесс, тесно связанный с магмой или с теми каналами, по которым она проникает к поверхности Земли, характеризуется выделением хлоридно-углекислых фумарольных газов, содержащих Cl, F, CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, N, NH<sub>3</sub>. Несколько более низкотемпературный процесс представляет собой выделение сероводородно-углекислых газов — CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, в которых уже появляется некоторое количество метана. В составе термальных вод также видно это различие. Более высокотемпературными ( $50-100^{\circ}$ ) являются хлоридно-щелочные и сернистоуглекислые термы, содержащие Cl, Na, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, N<sub>2</sub>. Несколько более низкую температуру ( $30-75^{\circ}$ ) обычно имеют углекислые воды, пространственно связанные с термально-вулканическими зонами. Наряду с термальными углекислыми водами имеются холодные углекислые и железисто-углекислые источники, которые лежат на продолжении термально-вулканических зон или вблизи них и связаны, как и предыдущие, с поднятием газов, богатых двуокисью углерода.

Все эти типы вод и газов связаны с миграцией глубинных наиболее подвижных фаз и отличаются тем, что углерод в них связан целиком или преимущественно с кислородом (СО<sub>2</sub>, СО). Зоны, в которых располагаются водные источники и выходы газов перечисленных типов, в основном совпадают с контурами термально-вулканических зон и во всех изученных районах (Кавказ, о. Челекен, Япония, Камчатка) обрамляются зонами сероводородно-метановых и метановых вод, обычно обогащенных CaCl<sub>2</sub> и NaCl (Кропоткин, 1955). Эта кайма метановых хлоридно-щелочных и пидрокарбонатно-хлоридных вод часто является вместе с тем той зоной, в которой локализуются нефтяные и газовые месторождения. Здесь же располагаются грязевые вулканы (Кавказ, Южная Америка и пругие районы). Углерод связан здесь уже не с кислородом, а с водородом; по преобладанию СО<sub>2</sub> или СН<sub>4</sub> могут быть намечены границы зон первого и второго типа. Основываясь на том, что вынос метана и H<sub>2</sub>S имеет место. хотя и в меньшей степени, также и во внутренних термально-вулканических зонах на определенной стадии поствулканического процесса, а хлоридно-щелочные воды представляют собой характерную формацию ювенильных термальных вод в осевых частях термально-вулканических зон, можно предположить, что вынос CH4, H2S, Cl и NaCl является и вс



Фиг. 70. Термально-вулканические зоны и месторождения нефти и горючих газов в Японии

1 — вулканы действующие; 2 — горячие источники; 3 — границы термально-вулканических зон; 4 — месторождения нефти; 5 — месторождения горючих газов (растворенных в воде или связанных с нефтяными залежами); 6 — месторождения горючих газов в угольных месторождениях. Термально-вулканические пояса: I — Тисима, II — Насау, III — Тёкай, IV — Фудзи, V — Норикура, VI — Дайсен, VII — Рюкю

внешней кайме результатом дегазации глубоких частей земной коры или подкоровых слоев. Представления об общем процессе дегазации глубоких недр Земли, который может протекать в более проницаемых зонах земной коры и без связи с магматическими явлениями, обоснованы в ряде работ А. П. Виноградова (Виноградов, 1962), В. Б. Порфирьева и Н. А. Кудрявцева. На Камчатке, в Японии, Колумбии и Индонезии, так же, как и на Кавказе и Ближнем Востоке, очень трудно разграничить пространственно и во времени поствулканические процессы, сопровождаемые такой дегазацией, от тех «холодных» процессов, которые приводят к образованию соленых сероводородно-метановых вод и к формированию нефтяных и газовых залежей, не связанному с магмой и сосредоточенному вокруг термально-вулканических зон. Аномально высокое давление газов, которое отмечается на небольшой глубине, служит еще одним доказательством притока ювенильных глубинных газов в пределах молодых подвижных поясов.

В Японии имеются три продольных вулканических пояса, связанных со структурами Японской дуги и о. Хоккайдо (Насау, Тёкай, Норикура, Дайсен), и поперечный пояс, связанный с грабеном Фосса Магна и дугой о-вов Идзуситито. Они описаны в главе III. Каждый из вулканических поясов сопровождается горячими источниками, которые встречаются как в пределах самих поясов, так и вблизи них (между поясами Насау и Тёкай, в геосинклиналях Уэцу и Синдзи и в других местах). Это позволяет несколько расширить границы термально-вулканических зон; в их пределы включаются тем самым и главнейшие нефтегазоносные районы Японии (см. фиг. 70). На о. Хоккайдо с востока к вулканическому поясу Насау примыкают термальные источники и газовые и нефтяные месторождения Тоётоми (в северной части острова) и газоносные угольные месторождения Юбари и Оюбари около г. Саппоро. Газоносность этих и других угольных месторождений настолько велика, что ее трудно объяснить только естественной дегазацией угля; приходится предполагать участие метана или водорода, поступавшего из более глубоких слоев.

К тому же поясу Насау в южной части о. Хоккайдо примыкают нефтяные месторождения Саппоро и Барадо, расположенные в 40 км к востоку и в 45 км к северу от действующего вулкана Тарумаэ. Главный нефтеносный район Японии, связанный с вулканогенными третичными толщами геосинклинали Уэцу на западном побережье о. Хонсю, отчетливо совпадает с вулканическим поясом Тёкай (район г. Акиты) и зоной горячих источников, лежащей по его западному краю (район г. Ниигаты). Термальные источники, месторождения газа, растворенного в воде, и газоносные нефтяные месторождения, по-видимому, связаны с одним и тем же глубинным разломом и располагаются по нему вперемежку друг с другом. Здесь и в ближайших антиклинальных структурах сосредоточены и нефтяные месторождения, менее богатые газом.

В ноперечном вулканическом поясе, проходящем по грабену Фосса Магна, в 70-80 км к северо-западу от вулкана Фудзияма, находятся термальные источники Камисува и Масутоми и газовое месторождение Сува. У западного края вулканического пояса лежат газовые месторожденяя Симидзу и Яидзу (газ, растворенный в воде) и небольшое нефтяное месторождение в префектуре Сидзуока, а к востоку от него на низменностях Канто — газовые месторождения Южный Канто и Мобара. Газ растворен здесь в водах артезианского бассейна, сложенного морскими плиоценовыми отложениями, и местами имеет дополнительное давление. В газе содержится, кроме метана (98%), небольшое количество тяжелых углеводородов. Вода на месторождении Мобара содержит много йода, который добывается в больших количествах одновременно с получением газа из рассола на этом месторождении.

На о. Кюсю газовые месторождения располагаются в 30-50 км от границ вулканических поясов Дайсен и Рюкю. В газовом угольном месторождении Дзёбан и на восточном побережье о. Хонсю обилие газа сочетается с присутствием горячих вод ювенильного происхождения.

В целом замечается пространственная связь нефтегазоносности с теми зонами, которые лежат вблизи вулканических поясов; в этих зонах отсутствует современная вулканическая деятельность, но проявляются процессы выноса термальных вод, генетически близкие к поствулканической деятельности, наблюдаемой в пределах вулканических поясов. Однако нет оснований связывать здесь формирование нефти и газа непосредст-

венно с вулканической деятельностью, как это делает Н. А. Кудрявцев. Намечается лишь общность процесса подъема жидких и газообразных соединений из глубоких недр, который протекает в довольно широких зонах повышенной проницаемости земной коры. В осевой части таких зон — вулканических поясах — этот процесс идет более напряженно и выражается в подъеме магмы, паров воды и углекислого газа. По краям зон он ослабевает и роль вулканических процессов сходит на нет. Главное значение здесь приобретает миграция нагретых соленых вод и углеводородов. Эти окраинные части зон повышенной проницаемости, расположенные обычно в 30-100 км от вулканических поясов, как раз и являются местом локализации нефтяных и газовых месторождений. Одновременно с этим ослаблением напряженности процесса миграции глубинных газовожидких фаз происходит изменение относительной роли галоидов. Фтор характеризует высокотемпературный процесс (фумарольные газы — F. Cl), хлор (Cl, NaCl) — все звенья процесса, бром и йод — более ниэкотемпературный процесс, ассоциирующийся с поднятием углеводородов.

Эти переходные звенья между процессами вулканическими (с углекислотой, фтором, бором и пр.) и процессами «холодной» миграции газов (углеводороды, азот и др.) и минерализованных ювенильных вод, содержащих хлор, бром и йод, можно заметить также и в тех процессах, которые характеризуют миграцию серы. Сера выносится из недр земли в составе H<sub>2</sub>S при вулканических, поствулканических и холодных процессах ее миграции. Частично она окисляется с образованием сульфатов. Для зон, богатых углеводородами, особенно характерно присутствие сероводорода у границ с термально-вулканическими поясами. Месторождения серы приурочены либо к вулканическим образованиям, либо к осадочным породам, в которых ее накопление связано с восстановлением сероводорода при гидрохимических реакциях и в результате жизнедеятельности бактерий (Порфирьев, 1961). Так же, как и углеводороды или свободный водород, сероводород является продуктом реакций, протекающих в восстановительной обстановке, которая характерна для глубоких недр Земли, в отличие от окислительной обстановки, преобладающей в верхних слоях Земли и в водных бассейнах.

Нефтяные месторождения в Колумбии, расположенные в долине р. Магдалены (месторождения Ла-Сира, Веласкес, Тпбу), также лежат волизи термально-вулканического пояса. Они являются вместе с тем одним из ярких примеров генетической связи нефтяных залежей с глубокими недрами, с фундаментом складчатого сооружения (Кудрявцев, 1959). Термально-вулканический пояс протягивается в зоне Центральной Кордильеры западнее долины р. Магдалены. Вулканы Руис и Толима располагаются в той части вулканического пояса, которая лежит несколько южнее зоны нефтяных месторождений грабена р. Магдалены. В выбросах вулкана Толима, как уже говорилось, были отмечены включения жидкой нефти. Месторождение Веласкес залегает в 20 км от выходов кристаллических пород фундамента в пресноводных (озерных и речных) верхнетретичных отложениях, покрывающих фундамент. Образование нефти в той обстановке, которая существовала во время седиментации и позже, в данном случае исключается, так как эта обстановка была окислительной, а не восстановительной. Залежи нефти имеются в нижних горизонтах осадочной толщи, отдельные выходы нефти известны у поверхности в зоне контакта осадочных пород с кристаллическим фундаментом. По-видимому, нефть мигрировала в осадочные породы из фундамента по трещинам, ограничивающим грабен. Характерно, что как нижние горизонты осадочной толщп, имеющей пресноводное (речное) происхождение на месторождении Веласкес, так и известняки на месторождении Тибу содержат очень соленую воду (минерализация 46,7 г/л). Соленые воды связаны скорее всего с выносом хлоридов при низкотемпературном гидротермальном процессе миграции паров, ювенильных вод и солей, сопутствовавшем миграции углеводородов<sup>1</sup>.

На о. Куба нефть и крупные месторождения твердых битумов (асфальта) связаны с интрузиями змеевиков. Эта связь, по всей вероятности, объясняется тем, что имеющиеся здесь глубинные разломы послужили путями движения ультраосновной магмы, а затем ювенильной воды и водорода. Вода и водород в большом количестве присоединяются к оливину при его серпентинизации. По-видимому, в дальнейшем эти же разломы явились путями миграции углеводородов глубинного происхождения.

Переходя к Камчатке и Корякскому нагорью, мы видим ряд особенностей в локализации известных здесь нефтепроявлений, газов, термальных источников и минерализованных вод, напоминающих то, что известно в других районах Тихоокеанского пояса (см. фиг. 14). Имеющиеся материалы по проявлениям нефтеносности и газоносности этого районая приводятся в недавно опубликованной сводке по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности Камчатки (Васильев и др., см. главу II) и в статьях В. Н. Верещагина и Г. К. Невского (Верещагин, Невский, 1959) и Ю. Б. Гладенкова (Гладенков, 1962).

Известные на Камчатке выходы жидкой нефти на р. Богачевке и на р. Третьей лежат в пределах Восточно-Камчатского прогиба, между термально-вулканическими поясами Восточно-Камчатского антиклинория и прибрежных антиклинальных поднятий (Кроноцкий полуостров). Здесь же известны выходы горючих газов, повышенная микробитуминозность в породах и выходы сероводородных газов, которые прослеживаются дальше на север по западному краю прогиба у границы термально-вулканической зоны Восточно-Камчатского антиклинория до северного побережья Кроноцкого залива (Татьянинская структура).

По всей этой зоне встречаются холодные источники с гидрокарбонатнохлоридно-кальциевой и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой минерализацией, тогда как в пределах термально-вулканических зон появляются горячие источники с хлоридно-щелочной минерализацией. Гидрохимически и по температурной характеристике вод все эти типы источников связаны между собой рядом переходных звеньев.

Другие районы, в которых наблюдаются признаки нефтегазоносности в такой же близости к термально-вулканическим поясам, — это Центрально-Камчатский прогиб и некоторые части Западно-Камчатского прогиба. В южной части Центрально-Камчатского прогиба у с. Пущино известен сероводородный источник, воды которого характеризуются высоким бромиодным коэффициентом, типичным для вод нефтяных месторождений. Южнее, у западного края термально-вулканического пояса, связанного с антиклиналью южной Камчатки, по притокам р. Опалы у Саванских горячих ключей имеются выходы газа, содержащего 74% СН4 и 2,8% тяжелых углевопородов. В 100 км южнее имеются выходы хлоридно-щелочных и сульфатных горячих вод, содержащих в составе растворенных газов заметное количество метана - 5.5% в Южно-Камбальных источниках, 9,2-15% в Сивучинских, 19,5% в Озерновских, 24,8% — в Нижне-Кошелевских источниках. В некоторых из фумарольных терм южной Камчатки выделяется сероводород (45% в газах Паужетских источников).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Хотя хлориды глубинного происхождения (с Br, J) сопутствуют миграции углеводородов и весьма характерны для вод нефтегазоносных районов, мы не считаем возможным объяснять генезис залежей соли, как это делают В. Б. Порфирьев и Н. А. Кудрявцев, отложением солей из ювенильных вод. Концентрация солей в этих водах недостаточна для осаждения хлоридов и гипса. Эвапориты в осадочных породах во всех или почти всех случаях имеют осадочное происхождение и тяготеют к аридным климатическим зонам соответствующего времени.

На севере имеется ряд нефтепроявлений в препелах Западно-Камчатского прогиба. Некоторые из них располагаются не очень далеко от термально-вулканического пояса, связанного с геоантиклиналью Камчатско-Корякского срединного хребта. Это жидкая нефть в пустотах жеод халцедона к северу от бухты Подкагерной, рассеянная битуминозность и включения твердых битумов типа асфальта в бассейне р. Пустой и на побережье от бухты Подкагерной до Рекиникской губы, нефть и газ в скважинах на Воямпольской, Точилинской и Хромовской площадях Тигильского района. горючие газы с тяжелыми углеводородами к западу от г. Балаганчик в Быстринском районе. На Курильских островах имеется интересный пример, когда характерный для нефтеносных районов геохимический комплекс — хлорилно-шелочные воды (NaCl — около 4 г/л) с бромом (3,4 мг/л) и метаном (21,8% в составе газа) имеет несомненно вулканическое происхождение. Это главный источник Горячего пляжа на о. Кунашир; температура воды в нем 101°. Из элементов несомненно ювенильного происхож зения в нем присутствуют фтор  $(4.6 \ mc/a)$ , мышьяк, бор и пр.

Основываясь на сравнении с нефтегазоносными районами других частей Тихоокеанского пояса, можно думать, что на Камчатке и в области Корякского нагорья наиболее перспективными для поисков нефти и газа являются те части прогибов, заполненных третичными отложениями, где появляются термальные источники, сероводородные газы и хлориднощелочные воды. В прогибах Пенжинском, Западно-Камчатском (в его северной части и в южной части — в бассейне рек Опала и Озерная), Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском эти зоны вплотную примыкают к границам термально-вулканических поясов. Местами возможно, как в северной Японии, даже частичное перекрытие термально-вулканических и нефтегазоносных поясов по площади. К числу таких районов. где можно ожидать нахождения нефти в отложениях, дислоцированных менее сложно, чем в районе р. Богачевки, относятся Усть-Камчатский район и южная часть Запално-Камчатского прогиба. В Вывенском (Вывникском) прогибе известны хлоридно-щелочные минеральные источники с запахом бензина (реки Альховаям, Лигинмываям) на побережье залива Корфа и битумы в породах, пронизанных прожилками кальцита (п-ов Говена). Этот прогиб, по-видимому, также должен быть отнесен к числу структурных зон, наиболее перспективных в отношении поисков нефти и газа.

До сих пор поисковые работы на нефть на Дальнем Востоке планировались без учета того факта, что нефтегазоносные зоны в молодых подвижных поясах тяготеют к окраинам термально-вулканических поясов, примыкая к ним, а иногда даже частично перекрываясь с периферическими зонами этих поясов. При оценке перспектив нефтегазоносности вулканизм этих поясов рассматривался как отрицательный фактор. Между тем более внимательное изучение особенностей локализации нефти и газа в Тихоокеанском поясе, так же как и на территории Кавказа, Италии (нефть рядом с вулканом Этна) и других частей Средиземноморско-Гималайского пояса, показывает, что при направлении поисков нефти следует учитывать закономерности, указывающие на локализацию нефтегазоносных зон поблизости от термально-вулканических поясов.

# ЛИТЕРАТУРА

#### Введение, глава I и заключение (общие вопросы)

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. І. Изд. З. М. – Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М. Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11. Беляевский Н. А., Федынский В. В. Изучение глубинных недр Земли и за-
- дачи сверхглубокого бурения.— Сов. геол., 1961, № 12.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Бубнов С. Н. Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 1.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах Прибайкальских землетрясений.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Верещагин В. Н., Невский Г. К. Перспективы нефтегазоносности Корякско-Анадырского района Охотской нефтегазоносной области. -- Труды ВНИИ-І. Геология, 14, вып. 52, Магадан, 1959.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, серия геол. 1962, № 11.
- Гладенков Ю. Б. Нефтепроявления нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 9.
- Горшков Г. П. К петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Горшков Г. П. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Гортков Г. П. К петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 98. Гутенберг Б. Внутреннее строение Земли. М., ИЛ, 1949.

- Гутенберг Б. Внутреннее огромым зам. та., то., тот. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948. Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развития земной коры.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 4.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. -- Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- И циксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геол., 1964, № 1.
- Ициксон М. И., Кормилицын В. С. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. - Геол. рудных м-ний, 1960, M 1.

- Краус Е. О характере новейких движений в Альпах. В кн.: Живая тектоника. М., ИЛ, 1957.
- Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока, Л. М., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд-во, 1932.
- Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов. Сов. геол., 1940, № 9.
- Кропоткин П. Н. Основные проблемы энсргетики тектонических процессов.-Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. І. М., Изд-во АН CCCP, 1954.
- Кропоткин П. Н. Проблема происхождения нефти. Сов. геол., 1955, сб. 47.
- Кропоткин. П. Н. Основные черты неотектоники Камчатки, Корякского хребта, Курильских островов и ближайших частей Тихого океана и Охотского моря. В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961а.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— Сов. геол., 1961б, № 5.
- Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. В кн.: Строение и развитие земной коры. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Кропоткин П. Н., Трапезников Ю. А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорости дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с тектоническими процессами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 11.
- Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника Северо-Востока Азни. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса. 1937, 2, М., ОНТИ, 1939.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М., Изд-во МГУ, 1958.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 11. Гималайский и альпийский орогенез. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Кудрявцев Н. А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 142.
- Кудрявдев Н. А. Современные данные о глубинном происхождении нефти. Труды Ин-та геол. полезных ископ. АН УССР, 1962, 5.
- Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтеносность. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1963, вын. 215.
- Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Маак Р. К. К палеогеографии Гондваны. В кн.: Труды 21 сессии Международного геологического конгресса, вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение северо-востока СССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, 1, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Мишарина Л. А. О напряжениях в очагах землетрясений Атлантического океана. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 10.
- Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. МОИП. отд. геол., 1957, 32, вып. 5.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. — Сов. геол., 1962, № 1. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН
- АН СССР, 1963, вып. 79.
- Обручев В. А. Геология Сибири, 1-3. М.- Л., Изд-во АН СССР, 1935-1939.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 1.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период 5-ый. Вып. 7-8. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники северо-восточной Азии.— Проблемы Советск. геол., 1934, 3, № 6-7.
- Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. В кн.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. І. М.— Л., Изд-во AH CCCP, 1938.
- Островные дуги. Сборник статей. М., ИЛ, 1952.
- Павловский Е.В.О некоторых общих закономерностях развития земной коры.--Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Палеомагнетизм. Сборник статей. М., ИЛ, 1962.
- Панов Д. Г. Происхождение материков и океанов. М., Географгиз, 1961.

- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разло-мов. Статья 2.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Проблемы современной тектоники. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 7.
- Порфирьев В. Б. Новые представления в области нефтяной геологии. В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 2. Киев, Изд-во АН УкрССР, 1960.

Порфирьев В. Б. О природе нефти. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 7-8. Проблемы перемещения материков. Сборник статей. М., ИЛ, 1963.

- Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.--Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 28.
- Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Пущаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960б, № 9. Святловский А. Е. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектониче-
- ской структуре полуострова.— Сов. геол., 1960, № 3.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, **№** 2.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области, Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1958.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.- Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 4960.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л. М., ГОНТИ, 1938.
- Тихий океан. Географическая карта. М-б 1:25 000 000. М., Изд-во ГУГК МГОН СССР. 1963.
- Удинцев Г. Б. О рельефе дна западной части Тихого океана. В кн.: Океанологические исследования, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана. В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3. Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Юж-
- ных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз. 1963, № 5.
- Хаин В. Е. Основные этапы развития земной коры (в пределах современных материков). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 1.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Херасков Н. П., Давыдова Т. Н. и др. Геология Буреинского бассейна. М. Л., ГОНТИ. 1939.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.-В кн. Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана, ч. 1. М., ИЛ., 1962.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — Изв. высш. учебных завед., серия геол., и разведка, 1960. **№** 11.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Штилле Г. Циркумтихоокеанские складчатости в пространстве и времени. В кн. Ганс Штилле. Избранные труды. М., Изд-во «Мир». 1964.
- Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure additional evidence from seismology.— Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65, N 5.
- Benioff H. Circum Pacific tectonics. In «The mechanics of faulting...» (a Simposium).— Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1959, 20, N 2.
- Blundell D. J. The paleomagnetism of some igneous rocks from Antarctica .-- Polar Rec., 1961, 10, N 67.
- ChubbL. T. The structure of the Pacific Basin.— Geol. Mag., 1934, 71, N 841.
- Continental drift. A symposium. Hobart, Tasmania, 1958.
- Continental drift. S. K. Runcorn (Ed.). N. Y.- London, 1962.
- The Crust of the Pacific Basin. X Pacific Sci. Congr. Honolulu, 1961. Geophys. Monograph. Richmond, 1962, N 6.
- Daly R. A. The floor of the ocean. Chapel Hill, Univ. North Carolina, 1942.

- Dietz R. S. Marine geology of Northwestern Pacific.- Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65. N 12.
- Dietz R. S. Continent and ocean basin. Evolution by spreading of the sea floor.-Nature, 1961, 190, N 4779.
- Doell R. R., Cox A. Paleomagnetism. Advances Geophys., 1961, 8.
- Ewing J., Ewing M. Seismic refractions measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea. – Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 3.
- Fisher R. L., Norris R. M. Bathymetry and geology of Sala y Gomez, Southeast Pacific. — Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 4. Hamilton E. Sunken islands of the Mid Pacific Mountains.— Mem. Geol. Soc. Ame-
- rica, 1956, N 64. Hamilton E. Ocean basin ages and amounts of original sediments.— J. Sediment.
- Petrol., 1960, 30, N 3.
- Hamilton W. Origin of the gulf of California.- Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72. N 9.
- Hess H., Maxwell J. C. Major structural features of the South-West Pacific: a preliminary interpretation of H. O. 5484, bathymetric chart, New Guinea to New Żealand.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2, New Zealand, 1953.
- Honda H. The mechanism of the earthquakes. In «The mechanics of faulting...»
- (a Symposium). Ottawa, 1959. Publs Domin. Observ. Ottawa, 1959, 20, N 2. Irving E., Robertson W. A., Stott P. M. The significance of paleomagnetic results from Mesozoic rocks of Eastern Australia. J. Geophys. Res., 1963, 68, N 8.
- Kawai N., Kume S., Ito H. Study of magnetization of the Japanese rocks. J. Geomagnetism and Geoelectricity, 1962, 13, N 3-4, Tokyo.
- King L. The morphology of the Earth. Edinburgh London, 1962.
- Kobayashi T. The Akiyoshi and Sakawa orogeneses on the south-western side of the Pacific Basin.- Japan. J. Geol. and Geogr., 1949, 21, N 1-4.
- Kobayashi T. The insular arc of Japan, its hinter basin and linking with the Peri-Tunghai arc.— Proc. 8-th Pacific Congr., 2-A, Philippines, 1956.

- Kraus E. G. Fünfzig Jahre Unterströmungs-Theorie.—Geologie, 1958, Jg. 7, H. 3—6.
  Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
  Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. Volcanol., ser. 2, 1959, 20.
- Menard H. Deformation of the North-Eastern Pacific Basin and the west coast of North America.- Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 9.
- Menard H. Development of median elevations in ocean basins.-Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 9.
- Menard H. The East Pacific rise .-- Science, 1960, 132, N 3441.
- Menard H. Marine geology of the Pacific. N. Y.- London, 1964.
- Menard H., Dietz R. S. Mendocino submarine escarpment. J. Geol., 1952, 60. N 3. Menard H., Fisher R. L. Clipperton fracture zone in the North-Eastern Equatorial Pacific.- J. Geol., 1958, 66, N 3.
- Nairn A. E. (Ed.). Descriptive palaeoclimatology. N. Y.- London, 1961.
- Raff A. D. Further magnetic measurements along the Murray fault.— Geophys. Res., 1962, 67, N 1. Runcorn S. K. Towards theory of continental drift.— Nature, 1962, 193, N 4813. Scheidegger A. E. The tectonics of Asia in the light of earthquake fault-plane
- solution.-- Publs. Domin. Observ. Ottawa, 1960, 24, N 10.
- Stauder W., Udias A. S-wave studies of earthquakes of North Pacific. Pt 2. Aleutian islands.- Bull. Seismol. Soc. America, 1963, 53, N 1.
- Stille H. Geotektonische Probleme des pazifischen Erdraumes.- Abhandl. Preuss. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1944, Ĥ. 11.
- Stille H. Einiges über die Weltozeane and ihre Umrahmungsräume.- Geologie, 1953, 7, N 3-6.
- Vening Meinesz F. A. The difference of the tectonic development of the east and the west side of the Pacific.- Proc. Koninkl. Nederl. akad. wet. B, 1960, 63, N 1.
- Weeks L. G. Geologic architecture of circum Pacific.-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 42, N 2.
- Weertman J. Mechanism for continental drift. J. Geophys. Res., 1962, 67, N 3.

Wilson J. T. Hypothesis of Earth's behaviour.- Nature, 1963, 198, N 4884.

# Глава II. Корякское нагорье, Камчатка, Курилы, Сахалин и Охотское море

Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при работах по глубинному сейсмическому зондированию в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.

- Адексейчик С. Н. Схема тектонического районирования Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5.
- Алексейчик С. Н. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней острова Сахалина.— Сов. геол., 1962, № 12.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д. и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол. развед. ин-та, 1963, вып. 217.
- Архангельский, 1941 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Архангельский, Шатский, 1933 см. лит. к введению, гл. I и заключению
- Балакина, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геол., 1960, № 10.
- Беляевский. Федынский, 1961 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Богидаева М. В., Матвеенко В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР).-Труды ВНИИ-І. Геология, вып. 59. Магадан, 1960.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Бушуев М. И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. — Труды науч. исслед. ин-та геол. Арктики, 1954, 62. Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др. Некоторые резуль-
- таты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1. Вергунов Г. Н. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архи-
- пелага.— Труды Сахалинск. комплексн. науч.-исслед. ин-та, 1961, вып. 10.
- Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. Плиоценовые отложения Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, 152, № 6.
- Верещагин В. Н., Михайлов А. Ф. Материалы к стратиграфии мела Корякско-Камчатской складчатой области.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13.
- Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности.— Сов. геол., 1958, № 5.
- Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР, 1957. Магадан, 1959.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геол., 1963, № 6.
- Вялов О. С. Схема тектоничного поділу Камчатки.— Доп. АН УРСР, 1952, № 6.
- Гальцев-Безюк С. Д., Сычев П. М. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. – Геол. и геофизика, **1963**, № 3.
- Геологическая карта Камчатки. Объяснительная записка. Под ред. А. Н. Заварицкого. М., Изд-во АН СССР, 1941.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Геология Корякского нагорья. Сборник статей. М., Госгортехиздат, 1963.
- Гладенков Ю. Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье).-- В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.
- Гладенков Ю. Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. В кн.: Кайнозойские складчатые зоны периферии Тихого океана. Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 113.
- Горшков, 1963а см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Горячев А. В. Основные закономерности геотектонического режима Курило-Камчатской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 1.
- Горячев А. В. Структурно-тектонические районы Камчатки и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 4.
- Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки. Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, 1935, вып. 72.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность восточной Камчатки. Гостоптехиздат, 1955.
- Дибров В. Е. Сейсмотектоническое районирование Сахалина.— Докл. АН СССР, 1957, 113, № 4.

- Дитмар А. В. О новом выходе триасовых отложений в центральной части Корякского хребта. — Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики. Сборник статей по палеонтол. и биостратигр., 1960, вып. 20.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Гостоптехиздат, 1955.
- Егиазаров Б. Х. Основные черты геологического строения северо-западных склонов пентральной части Корякского хребта.— Информ. бюлл. Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1959, вып. 14. Егиазаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.
- В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгортехиздат, 1963.
- Егпазаров Б. Х., Закржевский Г. А. Кайнозойский вулканизм восточной части Корякского нагорья. — Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1960, 114.
- Егиазаров Б. Х., Русаков И. М. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Жамойда А. И., Липман Р. Х., Михайлов А. Ф., Титов В. А. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, 81.
- Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестн. АН СССР, 1946. № 1.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1955. вып. 10.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводном части Курило-Камчатской дуги. В кн.: Океанологические исследования, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зенкевич Н. Л. Рельеф дна северной части Японского моря. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна Японского моря. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Зенкевич Н. Л. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, 45.
- Исследования по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., Гостоптехиздат, 1961. Кайгородцев Г. Г. О природе известняковых утесов в бассейне р. Ваеги. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1963, вып. 16.
- Канаев В. Ф. Новые данные о рельефе дна западной части Тихого океана. В ки.: Океанологические исследования. МГГ, № 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Происхождение донного рельефа Дальневосточ-ных морей.— Труды ин-та геол. АН ЭстССР, 1961, № 8.
- Кленова М. В., Гершанович Д. Е. Японское море как современная геосин-клиналь.— Докл. АН СССР, 1951, 77, № 6. Козырев В. Д., Гринберг И. Г., Кузина И. Н., Жидкова Л. С. Геологиче-
- ское строение и газонефтеносность южной части Сахалина.- Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1960, вып. 156.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зопы Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Красный Л. И. Схема структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений. — Докл. АН СССР, 1956, 107. № 1.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и гепетическая связь оруденения с интрузиями. — Сов. геол., 1957, сб. 58.
- Кропоткин, 1954, 1961а см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР.— Материалы по изуч. Охотско-Колымск. края, серия геол. и геоморфол., 1936, вып. 3.
- Лавров В. М. Геологическое строение материковой отмели западного побережья Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1961, 136, № 4.
- Мельников О. А. К вопросу геотектонического районирования о. Сахалина.-Труды Сахалинск. комплексн. науч.-исслед. ин-та, 1962, вып. 12.
- Миклухо-Маклай А. Д., Ершов Ю. П. Об установлении верхнепермских морских отложений в Корякском хребте. – Науч. докл. высш. школы, 1959, № 2.
- Миклухо-Маклай А. Д., Русаков И. М. Комплексы фораминифер палеозоя Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 6.
- Милашин А. П. О тектоническом районировании Сахалина в свете данных геофизических исследований.— Геол. и геофизика, 1960, № 9.

- Михайлов А. Ф. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Михайлов А. Ф. Палеозойские и средне-, нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., 1961.
- Михайлов А. Ф., Кочеткова А. Д. О триасовых отложениях Пенжинского кряжа.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, 1958, № 12.
- Мокроусов В. П. Новые данные по стратиграфии метаморфизованных толщ южной части Срединного хребта полуострова Камчатка.- Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959. 35, вып. 2
- Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. Некоторые вопросы геологического строения и нефтеносности Южной Камчатки.— Сов. геол., 1958, № 11.
- Мокроусов В. П., Толстихин О. Н. О тектонике Южной Камчатки и Куриль-ских островов. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959, 35, вып. 2.
- Пергамент М. А. Горизонты мела Корякско-Камчатской области. В кн.: Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных страти-графических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. M., 1961a.
- Пергамент М. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Плешаков И. Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. Сов.
- геол., 1938, 8, № 6. Прохоров К. В. О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.
- Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов.-Труды Сахалин. комплексн. науч.-исслед. ин-та, 1961, вып. 10.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.
- Риво т. Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном геологическом строении центральной Камчатской депрессии.— Сов. геол., 1963, № 2.
- Рудич Е. М. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина. -- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. Изд-во АН СССР, 1962.
- Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений восточной части Корякского хребта. – Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1958, 85, вып. 9.
- Русаков И. М., Егназаров Б. Х. Стратиграфия мезозойских отложений южного склова восточной части Корякского нагорья. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959а.
- Русаков И. М., Егиазаров Б. Х. Схема стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хребта. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959б.
- Русаков И. М., Трухалев А. Н. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение — Докл. АН СССР, 1962, 145, № 2.
- Сальников Б. А. Геологическое строение Сахалина. -- Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1963, вып. 17.
- Сальников Б. А., Штемпель Б. М., Громова Н. С. и др. История налеогенового угленакопления на территории Сахалина. — Труды Лабор. геол. угля АН СССР. 1963, вып. 17.
- Святловский А. Е. Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области. Докл. АН CCCP, 1955, 103, № 1.
- Святловский, 1960 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Сергеев К. Ф. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу.— Труды Сахалинск. комплексн. науч.-исслед. ин-та, 1962, вып. 12.
- Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 5.
- Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2. Смехов Е. М. Геологическое строение Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., **1947, № 1**.
- Смехов Е. М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
- Смехов Е. М. О тектонике Сахалина. В кн.: Геология и геохимия, т. I (7). Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Соловьев А. В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина.- Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.

Тектоническая карта СССР, 1957 — см. лит. к введению, гл. І и заключению.

- Тильман С. М., Сосунов Г. М. Некоторые особенности развития Чукотской геосинклинальной зоны в нижнем триасе. — Докл. АН СССР, 1960, 130. № 4.
- Титов В. А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Титов В. А. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. В кн.: Сырьевые ресурсы Камчатской области. М., Изд-во АН CCCP, 1961.
- Тихомиров Л. И., Эрлих Э. Н. Некоторые черты металлогении Камчатки. В кн.: Сырьевые ресурсы Камчатской области. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Тихонов В. И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатка. Докл. АН CCCP, 1959, 127, № 1.
- Тихонов В. И. Ривош Л. А. Новые данные о тектоническом строении Южной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Тихонов В. И., Удинцев Г. Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. — Докл. АН СССР, 1960, 130, № 3. У динцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. — Труды Ин-та океанол. АН
- СССР, 1955, 12. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957. 22
- Удинцев, 1960а, б см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и тектоника дна Дальневосточных морей и смежных районов Тихого океана. В кн.: Океанология, т. І, вып. З. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Устиев, 1959 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Фаворская М. А. Некоторые особенности развития молодого вулканизма Сихотэ-Алиня. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Федотов С. А., Аверьянова В. Н., Багдасарова А. М. и др. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности южных Курильских островов.-Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Хесс, 1952 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Чемеков Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря.— Изв. Всес. геогр. об-ва 1957, 89, № 3.
- Шилов В. Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Шилов В. Н. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. Докл. AH CCCP. 1958. 118. № 1.
- Шилов В. Н. Кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина. В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Штейнберг Г. С., Ривош Л. А., Чирков А. М. Матнитная съемка в районе Авачинской группы вулканов на Камчатке. Геол. и геофизика, 1962, № 2.
- Cates O., Fraser G. D., Snyder G. L. Preliminary report on the geology of the Aleutian Islands.— Science, 1954, 119, N 3092.
- Coats R. R. Reconnaissance geology of some Western Aleutian Islands, Alaska. Washington. 1956.
- Coats R. R. Geologic reconaissance of Semisopochnoi Island Western Aleutian Islands, Alaska. Washington, 1959.
- Coats R. R. Magma type and crustal structure on the Aleutian Arc. In «The crust of the Pacific basin». Geophys. Monogr., N 6. Richmond, 1962 (10 Pacific Science Congress Honolulu, 1961).
- Honda, 1959 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Каwаi, Киme, Ito, 1962 см. лит. к введению. гл. I и заключению.

Menard, 1958 — см. лит. к введению, гл. I и заключению. Menard H. W., Dietz R. S. Submarine geology of the Gulf of Alaska.— Bull. Geol. Soc. America, 1951, 62, N 10. Murray H. W. Profiles of the Aleutian trench.— Bull. Geol. Soc. America, 1945, 56, N 7.

Stille, 1958 — см. лит. к введению, гл. I и заключению. Vacquier V., Raff A., Warren R. Horizontal displacements on the floor of

the Northeastern Pacific Ocean.- Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 8.

# Глава III. Японские острова

Андреева И. Б., Удинцев Г. Б. Строение дна Японского моря по данным исследований экспедиции на «Витязе».— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 10. Архангельский, 1941 — см. лит. к введению, гл. І и заключению.

Безруков, Зенкевич, Канаев, Удинцев, 1958 — см. лит. к гл. II. Бурий И. В. Схема стратиграфии триаса Дальнего Востока. В кн.: Труды Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Тезисы докладов и выступлений. Хабаровск, 1956

- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологип. — Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1960, вып. 13.
- Ватанабе К. Некоторые тектонические проблемы третичных отложений Северной Японии. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгрес-
- са. 1937, 2. М., ОНТИ, 1939. Власов Г. М. Геология и угленосность Хасанского буроугольного месторожде-ния Приморского края.— Труды Дальн.-Вост. науч.-исслед. базы им. В. Л. Комарова, серия геол., 1948, 1.

Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанол., 1955, 12.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.

Гутенберг, Рихтер, 1948 — см. лит. к введению, гл. І и заключению.

Елисеева В. К. Стратиграфия и палеогеография карбона и перми Сихотэ-Алиня.— Сов. геол., 1959, № 5.

Заварицкий, 1946 — см. лит. к введению, гл. І и заключению.

ИрдлиЛ. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.

- Катада М., Исоми Х., Ямада Н. и др. Геология Японских Центральных Альп и их западной площади. Геологическое строение зоны Риокэ.— Реф. журн. Геология, 1963, № 1.
- Кобаяси Т. Мезозойские орогенические и эпейрогенические движения на Япон-ских островах. В кн: Труды 17 сессии Международного геологического кон-гресса, 1937, 2. М., ОНТИ, 1939.
- Кобаяси Т. Современные вертикальные движения в Японии. В кн.: Живая тектоника. М., ИЛ, 1957.
- Коган С. Д. О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1.

Косминская, Зверев, Вейцман и др., 1963 — см. лит. к гл. II.

Корж М. В. Палеогеография триасового периода в Южном Приморье. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32, вып. 6.

Криштофович, 1932 — см. лит. к введению, гл. І и заключению. Криштофович А. Н. Следы погрузившейся суши в Японском море.— Природа, 1933, № 12.

- Кропоткин, 1954 см. лит. к введению, гл. І и заключению. Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Кропоткин П. Н. Япония. Геология и полезные ископаемые. БСЭ. Л., 1957, 49.
- Кропоткин, 1961а, б см. лит. к введению, гл. I и заключению. Кропоткин, Херасков, 1939 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958 см. лит. к ввепению, гл. I и заключению.
- Люстих Е. Н. Тектоника глубоких частей земной коры по гравиметрическим данным.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.— Труды Геофиз. ин-та АН CCCP, 1957, № 38 (165).

Миклухо-Маклай А. Д., Русаков И. М. Комплексы фораминифер палеозоя Корякского хребта.- Докл. АН СССР, 1958, 118, № 6.

- Минато Х. О четвертичном периоде острова Хоккайдо. Катаку, 1955, 25, № 3, с. 108—116. Текст на японск. яз. Реф. журн. Геология, 1958, № 2, № 2218. Нагао Т. Третичный орогенез в Хоккайдо. Япония. В кн.: Труды 17 сессии Меж-
- дународного геологического конгресса, 1937, 2. М., ОНТИ, 1939.
- Отука Я. Палеогеография третичных формаций Японии и прилегающих к ней районов. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса 1937, 1. М., ОНТИ, 1939.
- Руб М. Г. Граниты Гродековского и Марьяновского интрузивных комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности.- Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим., 1956, вып. 3.
- Савченко А. И. Мезозой северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья. Сов. геол., 1961, № 12.
- Тамаки И. Структура земной коры в Японии по годографам сейсмических волн от неглубоких землетрясений. В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959.

Тектоническая карта СССР, 1957 — см. лит. к введению, гл. I и заключению.

- Тихонов В. И. Некоторые особенности тектонического строения Японии. В кн.: Кайнозойские складчатые зоны периферии Тихого океана. Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964. Треварта Г. Япония. М., ИЛ, 1949.
- Тучков И. И. Новая стратиграфическая схема мезозойских отложений нижнего Приамурья.— Изв. высших учеб. завед., геол. разведка, 1960, № 3.
- Удинцев, 1955 см. лит. к гл. II.
- Удинцев Г. Б. Результаты сейсмоакустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от Хоккайдо.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 4.

Удинцев, 1960а, б — см. лит. к введению, гл. I и заключению.

Удинцев, 1961 — см. лит. к главе II.

Хатаэ Н. Геология островов группы Удзи (Удзи-гуюо) и группы Кусагаки (Ку-сагаки-дзима).— Реф. журн. Геология, 1957, № 6.

Хесс, 1952 — см. лит. к введению, гл. I и заключению. Цубои Т. Земная кора и сила тяжести. В кн.: Геологическое строение Японии (симпозиум о строении земной коры). Кагаку, 1956, 26, № 1. Текст на японск. яз. Чжан Чжен, Чжен Цин-да, Забаринский П. П. Нефтяные и газовые ме-

сторождения Китайской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1958.

Bubnoff S. Die Tektonik Japans und der Bau des pazifischen Raumes von Ostasien.- Naturwissenschaften, 1942, 30, H. 38/39.

Crustal structure in Japan.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, N 3.

- Ehara Sh. Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese islands, pt. 1. The Fossa Magna, the Shichito and the Ogasowara salients.- J. Geol. Soc. Japan, 1953, 59. N 692; pt 2. Geotectonics of the Shikoku referred to the Naukai trench and the Naukaido earthquake.- J. Geol. Soc. Japan, 1953, 59, N 698.
- E h a r a Sh. Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese islands, pt 3. Geotectonics of the Kurile Islands with reference to Hokkaido.- J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 701.
- Ehara Sh. Geotectonics of the Pacific with reference to South-Western Japan, pt 1. Distribution of the two tectonic regions in Shikoku, manifesting the Pacific and the Japan Sea movement.-J. Geol. Soc. Japan, 1955, 61, N 717; pt 2. Geotectonics of the Kii peninsula in connection with the subjacent igneous mass, occupying the greater part of it.-J. Geol. Soc. Japan, 1956, 62, N 725; pt. 3. Geotectorics of Central Honshu, the transverse rift (Itoigawa - Nirazaki - Sagaminada shichito deep line) and the principal deep earthquake zone.-J. Geol. Soc. Japan, 1956, 62, N 725.
- E hara S. Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese Islands: geotectonics of Northeastern Honshi. Hokkaido and the Chishima Islands with reference to the Nippon trench and the Cu Chishima deep earthquake zone.— J. Geol. Soc. Japan, 1957, 63, N 737.
- Ehara S. Geotectonics movements in the Pacific under way since the beginning of the Miocene.- J. Geol. Soc. Japan, 1958, 64, N 748.
- Ehara S. Median line of Southwestern Japan, the boundary between both the movements, Pacific and Continental.— J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 774.
- E h a r a S. Geotectonics of the Pacific: geotectonics of the Ryukiu Arcuate Is. and its influence upon the western part of Southwestern Japan.—J. Geol. Soc. Japan, 1960a, 66, N 775
- Ehara S. The Kaikoura diastrophism and the Fossa Magna disturbance.— J. Geogr., Токуо, 1960б, 69, N 5.
- Foster H. L. The stratigraphy of Ishigaki Shima, Ryūkyū Rettō. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400-B.
- F u j i i K. Stratigraphy and geological structure of the Usuki area, Oita prefecture, Kyushu.— J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 709.
- Fujimoto H. Recent studies of the Paleozoic group of Japan.— Internat. Geol. Rev., 1961, 3, N 11.

Geological Atlas of Eastern Asia, scale 1: 2000 000. Tokyo, Geogr. Soc., 1929.

- Geology and mineral resources of Japan. M. Saito, K. Hashimoto. Kawasaki-shi (Eds.). 1956.
- Gorai M. Brief note on the metamorphic zones of Japanese islands.- Sci. Rept. Yokohama Nat. Univ., sec. 2, 1954, N 3. Hall R. B., Watanabe A. Landforms of Japan. Michigan Acad. Sci. Papers, 1933, 18
- также опубликовано в Papers Geography, 1933, 3.
- Hamada T. Gotlandian stratigraphy of the outer zone of Southwest Japan.-J. Geo Soc. Japan, 1959, 65, N 770.

Hamada T. The middle Palaeozoic group of Japan, and its bearing on her geological history.- J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, 1961, 13, pt 1.

- Hanzawa S. Topography and geology of the Riukii islands.- Sci. Rept Tohoku Imp. Univ., ser. 2 (geol.), 1935, 17.
- Hanzawa S., Hatai K., Iwai J. a. oth. The geology of Sendai and its environs.-Sci. Rept Tohoku Univ. ser. 2 (geol.), 1953, 25.
- Harada T. Versuch einer geotektonischen Gliederung der Japanischen Inseln. Tokyo, 1888,
- Hasegawa J. Note on the geological structure of the Akiyoshi plateau, SW Honshu.-Earth Sci., 1958, N 39.
- Hashimoto W. Considerations on the geological history of the Yezo-Saghaliene geosynclinal area. In «Jubilee publication in the commemoration of prof. H. Fujimoto sixtieth birthday». Tokyo, 1958.
- Hatakeyama A. Neogene formations in the eastern part of Honjo Basin, Akita Prefecture .--- J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 704.
- Hayama Y. Gneissose garnet amphibolites accompanied by the Mitaki igneous rocks in the Kurosegawa zone of Shikoku.- J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 761,

- Hayasaka I. The Japanese Carboniferous.— Rept 16 session Internat. Geol. Congr. 1. Washington, 1936.
- Hayasaka I., Minato M. Palaeozoic of Japan. Compt. rend. 19 session Congr. géol.
- internat., fasc. 13. Alger, 1954. Heiskanen W. Catalogue of the isostatically reduced gravity stations. Helsinki,
- Honda, 1959.— см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Igo H. First discovery of non marine sediments in the Japanese carboniferous.- Proc. Japan Acad. Tokyo, 1960, 36, N 8.
- I i j i m a A. On relationschip between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous and Tertiary formations in Central and Southeastern Hokkaido, Japan.-J. Univ. Tokyo, Fac. Sci., sec. 2, 1959, 11, pt 4.
- Imai H., Saito N., Hayashi S. a. oth. The absolute age of the granitic rocks in the Miyako-Taro district, Iwate Prefecture.— J. Geol. Soc. Japan, 1960, 66, N 777.
- I m a m u r a G. Past glaciers and the present topography of the Japanese Alps.— Sci. Rept Tokyo Bunrika Daigaku, 1937, 2, N 7.
- Imanishi Sh. Geology of the Akan district, Akan-gun, Kushiro province, Hokkaido, Japan.— Tohoku Univ., Inst., Geol. and Paleontol., Contribs, 1953, N 44.
- Inoue E. Land deformation in Japan. Bull. Geogr. Surv. Inst., 1960, 6, pt 2-3.
- Ishizaki K. Stratigraphical and paleontological studies of the Onogahara and its neighbouring area, Kochi and Ehime prefectures, Southwest Japan. Sci. Repts, Tohoku Univ., ser. 2 (geol.), 1962, 34, N 2
- Kanamori H. Study on the crust-mantle structure in Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1963, 41, pt 4.
- Kanehara N. The geology and mineral resources of the Japanese Empire. Tokyo, 1926.
- Kano H. Fracture system and lineations in the Taro-Nakazato district, Iwate Prefecture, Northwestern Japan. - J. Geol. Soc. Japan, 1959a, 65, N 764.
- Kano H. On the pebbles of metamorphic rocks found on the Usuginu-type conglomerates and their geologic significance. J. Geol. Soc. Japan, 19596, 65, N 765. Kano H., Nakazawa K., Igi J., Shiki T. On the high grade metamorphic rocks
- associated with the Yakuno intrusive rocks of the Maizuru zone.-J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 764.
- Kanuma M. Stratigraphical and paleontological studies of the southern part of the Hida Plateau, and the north eastern part of the Mino Mountainland. In «Jubilee publication in the commemoration of prof. H. Fujimoto sixtieth birthday». Tokyo, 1958.
- Kaufmann G. F. Productive and prospective petroliferous zones within tectonic framework of Japan, and adjacent areas.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43, N 2
- Kawai M. Late mesozoic crustal movements in the Hida Plateau Central Honshu, Japan.- Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, 1961, 11, N 3.
- Kawai N., Ito H., Kume S. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc. London, 1961, 6, N 1.
- Каwai, Kume, Ito, 1962. см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Kimura T. The discovery of a low angle thrust along the Mikabu line in Eastern Kii
- peninsula, Western Japan J. Earth. Sci. Nagoy Univ., 1954, 2, N 2. Kimura T. The geological structure and the sedimentary facies of the Chichibu Group in the Eastern Kii peninsula, a contribution to the geotectonic study of Southwest Japan.- Sci. Papers Tokyo Univ. Coll. Gen. Education, 1957, 7, N 2.
- Kimura T. A sharp bent on the Median tectonic line and its relation to the Akaishi tectonic line. Tectonic significances yielded by lateral faults.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1959, 30.
- Kimura T. The Akaishi tectonic line in the eastern part of Southwest Japan.— Japan J. Geol. and Geogr., 1961, 32, N 1.
- Kishimoto Y. Seismometric investigation on the Earth's interior. Pt 2. On the structure of the Earth's crust.- Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, A, 1955, 27, N 3.
- Kishimoto Y., Kamitsuki A. On the structure as deduced from fore-runner analysis.- J. Seismol. Soc. Japan, 1957, 9, N 4.
- Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japa-
- nese islands.— J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, sec. 2, 1941, 5, pt 7. Kobayashi T. Geologic structure of Shikoku Island, typical of the outer zone of Southwest Japan.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2. Wellington, 1953.
- Kobayashi T. Tectonic development of Korea.- Compt. rend. 19 session Congr. géol. internat., sec. 13, fasc. 14. Alger, 1954.
- Kobayashi, 1956а см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Kobayshi T. The triassis Akiyoshi orogeny. In «Geotectonisches Symposium zur Ehren von Hans Stille». Stuttgart, 19566.

- Kotô B. Morphological summary of Japan and Korea .-- J. Geol. Soc. Japan, 1915, 22, N 265, 267.
- Kotô R. The Rocky Mountain Arcs on Eastern Asia.— Fac. Sci. Univ. Tokyo, ser. 2, 1931, 3, pt 3.
- Kozima N. On the Hayama Group of the Miura peninsula, Kanagawa Prefecture, South Kanto, Japan.- J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 700.
- Makiyama J. The Neogenic stratigraphy of the Japan islands.- Proc. 6-th Pacific
- Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc., 1. California, 1940.
   Massae O. A brief note on the tectogenesis of the tertiary system in the Northeastern Honsyu, Japan. In «Jubilee Publication in the commemoration of prof. H. Fijimoto sixtieth birthday». Tokyo, 1958.
- Matsumoto T. Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan, pt 1.- Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, 1942, 1, N 3.
- Matsumoto T. The Late Mesozoic geological history in the Nagato Province, Southwest Japan. Japan. J. Geol. and Geogr., 1949, 21, N 1-4.
- Matuyama M. Gravity survey by the Japanese Geodetic Commission since 1932.-Trav. Assoc. Géodes. Union, Géodes. et Géophys. Internat. Rapp. généraux. Paris, 1938, 13, fasc. 2.
- M a tu z a w a T. On the crustal structure in North-east Japan by explosion seismic ob-servations.— Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1959, 37, N 1.
- Matuzawa T., Matumoto T., Asano S. On the crustal structure derived from observations of the second Hokoda explosion.— Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1959, 37, N 3.
- Matuzawa T., Matumoto T., Asano S. The crustal structure as derived from
- observations of the second Hokoda explosion.— J. Seismol. Soc. Japan, 1960, 13, N 2. Miller J., Shido F., Banno S., Uyeda S. New data on the age of orogeny and metamorphism in Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1961, 32, N 1.
- Minato M. Zur Orogenese und zur Vulkanismus in Jungern Palaeozoikum der Kitakami-Gebirges, Honshu, Japan.- J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. 4, 1950, 7, N 3.
- Minato M. On the age of metamorphic complex in the Japanese Islands .- Proc. Japan. Acad. Tokyo, 1957, 33, N 10.
- Minato M., Takeda H., Hashimoto T., Kato M. On the volcanic rocks in the Japanese Paleozoic.- J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 762, 763.
- Mitsumo Ch. Outline of the Sangun metamorphic zone of the Eastern Chugoku district.— J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 761. Nagai I. Age of Hiei Granite determined with zircon and lead-alpha method.— Mem.
- Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B, 1962, 28, N 4. Nakazawa K., Shiki T. Geology of the Miharaiyama district, Yabu-Gun, Hyôgo
- Prefecture, Japan, with special reference to the Triassic Miharaiyama Group. A study on the stratigraphy and geologic structure of the «Maizuru zone», pt 2. J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 704. Nakazawa K., Shiki T., Shimizu D. Palaeozoic and mesozoic formations in the
- vicinity of Fukumoto, Okayama Prefecture. A study on the stratigraphy and the geologic structure of the «Maizuru zone», pt 1.- J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 702.

Naumann E. Über den Bau und die Enstehung der Japanischen Inseln. Berlin, 1885.

- Naumann E., Neumayr M. Neue Beiträge zur Geologie und Geographie Japans.— Petermann's geogr. Mitt. Ergänzungsh., 1893, N 108.
- Noda M. Pre-Cambrian (?) rocks in the outer zone of South-west Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1961, 67, N 789.
- Ogawa T. On the geotectonics of South-western Japan.— Bull. Imp. Geol. Surv. Japan, 1906, 19, N 1.
- Onuki J., Bandô J. On the Inai Group of the lower and middle Triassic system. Tohoku Univ., Inst. Geol. and Paleontol., Contribs, 1959, N 50.
- Otuka Y. Tertiary folding in Japan.— Proc. Imper. Acad. Tokyo, 1937, 13, N 3. Otuka Y. Shizukawa group and Tertiary crustal movements in Japan.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Úniv., 1955, 33, N 9, pt 3.
- Report on the Geodetic works in Japan for the period from Jan. 1957 to Dec. 1959. Internat. Union of Geodesy and Geophys. Tokyo, 1960.
- Richter C. F. Comparison of block and arc tectonics on Japan with those of some other regions .--- J. Phys. Earth, 1960, 8, N 1.
- Sasa Y. Stratigraphy of the Tertiary system in the Kushiro coal field and critical summary of studies, published on this subject. Abstract.- Japan. J. Geol. and Geogr., 1940, 17, N 3-4.
- Sawata H. Some notes on the Sasagawa thrust in the Northwestern Kyushu.- Bull, Geol. Surv. Japan, 1956, 7, N 1.
- Shikama T., Kobayashi K. On the ice age of the central mountainland of Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1949, 55, N 646.
- Suzuki J. Ultrabasic rocks and associated mineral resources in the Hokkaido Japan.-
- Proc. 7-th Pacific Sci. Congr. 2. Wellington, 1953.
  Tateishi T., Hirazawa K. Seismic prospecting in the vicinity of the Yokoshiba town, Chiba Prefecture.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1957, 8, N 1.

- ſayama R., Ohira T., Chico T. The submarine valleys of Kii strait. Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2. Wellington, 1953.
- Tokiniko M. Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan. In «The crust of the Pacific basin». Geophys. Monogr. N 6. (10 Pacific Science Congress Honolulu, 1961). Richmond, 1962.
- Tokuda S. On the exclon structure of the Japanese archipelago.-Japan. J. Geol. and Geogr., 1927, N 5.
- Tokuyama A. On the Late Triassic sedimentary facies of Japan. Japan. J. Geol. and Geogr., 1961, 32, N 2.
- Tomita T., Eigo S. Cenozoic geology of the Huzina-Kimati district, Izumo Province, Japan.— J. Shanghai Sci. Inst., sec. 2, 1938, 2, N 5. Tsuboi Ch. Map of Bouguer anomaly distribution in Japan, based on approximately
- 4500 measurements.— Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1954, Suppl. 4, pl. 6.
- Usami T., Mokumo T., Shima E. a. oth. Crustal structure in Northern Kwapte district by explosion seismic observations, pt 2. Models of crustal structure - Bull Earthquake Res. Inst. Tokyo, 1958, 36, N 3.
- Wadati K., Iwai J. The minute investigation of seismicity in Japan.- Proc. 8-th Pacific Sci. Congr. 2-A. Philippines, 1956.
- watanabe K. Tertiary palaeogeography of Japan.-J. Geogr., Tokyo, 1938, 50, N 594. Willis S. Why the Japanese islands? - Scient. Monthly, 1940, 51, N 2.
- Y a b e H. Cretaceous stratigraphy of the Japanese islands.— Tohoku Imp. Univ. Sci. Repts, ser. 2 (geol.), 1927, 11, N 1.
- Yabe H. Larger geotectonics of the island arc of Japan.- Proc. Imp. Acad. Japan. 1929, 5.
- Y a be H. Carboniferous Permian deposits of the Japanese islands, Tyosen (Korea) and Manchuria.— Compt. rend. Congr. d'avancement les études stratigraphiques carbonifères, 2 session, Heerlen, 1935, 3. Heerlen, 1938.
- Yabe H. Mega-geotectonics of North-east Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1954, 60, N 706.
- Y a b e H. The Median dislocation line of South-west Japan, reconsidered.— Proc. Japan Acad. Tokyo, 1959, 35, N 7.
- Yabe H., Shimizu S. Triassic deposits of Japan.— Japan. J. Geol. and Geogr., 1933, 10, N 3-4.
- Yabe H., Toyama R. Bottom relief of the seas bordering the Japanese islands and Korean peninsula.- Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo, Imp. Univ., 1934, 12.
- Yabe H., Hatai K., Nomura S. The tertiary stratigraphy of Japan. Proc. 6-th Pa-
- cific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc., 2. Berkeley Los Angeles, 1940. Y a m a d a Y. On the unconformity of the Post Nagaiwa pre-Sakamotozawa epoch in the Hikoroiti district.— J. Geol. Soc. Japan, 1959, 65, N 771.
- Yehara Sh. On the lateral thrust from Pacific.-- Japan. J. Geol. and Geogr., 1940, 17, N 3-4.
- Yoshinosuki Ch. Petroleum resources of Japan.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1934, 18, N 7.
- Yoshikawa T. Some considerations on the continental shelves around the Japanese islands.— Ochonomizu Univ., Natur. Sci. Rept, 1953, 4, N 1.
- Yoshizawa H. On the Hida gneiss in the vicinity of the Kamioka mine, Gifu prefecture, Japan.- Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, 1959, 26, N 2.
- Zöllich M. Die tektonische Entwicklung der Japanischen Inseln. Geotektonische Forschungen. H. 4. Die tektonische Entwicklung der pazifischen Randgebiete. Berlin, 1942.

## Глава IV. Японское море, Приморье, п-ов Корея

Андреева, Удинцев, 1958 — см. лит. к гл. III.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

- Белоусов, Рудич, 1960 см. лит. к гл. II.
- Беляевский Н. А. Структурный шов Западного Сихотэ-Алиня.— Докл. АН СССР. 1951. 77. № 6.
- Беляевский Н. А. Очерк геологии Приморья.— Матер. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 1.
- Беляевский Н. А. Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. — Сов. геол., 1962, № 7.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. А., Баскакова Л. А. История тектониче-ского развития Сихотэ-Алиня. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщ. Дальн.-Вост. фил. АН СССР, 1959, вып. 10.
- Бобылев В. В., Салун С. А. и Шевырев А. А. Коткрытию нижне-и среднетриасовых отложений в Среднем Приамурье.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 1.
- Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. — Труды Ин-та Океанол., 1955, 12.

Геол. и минер. рес. Японии, 1961 — см. лит. к гл. III.

Геология Кореи. Изд-во «Недра», 1964.

- Григорьев В. М., Грошин С. И., Пак Сен Ук. Основные черты геологического строения Кореи.— Изв. выст. учебн. завед., геол. разведка, 1960, № 1. Громов Ю. Я., Путинцев В. К. Основные черты геологии докембрия юга Даль-
- него Востока СССР и прилегающих территорий. Докл. АН СССР, 1961, 138, № 6. Гутенберг, 1949, 1963 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Елисеева В. К. Стратиграфия и палеогеография карбона и перми Сихотэ-Алиня.-
- Сов. геол., 1959, № 5. Елисеева В. К. Новые данные о стратиграфии и палеогеографии морских пермских отложений Южного Приморья.— Сов. геол., 1962, № 10.
- Зенкевич, 1959 см. лит. к гл. П.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование южного Спхотэ-Алиня. — Сов. геол., 1960, № 10.
- Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности распределения полезных ископаемых. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Ильин К. Б. Тектоническое районирование Кореи и закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории.— Сов. геол., 1962, № 5.
- Ициксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее — Труды ВСЕГЕИ, 1963, 85.
- Канаев, 1960 см. лит. к гл. II. Ким Джон Ле. Краткий очерк геологического строения Кореи. Пхеньян, 1961 (на корейск. яз.).
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., ИЛ, 1959.
- Ковылин В. М., Непрочнов Ю. П. Новые данные о строении земной коры в Японском море.— Докл. АН СССР, 1964, 155. № 6.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые западного Приохотья. М., Госгеолтехиздат. 1960.
- Красный Л. И., Смирнов А. М. Геолого-структурная схема Дальнего Востока СССР и сопредельных с юга территорий. — Докл. АН СССР, 1957, 117, № 3.
- Кропоткин, 1954 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня.- Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Кропоткин, 1961а, б; 1962 см. лит. к введению, гл. І и заключению. Кропоткин, Херасков, 1937 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части Советского Дальнего Востока. М., Изд-во AH CCCP, 1953.
- Люстих, 1955 см. лит. к гл. III.
- Люстих Е. Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры.- Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 11.
- Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. — Вопросы космогонии, 1958, вып. 6.
- Масайтис В. Л. Проявления магматизма на территории Кореи.— Докл. АН СССР. 1961, **13**8, № 5.
- Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, 100.
- Менквилк А. А. Возраст метаморфических толщ северо-восточной Кореи.— Сов. геол., 1961, № 11.
- Микунов В. Ф. Новые работы по тектонике Китая. Изв. АН СССР, серия геол., **1963**, № 2.
- Муратов, 1957 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Нехорошев В. П. Основные гипотезы тектогенеза и их противоречия. Труды ВСЕГЕИ, 1963, 85.
- Органова Н. М. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнепалеозойских отложений Лаоелин-Гродековской складчатой области. Геол. и геофизика, **1961**, № 12.
- Органова Н. М., Ким Сек Тхэ, Криволуцкий В. Н. Новые данные по стратиграфии пермских отложений северо-востока Кореи. - Геол. и геофизика, 1961, .№ 5.

Основы тектоники Китая. (Под ред. Чжан Вэнь-ю). М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Островные дуги, 1952 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Отука Яносуке. Палеогеография третичных формаций Японии и прилегающих к ней районов. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса. 1937, 1. М., ОНТИ, 1939.
- Проблемы перемещения материков, 1963 см. лит. к введению, гл. I и заключению,

- Путинцев В. К., Синицкий С. Е. К стратиграфии докембрийских образований северной Кореи.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 11.
- Путинцев В. К., Синицкий С. Е. Краткий очерк геологии северо-восточной части КНДР.— Труды ВСЕГЕИ, 1963, 100.
- Путинцев В. К., Ли Пон Ги, Пак Тэ Фан. Интрузивные породы провинций Янган и Южный Хамген КНДР.— Сов. геол., 1960, № 9.
- Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 3.
- РоСуВон. Геотектонические особенности зоны Маченрен и соседних территорий.-Вестн. АН КНДР, 1962, № 4 (на корейск. яз.).
- Руб, 1956 см. лит. к гл. III.
- Рудич, 1962 см. лит. к гл. II.
- Савченко, 1961 см. лит. к гл. III.
- Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алинской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 6.
- Силантьев В. Н. Фудзино-Иманский сдвиг. Изв. АН СССР, серия геол., 1963. № 2. Синицкий С. Е. Новые данные по тектонике северной Кореп. Сов. геол., 1960, № 11.
- Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области. В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного теологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры
- и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960. Смирнов А. М. О сочленении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Труды Геол. ин-та Дальн.-Вост. фил. СО АН СССР, 1963, 8. Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянско-Колымской складчатой области. Рига,
- Изд-во АН ЛатвССР, 1958.
- Стеркин В. Д. Некоторые черты тектоники центральной и северной частей Пленьянского прогиба (Корея).— Сов. геол., 1963, № 4.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1—2. М.— Л., Госгеолиздат, 1948. Удинпев. 1961 — см. лит. к гл. II.
- Устиев, 1959 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Тектоническая карта СССР, 1957 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Фаворская М. А., Руб М. Г., Кигай В. А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности.— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, 1961, вып. 45.
- Херасков, 1963 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Хейзен, Тарп, Юинг, 1962 см. лит. к введению, гл. І и заключению. Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли. Труды Всесоюзн. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1963, вып. 204.
- Хуан Бо-цинь. Основные черты тектопического строения Китая. М., ИЛ, 1952.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.-Труды ВНИИ-І. Геология, 14, вып. 49. Магадан, 1959.
- Ярмолюк В. А. Основные черты геологии и металлогении Приамурья. В кн.: Материалы к первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Ahmad F. A brief comparative study of the geological formations of Western Australia and peninsular India, and its bearing on the drift hypothesis.- Rec. Geol. Surv. India, 1960, 86, pt 4.
- Ahmad F. Paleogeography of the Gondwana period in Gondwanaland with special reference to India and Australia, and its bearing on the theory of continental drift.— Mem. Geol. Surv. India, 1961, 90.
- Beurlen K. Die paläogeographische Entwicklung des Südatlantischen Ozeans.- Abhandl. Dtsch. Akad. Naturforscher Leopoldina, n. F., 1961, 24, N 154.
- Bubnoff, 1942 см. лит. к гл. III. Carey S. W. The tectonic approach to the origin of the Indian Ocean. Dept Geol. Univ. Tasmania Publ., 1959, N 78.
- Continental drift, 1962 см. лит. к введению, гл. I п заключению.
- Dietz, 1961 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Doell, Cox, 1961 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- General Geologic Map of Chosen. Scale 1: 1 000 000. Chosen Geol. Surv., 1928.
- Girdler R. W. Initiation of continental drift.— Nature, 1962, 194, N 4828.
- Girdler R. W. Rift valleys, continental drift and convection in the Earth's mantle.-Nature, 1963, 198, N 4885.
- Hamada T. Gotlandio-devonian systems in Korea and Northeastern China.-J. Geol. Sci. Japan, 1960, 66, N 775.
- Kawai N., Ito H., Kume S. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1961, 6, N 1.
- Каwai, Кume, Ito, 1962 см. лит. к введению, гл. І и заключению.

- Kawasaki S. Geology and mineral resources of Korea. In: Geology and mineral resources of the Japanese Empire, pt 2. Tokyo, 1926.
- Kobayashi T. A sketch of Korean geology.- Amer. J. Sci., 1933, 26.
- Коbауаshi, 1941 см. лит. к гл. III.
- Kobayashi T. Tectonic development of Korea.— Compt. rend. 19 session Congr. géol. Internat., 1952, sec. 13, fasc. 14. Alger, 1954.
- Kobayashi, 1956 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Pflug R. Präkambrische Strukturen in Afrika und Sudamerika, eine Gegenüberstellung.— Neues Jahrb, Geol. Palaeontol., 1963, H. 7.
- Raff. 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Tateiwa I. Outline of geological systems of Korea. In: Geology and Mineral Resources of East Asia. 1953.
- Wilson Y. T. Evidence from islands on the spreading of ocean floors .- Nature, 1963a, 197, N 4867.
- Wilson, 19636 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Yabe H., Toyama R. Bottom relief of the seas bordering of the Japanese islands and Korean peninsula.—Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1934, 12, pt. 3.
- Yamaguchi T. On the so called Jonchon system and its regional metamorphism.-J. Geol. Japan, 1951, 57, N 673.

#### Глава V. Южно-Китайское море, о. Тайвань, Филиппины, острова Индонезии и о. Новая Гвинея

Архипов И. В. Очерк тектоники островов Индонезниского архипелага. В кн.: Кайнозойские тектонич. зоны периферии Тихого океана. Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964.

Беммелен Р. ван. Горообразование. М., ИЛ, 1956.

- Беммелен Р. ван. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Виссер Б. А., Клейбер К. Е. Геологическое строение полуострова Вогелкоп. В кн.: 5-й Международный нефтяной конгресс, т. І. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Геологическая карта Евразии. М-б 1:6000000. Под ред. Н. С. Шатского. М., ГУГК, 1956.
- Кюєнен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии. В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Люстих Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Микунов В. Ф. Новые работы по тектонике Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, **№** 2.
- Осборн Н. Седиментационные бассейны Папуа и прилегающей к Папуа территории Новой Гвинеи. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, 4. М., Гостонтехиздат, 1959.
- Основы тектоники Китая см. лит. к главе IV. Постельников Е. С. Краткий очерк тектоники Индокитая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1. Синицын В. М. Основные черты тектоники Китая. В кн.: Вопросы геологии Азии,
- М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Умбгров Дж. Островные дуги. В кн.: Островные дуги. М., ИЛ, 1952. Фромаже Ж. Очерк структуры и тектоники Индо-Китая. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса. 1937, 2. М., ОНТИ, 1939.
- Хесс, 1952 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Хуан Бо-цинь, 1952 см. лит. к гл. IV. Швольман В. А. Тектоника Филиппинского архипелага. В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферпи Тихого океана. Труды ГИН АН СССР, вып. 113, 1964.
- Adam J. W. H. On the geology of the primary tin-ore deposits in the sedimentary formation of Billiton.- Geol. en mijnbouw, n. s., 1960, jg. 39, N 10.
- Aleva G. I. The plutonic igneous rocks from Billiton, Indonesia.— Geol. en mijnbouw. n. s. 1960, jg. 39, N 10.
- Allen C. R. Circum Pacific faulting in the Philippines Taiwan region.— J. Geophys. Res., 1962, 67, N 12. Beltz E. W. Principal sedimentary basins in the East Indies.—Bull. Amer. Assoc.
- Petrol. Geologists, 1944, 28, N 10. Bemmelen R. W. van. The geology of Indonesia, v. 1-A. The Hague, 1949.
- Big Chingchang. Circumpacific tectonics in Taiwan. Rept 21 Session Internat. Geol. Congr. Norden, pt 18. Copenhagen, 1960.
- Brouwer H. A. The geology of the Netherlands East Indies. Lectures. N. Y., 1925.
- Brouwer H. A. Summary of the geological results of the expedition. In «Geological expedition of the University of Amsterdam to the Lesser Sunda Islands..., v. 4». Amsterdam, 1942.
- Carey S. W. Notes on Cretaceous strata in the Purari valley, Papua.- Proc. Roy. Soc. Victoria, 1944, 56, pt 2.

- Carey S. W. The asymmetry of the Earth. Univ. Tasmania, Dept Geol. Publ., 1963, N 138.
- Collenette P. The geology and mineral resources of the Jesselton-Kinabalu area. North Borneo.- Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1958, N 6.
- Corby G. W. a. oth. Geology and oil possibility of the Philippines. Philippines Dept Agric. and Natur. Res., Techn. Bull., 1951, N 21.
- David T. W. The geology of the commonwealth of Australia, v. 1. London, 1950. Depperman C. E. Some notes on Philippine earthquakes.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr. 1953, 2-A. Quezon city, Philippines, 1956.
- Dun F. W. van. A survey of the Efar-Sidoas mountain ridge in Northern Netherlands New Guinea.- Geol. en mijnbouw, 1962, jg. 41, N 9.
- Durham J. W. Oeloe aer fault zone Sumatra.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1940, 24, N 2.
- Durkee E. F., Pederson S. L. Geology of Northern Luzon, Philippines.--Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 2.
- Easton W. H., Melendres M. M. First paleozoic fossil from Philippine Archivelago. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, 47, N 10. Feliciano J. M., Pelaez V. Pleistocene orogenic movements in the Philippines. —
- Proc. 6-th Pacific Sci. Congr., 2, Berkeley-Los Angeles, 1940. Feliciano J. M., Teves J. S. The geology of Philippine inland seas. Proc. 7-th Pa-
- cific Sci. Congr., 2. Wellington, 1953.
- Fitch F. H. The geology and mineral resources of part of the Segama valley and Darvel Bay area, Colony of North Borneo.— Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1955, N 4.
- Fitch F. H. Problems of stratigraphy and geotectonics in North Borneo. Proc. 8-th Pacific Sci. Congrz. 1953, 2. Quezon city. Philippines, 1956.
- Fitch F. H. The geology and mineral resources of the Sandakan area and parts of the Kinabatangan and Labuk valleys, North Borneo.—Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1958, N<sup>9</sup>.
- Foster, 1960 см. лит. к гл. III.
- Francisco F. U. The pre-Tertiary rocks of Baruanga Peninsula, Panay islands, Philippines.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 1953, 2. Quezon city, Philippines, 1956.
- Glaessner M. F. Mesozoic fossils from the Central Highlands of New Guinea.-Proc. Roy. Soc. Victoria, 1943, 56, pt 2.
- Glaessner M. F. Mesozoic fossils from the Snake River, Central New Guinea.- Mem. Qeensland Museum, 1949, 12, N 4.
- Glaessner M. F. Geotectonic position of New Guinea.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, 34, N 5.
- Glaessner M. F., Llewellyn K. M., Stanley G. A. Fossiliferous rocks of permian age from the tertiary of New Guinea.— Austral. J. Sci., 1950, 13. Gozon B. W. Geology of the Philippine islands.— Petrol. Engr., 1961, 33, N 1.
- Grey R. R. Eocene in the Philippines.- Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 1953, 2. Quezon city, Philippines, 1956.
- Grunau H. R. Geologie von Portugiesisch Osttimor.- Eclogae geol. helv., 1953, 46, N 1.
- Haile N. S. The geology and mineral resources of the Strap and Sadong valleys, West Sarawak, including the Klingkang range coal.— Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1954, N 1.
- Haile N. S. Progress report on work in the Lupar valley with a review of the Danau formation in that area .- Brit. Borneo Geol. Surv., Annual Rept for 1954. Kuching, 1955.
- Haile N. S. The geology and mineral resources of the Lupar and Saribas valleys. West Sarawak.— Brit. Geol. Surv. Mem., 1957, N 7.
- Hayasaka I. The post tertiary earth movements and the distribution of earthquake epicenters in the island of Taiwan.- Proc. 4-th Pacific Sci. Congr., 2-B. Java, 1929a.
- Hayasaka I. The present status of the geological researches in Formosa.- Proc. 4-th Pacific Sci. Congr., 2-B. Java. 1929b.
- Heim A. Geological observations in the Wesselmeer region, New Guinea.-Eclogae
- Hell, 1953, 46, N 1.
  Hill D. (Ed.) Geological results of petroleum exploration in Western Papua 1937-1961.— J. Geol. Soc. Australia, 1961, 8, pt 1.
  Irving E. M. Geological history and petroleum possibilities of the Philippines.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, 36, N 3.
- Irving E. M. Problems in the basement complex geology of Philippines .- Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2. Geology. Wellington, 1953. Irving E. M. Problems of tectogenesis in the Philippine Archipelago.— Proc. 8-th
- Pacific Sci. Congr., 2-A, 1953. Quezon city, Philippines, 1956.
- Juan V. C. Physiography and geology of Taiwan.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 2-A. 1953. Quezon city, Philippines, 1956.
- Katili J. A. On the age of the granitic rocks in relation to the structural features of Sumatra. In «The crust of the Pacific basin» (10 Pacific Sci. Congr., Honolulu 1961). Geophys. monogr., N 6. Richmond. 1962.

- Kirk H. J. The geology and mineral resources of the upper Rajang and adjacent areas.- Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1957, N 8.
- Kirk H. J. The geology and mineral resources of the Semporna peninsula, North Borneo. Brit. Borneo Geol. Surv. Mem. 1962, N 14.
  Klom pé Th. H. On the supposed upper paleozoic unconformity in North Sumatra. Leidsche geol. meded., 1956a, deel 20.
  Klom pé Th. H. The structural importance of the Sula Spur (Indonesia). Proc. 8-th Definition o
- Pacific Sci. Congr., 2-A, 1953, Quezon city. Philippines, 19566.
- Klompé Th. H. Pacific and Variscian orogeny in Indonesia. A structural synthesis.— Madjalah ilmu alam untuk Indonesia, 1957, 113.
- Kobayashi T. On the tectonic history of Taiwan (Formosa). J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, 1954, 9, pt 2. Kobayashi T. A trigonian faunule from Mindora in the Philippines.— J. Fac. Sci.
- Univ. Tokyo, sec. 2, 1957, 10, pt 3. Louderback G. D. Post plicene diastrophism in Cebu, Philippine Islands.— Proc.
- 4-th Pacific Congr. 2-B. Java, 1929.
- M c M illan N. J., Malone E. J. The geology of the eastern central highlands of New Guinea. Austral. Bur. Min. Res. Geol. and Geophys. Rept, 1960, N 48.
- Neumann van Padang M. Catalogue of the active volcanoes of Indonesia. Napoli, 1951.
- Osberger R. Über Deckenbau und andere geologische Probleme im Prätertiär Sumatras.— Neues Jahrb. Geol., Paläontol. Monatsh., 1955, H. 8. Osborne N. The Mesozoic stratigraphy of the Fly river headwaters, Papua (New Gui-
- nea).— Proc. Roy. Soc. Victoria, 1944, 56, pt 2. Pelaez V. R. The structure of the Philippine Archipelago.— Proc. 7-th Pacific Sci.
- Congr., 2. Wellington, 1953.
- Rade J. Geotectonics and volcanoes of Australian New Guinea.— Austral. J. Sci., 1954, 17, N 3.
- Ranneft T. S., Hopkins R. M., Froelich A. J., Gwinn J. W. Reconnaissance geology and oil possibilities of Mindanao.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, N 5.
- Reed F. R. C. The geology of the British Empire. London, 1949.
- Reinhard M., Wenk E. Geology of the colony of North Borneo.- Brit. Borneo Geol. Surv. Dept Bull., 1951, N 1.
- Rickwood F. K. The geology of the western highlands of New Guinea.— J. Geol. Soc. Australia, 1955, 2.
- Ritsema A. R. The seismicity of the Sunda arc in space and time.- Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 1953, 2-A. Quezon city, Philipines, 1956. Ritsema A. R., Veldkamp J. Fault plane mechanisms of southeast Asian earth-
- quakes .-- Meded. en Verbandl. Koninkl nederl. Meteorol. Inst., 1960, N 76.
- Roe F. W. An outline of the geology of British Borneo. Brit. Borneo Geol. Surv. Dept. Annual Rept for 1953, 1954, 1955. Kuching, 1954, 1955, 1956.
- Schuppli H. M. Geology of oil basins of East Indian Archipelago. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1946, 30, N 1.
- Stach L. W. New oil structure in Southern Taiwan.-- World Oil, 1954, 139. N 6.
- Stanley G. A. Geology of the island of New Guinea.— Austral. Museum Mag., 1958, 12, N 12.
- Stephens E. A. The geology and mineral resources of the Kota Blud and Kudat area colony of North Borneo. — Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1956, N 5.
- Taylor G. A. Australian National Committee on geodesy and geophysics. Report of the Sub-Committee on Vulcanology. 1953. Review of volcanic activity of the territory of Papua New Guinea, the Solomon and New Hebrides Islands (1951—1953).—Bull. volcanol. sér. 2, Napoli, 1956, 18.
  Teves J. S. The pre-Tertiary geology of southern oriental Mindoro.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 1953, 2. Quezen city, Philippines, 1956.
  Th ompson J. G. Geology in the territory of Papua, New Guinea.— Proc. 8-th Pacific Sci. Congr., 1953, 2. Quezen city, Philippines, 1956.
- fic Sci. Congr., 1953, 2. Quezon city, Philippines, 1956.
- Tsunenaka I. Notes of the tectonics of Taiwan (Formosa).- Pros. 4-th Pacific Sci. Congr., 2-B. Java, 1929.
- Umbgrove J. H. Structural history of the East Indies. Cambridge, 1949.
- Valk W. Geology of West Amberbaken (New Guinea) Geol. en mijnbouw, 1962, Jg. 41, N 9.
- Vening-Meinesz F. A. Orogeny in the New Guinea, Palao, Helmaheira area. Geophys. conclusions.- Proc Koninkl. nederl. akad. wet., Ser. B, 1961, 64, N 2.
- Vergara J. F., Fajardo D. P., Blanquera A. T. Preliminary report of the geology of Eastern Cagayan region.— Philippine Geol., 1959, 13, N 2. Waard D. On the tectonics of the Ofu series.— Madjalah ilmu alam untuk Indonesia,
- 1955, 111, N 4-6. (Contribution to the geology of Timor, 7). Wegen G. De geologie van het eiland Waigeo. Geol. en mijnbouw, 1963, jg. 42,
- Ň 1.

- Wilford G. E. The geology and mineral resources of the Kuching -- Lundu area West Sarawak including the Bau mining district.— Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1955, N 3.
- Willis B. Geologic observation on the Philippine Archipelago. Nat. Res. Council Philippine Islands Bull., 1937, N 13.
- Willis B. The Philippine Archipelago: on illustration of continental growth.— Proc. 6-th Pacific Sci. Congr., 1. Berkeley Los Angeles, 1940.
- Wilson R. A. The geology and mineral resources of the Banggi Island and Sugut River area North Borneo.—Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1961, N 15.
- Wolfenden E. B. The geology and mineral resources of the lower Rajang valley and adjoining areas, Sarawak.- Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1960, N 11.

# Глава VI. Меланезия, Новая Каледония, Новая Зеландия и Тасманово море

- Балакина, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению. Веллман Г. В. Четвертичная тектоника Новой Зеландии. В кн.: Живая тектоника. М., ИЛ, 1957.
- Вуд В., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ, 1963
- Горная служба Новой Каледонии. Заметки о залежах газа и нефти Новой Каледонии. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. 4. Азия, Австралия, Океания, Африка. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Живаго А. В. Морские геолого-геоморфологические исследования. В кн.: Советская Антарктическая экспедиция (Материалы). 19. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Рейтт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга. В кн.: Земная кора.— М., ИЛ, 1957. Ситтер Л. У. де. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.

- Удинцев, 1960а, б см. лит. к введению, гл. І и заключению. A vias J. Contributions a l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrétacées de la Nouvelle Calédonie Central. Sci. terre, Nancy, 1953a, 1, N 1-2.
- A via s J. Sur quelques problemes de géologie Neo Caledoniene (secteur central) en cours d'étude.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2. Wellington, 19536. A via s J. Sur l'existence d'une phase tectonique hercynienne tardive ayant affecté les
- formations antétriassiques de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie.-- C. r. Acad. sci., 1958, 246, N 1.
- Benson W. N. The structure of New Caledonia.- Proc. Pan Pacific Congr., 1. Australia, 1923.
- Benson W. N. Cambrian rocks and fossils in New Zealand. In «El sistema Cámbrico su paleogeografia de su base, pt. 2». Mexico, 1956. (20 session Congrès géologique international).
- Bowen F. E. Late pleistocene and recent vertical movement at the Alpine fault.- New
- Zealand J. Sci. and Technol., ser. B, 4954, 35, N 5. Brodie J. W., Hatherton T. The morphology of Kermadec and Hikurangi tren-ches. Deep-sea Res., 1958, 5, N 1.
- Chubb, 1934 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Chubb L. I. The pattern of some Pacific island chains.— Geol. Mag., 1957, 94, N 3.
- Crenn J. Mesures gravimétriques en Nouvelle Calédonie.— C. r. Acad. sci., 1953, 236. N 1.
- Continental drift, 1958, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Cotton C. A. New Zealand geomorphology. Wellington, 1955.
- Cotton C. A. Geomechanics of New Zealand. Mountain building.- New Zealand J. Sci. and Technol., ser. B, 1956, 38, N 3.
- Cotton C. A. Geomorphic evidence and major structure associated with transcurrent fault in New Zealand.- Rev. geogr. phys. et géol. dynam., 1957, 1, N 1.
- Cotton C. A. The rim of the Pacific.-Geogr. J., 1958, 124, N 2.
- Crust of the Pacific basin, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Ehara S. The Kaikoura diastrophism and the Fossa Magna disturbance.-J. Geogr. Tokyo, 1960, 69, N 5.
- Eiby G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.- Geol. Rundschau (1958), 1959, 47, H. 2.
- Fleming C. A., Kear D. The jurassic sequence of Kawhia Harbour, New Zealand. New Zealand Geol. Surv. Bull., n. s., 1960, N 67.
- G a g e M. Late cretaceous and tertiary geosynclines in Westland, New Zealand.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1949, 77, N 4.
- Gage M. Note on tertiary rocks in the Waimakariri valley, Canterbury.- New Zealand J. Sci. and Technol., 1956, 37, N 5.

- Gage M. The geology of Waitaki subdivision .-- New Zealand Geol. Surv. Bull., n. s., 1957, N 55.
- Gèze B. Observations tectoniques dans le Pacifique.- Bull. Soc. géol. France, 7 sér., 1963, 5, N 1.
- Gregg D. R. Stratigraphy of the Lower Waipara Gorge, North Canterbury.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1959, 2, N 3.
- Grindley G. W., The geology of the Eglinton Valley, Southland.- New Zealand Geol. Surv. Bull., n. s., 1958, N 58.
- Gulber J., Pomeyrol R. Existence du Néogene marin en Nouvelle Calédonie. C. r. Acad. sci., 1948, 226, N 16-19.
- Healy J. Structure and volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. In «The crust of the Pacific basin». Geophys. monogr., N 6. Richmond, 1962. (10 Pacific Science Congress, Honolulu, 1961). Heezen B. C. The Tonga-Kermadec and Hikurangi trenches. Internat. Assoc. Phys.
- Oceanography, 13 Gen. Assembly Internat. Union Geod., Geophys., 1963, 6. Незз Н., Махwell J. С.— см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Hodgson J. H. Direction of displacement in Western Pacific earthquakes. In «Contribution in Geophysics in honor B. Gutenberg». London, 1958.
- Jensen H. I. The geology of New Caledonia.— Proc. Pan Pacific Sci. Congr., 2. Australia, 1923.
- Kear D. Stratigraphy of New Zealand's cenozoic volcanism north west of the volcanic belt.- New Zealand J. Geol., Geophys., 1959, 2, N 3.
- Kimura T. A sharp bent of the Median tectonic line and its relation to the Akaishi tectonic line - tectonic significances yielded by lateral faults.- Japan, J. Geol. Geogr., 1959, 30.
- King L. C. Late pliocene and pleistocene tectonic movements in the central region of New Zealand.- Proc. 6-th Pacific Sci. Congr., 2. 1940.
- Kingma J. T. The North Island geanticline in the Hawke's Bay sector.- New Zealand
- J. Sci. and Technol., 1957a, 38, N 6. Kingma J. T. The tectonic setting of the Ruachine Rimutaka range.— New Zealand J. Sci. and Technol., 19576, 38, N 8. Kingma J. T. The tectonic history of New Zealand.— New Zealand J. Geol., Geophys.,
- 1959, 2, N 1.
- Коbayashi, 1949 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Koch P. Introduction a la géologie de la Nouvelle Calédonie et dépendances. Notice explicative sur la carte géologique au 1:4000000.- Bull. géol. Nouvelle Calédonie, 1958, N 1.
- Ladd H. S. Geology of Vitilevu, Fiji. Bishop Museum Bull., Honolulu, 1934, N 19.
- Lensen G. J. Principal horizontal stress directions as an aid to the study of crustal deformation .- Publs Domin. Observ. Ottawa, 1960, 24, N 10.
- Lillie A. R. Notes on the structure of New Zealand.—Proc. 7-th Pacific Sci. Congr., 2. Wellington, 1953.
- Lillie A. R. Folds and faults in the New Zealand Alps and their tectonic significance.- Proc. Roy. Soc. New Zealand, 1961, 89, N 1.
- Lillie A. R., Mason B. H. Geological reconnaissance of district between Franz Josef Glacier and Copland valley.- Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1955, 82, N 5.
- Marshall P. Oceania. In «Handbuch der Region. Geologie». Abt. 2, Bd. 7, H. 9. Hei-
- delberg, 1911. Martin R. C. Stratigraphy and structural outline of the Taupo volcanic zone.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1961, 4, N 4. Marwick J. The geology of the Kuiti subdivision.— New Zealand Geol. Surv. Bull.,
- n. s., 1946, N 41.
- Mason A. P. The geology of the central portion of Hokianga County, North Auckland.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1953, 81, pt 3.
- Mason B. H. The geology of Mandamus Pahau district, North Canterbury.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1949, 77, pt 3.
- Mason B. Potassium argon ages of metamorphic rocks and granites from Westland, New Zealand.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1961, 4, N 4.
  McKellar J. C., Mutch A. R., Stevens G. R. An upper Jurassic outlier in the Pyke valley north west Otago.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1962, 5, N 3.
- Menard H., 1960 -- см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Modriniak N., Studt F. E. Geological structure and volcanism of the Taupo-Tarawera district.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1959, 24, N 4. Officer C. B. Southwest Pacific crustal structure.— Trans. Amer. Geophys. Union,
- 1955, 36, N 3.
- Piroutet M. Note préliminaire sur la géologie d'une partie de la Nouvelle Calédo-nie. Bull. Soc. géol. France, sér. 4, 1903, 3. Piroutet M. Etude stratigraphique sur la Nouvelle Calédonie, Paris, 1917.
- Pomeyrol R. Permanence paléogéographique et faunique de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie.— Bull. Soc. géol. France, 1954 (1955), 6me sér., 4, fasc. 7–9.

- Pomeyrol R. New Caledonia challenge to petroleum geologist.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 7. Purser B. H. Geology of the Port Waikato region.-- New Zealand Geol. Surv. Bull.
- n. s., 1961, 69.
- Reed, 1949 см. лит. к гл. V.
- Reed J. J. Granites and mineralization in New Zealand.- New Zealand J. Geol., Geo-
- Reed J. J. Grannes and mineralization in New Zealand. New Zealand J. Geol., Geol., Geol., Results of deep-boring operations on the Great Barrier Reef, Australia.— Proc. 6-th Pacific Sci. Congr., 2. Berkeley Los Angeles, 1940.
  Robertson E. I., Reilly W. J. Bouguer anomaly map of New Zealand.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1958, 1, N 3.
- Routhier P. Nouvelles données sur l'histoire géologique de la côte ouest de Nouvelle Calédonie.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr. 2. Wellington, 1953a.
- Routhier P. Position et signification des certains grands massifs peridotique de Nou- ` velle Calédonie.— Proc. 7-th Pacific Sci. Congr. 2. Wellington, 19536.
- Routhier P. Nouvelles connaissances sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. A propos d'une carte géologique en cours de publication.- Compt. rend. 19 session Congr.
- internat. géol. Alger, 1952, sec. 13, fasc. 14. Alger, 1954. Standard J. C. Submarine geology of the Tasman Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 12. Steiner A. Petrogenetic implications of the Ngauruhoe lava, and its xenoliths.— New
- Zealand J. Geol., Geophys., 1958, N 1.
- Stevens G. R., The Wellington fault. Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1958, 85, N 4. Stille H., 1960 — см. лит. к введению, г.л. I и заключению.
- Stonely R. Marl diapirism near Gisborne, New Zealand.- New Zealand J. Geol., Geophys., 1963, 5, N 4. Suggate R. P. The geology of Reefton subdivision.— New. Zealand Geol. Surv. Bull.,
- n. s., 1957, N 56.
- Suggate R. P. The Alpine fault, South island, New Zealand.— Geography, 1961, 46, N 1.
- Suggate R. P. The Alpine fault.— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1963, 2, N 7.
- Suggate R. P., Gair H. S., Gregg D. R. The south-west extension of the Awatere fault.— New Zealand J. Geol., Geophys., 1961, 4, N 3.
- Te Punga M. T. Live anticlines in Western Wellington.- New Zealand J. Sci. and Technol., ser. B, 1957, 38, N 5. Tissot B., Noesmoen A. Les basins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle Calédo-
- nie).— Rev. Inst. franc. pétrol., 1958, 13, N 5. Waterhouse J. B. An isoclinal fold on Hackel Peak; Southern Alps, New Zealand.—
- Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1955, 83, N 2.
- Waterhouse J. B. Recent trench contributions to the geology of New Caledonia.--New Zealand J. Sci. and Technol., ser. B, 1956, 37, N 5.
- Wellman H. W. The Permian-Jurassic stratified rocks. In «International Geological Congress, 19-th session, Symposium... Gondwana». Alger, 1952.
- Wellman H. W. The geology of Geraldin subdivision.-Bull. New Zealand Geol. Surv., n. s., 1953, N 50.
- Wellman H. W. Structural outline of New Zealand.- Bull. New Zealand Dept Sci., Industr. Res., 1956, N 121. Wellman H. W., Marwick J., Willet R. The outline of the geology of New
- Zealand. (To accompany the 16 mile to 1 inch Geological map). Wellington, 1948.
- Wilson D. D. Geology of the Calchment of Waimate stream, South Canterbury, New Zealand.- New Zealand J. Sci. and Technol., 1953, 35, N 1.
- Wilson D. D. The late cretaceous and early tertiary transgression in South Island, New Zealand.— New Zealand J. Sci. and Technol., 1956, 37, N 5.
- Wood B. L. The geology of the Gore subdivision.-Bull. New Zealand Geol. Surv., n. s., 1956, N 53.

# Глава VII. Молодые складчатые пояса Антарктиды и Южной Америки

Архангельский, 1941 — см. лит. к введению, гл. І и заключению.

- Белоусов В. В. О тектонике Анд. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 2.
- Воронов П. С. Структурная схема Антарктики.— Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., 1958, № 1. Воронов П. С. О структуре Антарктики. — Труды науч.-исслед. ин-та геол. Арктики.
- 1960а, 113, вып. 2.
- Воронов П. С. Схема новейшей тектоники Антарктиды.— Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., 1960б, № 24.

- Воронов П. С. Абсолютный возраст пород и структуры Антарктиды.- Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., 1961, № 31. Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959.
- Гутенберг, Рихтер, 1948 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Джекобс Дж. А., Рассел Р. А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М., Изд-во «Мир», 1964.
- Живаго 1961 см. лит. к гл. VI.
- Живаго А. В., Лисицын А. П. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 1.
- Климов Л. В., Соловьев Д. С. Корреляция геологических формаций побережья моря Росса и берега Отса.— Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., 1960, № 16.
- Лукашова Е. Н. Южная Америка. Физическая география. М., Учпедгиз, 1958.
- Маури Э. Т. Нефтяные и газовые месторождения Боливии. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, 3. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Муратов, 1957 см. лит. к введению, гл. I и заключению
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. М. Л., ОНТИ, 1935.
- Очерки по геологии Южной Америки. Сборник статей (с тектонической картой М. В. Муратова).— М., ИЛ, 1959.
- Панов Д. Г. Геологическое строение Антарктики. В кн.: Антарктика. М., 1958.
- Рисгг В. Геологическое строение и нефтеносность Перуанской части Субандийского пояса. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, З. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963.
- У шаков С. А., Хаин В. Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим дан-ным.— Вест. МГУ, серия 4, Геология, 1965, № 1. Феербридж Р. В. Геология Антарктиды. В кн.: Современная Антарктика. М., ИЛ,
- 1957.
- Флеминг Ч. А. Омывающие моря. В кн.: Современная Антарктика. М., ИЛ, 1957.
- Шалимов А. И. К вопросу структурно-тектонического районирования Антарктиды.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 4.
- Юнг Г., Ренц Х. Геологическое строение осадочных бассейнов и нефтяных месторождений Венесуэлы. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, З. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Adile R. J. Secrets of Antarctica.- New Scientist, 1961, 10, N 236.
- Ahlfeld F. Geologia de Bolivia. La Plata, 1946.
- Amand P. St. South Chile earthquake swarm of 1960.— Bull. Geol. Soc. America, 1960,
- 71, N 12, pt 2. Amand P. St., Allen C. R. Strike spil faulting in Northern Chile.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt 2.
- Andersson G. On the geology of Graham Land. Uppsala, 1906.
- Aubert de la Rüe E. Quelques remarques sur la géologie de la Patagonie chiliènne.- Compt. rend. Soc. Géol. France, 1960, N 3.
- Barr K. W. The geology of the Toco district, Trinidad, West Indies. Overseas Geol., Min. Res., 1962, 8, N 4; 1963, 9, N 1.
  Bentley C. B., Crary A. P., Ostenso N. A., Thiel E. C. Structure of West An-tarctica.— Science, 1960, 131, N 3394.
  Biese W. A. Zur Verbreitung des marinen Jura im chilenischen Raum der andien
- Geosynklinale.- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Borger H. D. Gas history Quiriquire field, Venezuela.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, 36, N 12.
- Born A. Der geologische Aufbau der Erde. In «Handbuch der Geophysik». Lief. 2. Bd. 2. Berlin, 1932.
- Borrello A. V. Der tektonische Bau der Ostflanke der patagonischen Kordillere südlich 46° S. Breite.- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Bucher W. H. Geologic structure and orogenic history of Venezuela.- Mem. Geol. Soc. America, 1952, N 49.
- Bürgl H. Biostratigrafia de la Sabana de Bogota y sus alrededores.— Bol. Geol. Inst., Geol. nac. Bogota, 1957 (1958), 5, N 2.
- Cecioni G. O. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Ultima Esperanza, Ma-
- gallanes province, Chile.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41, N 3. Cecioni G. O., Floreal G. A. Stratigraphy of coastal range in Tarapaca province, Chile.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, N 10.
- Corvalan D. J. Über Marinesedimente des Tithon und Neocom der Gegend von Santiago.-- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Continental drift, 1958 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Crary A. P. Trans-Antarctic trough.- Trans. Amer. Geophys. Union, 1959, 40, N 1.
- Crary A. P. Marine sediment thikness in the Eastern Ross Sea area, Antarctica.-Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 5.

- Davies W. E. Antarctic stratigraphy and structure. In «Antarctica in the International Geophys. Year». Geophys. Monogr., 1956, N 1, Publ. N 462.
- Dengo G. Geology of the Caracas region, Venezuella.- Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 1.
- Dessanti R. N. Geologic outline of natural regions of Mendoza, Argentina.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, 42, N 11.
- Dessanti R. N. Rasgos geológicos de las regiones naturales de la provincia de Mendoza.- Bol. inform. petrol., 1959, N 319.
- Fischer A. G. Desarollo geologico del noroeste peruano durante el mesozoico.- Bol. Soc. geol. Peru, 1956, N 30.
- Ford A. B. Review of Antarctic geology.- Trans. Amer. Geophys. Union, 1964, 45, N 2.
- Gerth H. Die Bedeutung der alten Kerne für die geologische Struktur der jungen Kordillere.- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Gerth H. Die Entwicklung der Orogene der südamerikanischen Kordillere während des Mesozoikums.— Geol. Rundschau, 1960, 50, H. 5.
- G u n n B. M. Geological structure and stratigraphic correlation in Antarctica.— Abstracts New Zealand J. Geol., Geophys., 1963, 6, N 3.
- Halpern M. Cretaceous sedimentation in the «General Bernardo O'Higgins» area of
- north-west Antarctic Peninsula. Polar Records, 1963, 11, N 75. H a m C. K., H e r r e r a L. J. Role of sub-Andean fault system in tectonics of Eastern Peru and Ecuador.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 3.
- Hamilton W. New interpretation of Antarctic tectonics.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400-B.
- Hamilton W. Tectonics of Antarctica.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 1.
- Hamilton W., Hayers P. T. United States Geological Survey field work in South Victoria Land, 1958-1959.- Polar Rec., 1959, 9, N 63.
- H a m m e n Th. Late cretaceous and tertiary stratigraphy and tectogenesis of the Colom-
- bian Andes.— Geol. en mijnbouw 1961, jg. 40, N 5. Harrington H. J. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces Northern Chile.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 2.
- Harrington H. J. Paleogeographic development of South America.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 10.
   Harrison J. V. The geology of the central Andes in part of the Province of Junin,
- Peru.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1943, 99, N 393—394, pts 1, 2. Harrison J. V. The Pacific mountains of South America.— Proc. 8-th Pacific Sci.
- Congr. 2-A. Philippines, 1956.
- Harrison J. V. Critical sections in the Western Andes of Central Peru.—Geol. Rundschau, 1960a, 50, H. 5.
- Harrison J. V. Structural doubts about the Andes in Peru. Report of the Twenty First Session Internat. Geol. Congr. Norden, Copenhagen, 19606, pt 18.
- Hedberg H. D., Sass L. C., Funkhouser H. J. Oil fields of Greater Oficina area Central Anzoategui, Venezuela.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1947, 31, N 12.
- Hedberg H. D. Geology of the Eastern Venezuela basin.- Bull. Geol. Soc. America, 1950, 61, N 11.
- Heim A. On the glaciation of South America as related to tectonics.- Eclogae geol. helv., 1951, 44, N 1.
- Heim A. Tectonic problems of the Andes. Report of the 18-th Session Internat. Geol. Congr., pt 13. London, 1952.
- Henning J. Geologie der Gegend von Valdivia. Chile.- Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Abhandl., 1960, 111, N 1.
- Hess H. H. Caribbean research project; progress report.-- Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 3.
- Hospers J. The gravity field of Northern-South America and Indies.— Geol. en mijnbouw, 1958, jg. 20, N 11.
- Hospers J., Wijnen J. C. van. Gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins .- Verhandl. Koninkl. nederl. akad. wet. Afd. naturkunde, 1 reeks, 1959, Deel. 23, N 1.
- Hubach E. Stratigraphie de la Sabana de Bogota y alrededores.- Bol. Geol. Inst., geol. nac., 1957 (1958), 5, N 2.
- Katz H. R. Zur Geologie des Paläozoikums in den Südöstlichen Anden von Peru.- Eclogae geol. helv., 1959 (1960), 52, N 2.
- KatzH. R. Fracture patterns and structural history in the sub-Andean belt of Southernmost Chile.— J. Geol., 1962, 70, N 5.
- Katz H. R. Revision of cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanzo, Magellanes Province, Chile.- Bull. Amer. Petrol. Geologists, 1963, 47, N 3.
- Kranck E. H. Geological investigations on the Cordillera of Tierra del Fuego.- Acta geogr., Helsinki, 1932, 4, N 2.
- Liddle R. A. The geology of Venezuela and Trinidad. N. Y., 1946.

- Liégeois P. G. Structure et morphologie de la Cordillére Centrale des Andes.- Bull.
- Belge of S.P. G. Structure et morphologie de la Countere Centrale des Andes.— Buil. Soc. géol. Belge, 1958 (1959), 67, fasc. 3.
  McKinnon G. W. Structure of Antarctica.— Austral. J. Sci., 1960, 23, N 2.
  McLachlan J. C., Shagam R., Hess H. H. Geology of Victoria area, Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 3.
  McLaughlin D. H. Notas sobre la geologia y fisiografia de los Andes Peruanos en los departamentos de Junin y Lima.— Mineria, 1958, 7, N 2.
- Marchant St. A photogeological analysis of the structure of the western Guayas province, Ecuador.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1961, 117, N 2.
- Maithews D. H. Aspects of the geology of the Scotia Arc.-Geol. Mag., 1959, 96, N 6.
- Miller J. B. Tectonic trends in Sierra de Perija and adjacent part of Venezuela and Colombia.-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 9.
- Moore E. L., Shields J. A. Chimeric field Anzoategui, Venezuela.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, 36, N 5.
- Nelson H. W. Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibadue and Cali.—Leidsche geol. meded., 1959, deel 22
- Newell N. D. Geological investigations around lake Titicaca.— Amer. J. Sci., 1946, 244, N 5.
- Newell N. D. Geology of the lake Titicaca region Peru and Bolivia.— Mem. Geol. Soc. America, 1949, N 36.
  Nichols R. L. Geology of Stonington Islands area, Marguerite Bay, Antarctica.— Bull. Geol. Soc. America, 1947, 58, N 12.
- Nordenskiöld O. Antarktis. (Handbuch der regionalen Geologie, H. 15, Bd. 8, Abt. 6). Heidelberg. 1913.
- Nygren W. E. Bolivar geosyncline of north-western South America.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1950, 34, N 10.
- Oppenheim V. Evolution of the Andes as part of the circum Pacific orogenic belt.— Rept 18-th session Internat. Geol. Congr., pt 13. London, 1952.
- Pacific section Meeting November 1958. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43, N 1.
- Pierce C. R., Jefferson C. C., Smith W. R. Fossiliferous paleozoic localities in Merida Andes, Venezuela.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 3.
- Pratt W. P. Local evidence of pleistocene to recent orogeny in the Argentine Andes.-Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 10.
- Renz H. H. Stratigraphy and geological history of Eastern Venezuela.- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Rod E. Earthquakes of Venezuela related to strike slip faults?- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 10.
- Rod E. Geologic reconnaissance of Upper Yapacani River, Bolivia.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960a, 44, N 11.
- Rod E. Strike slip fault of continental importance in Bolivia.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 19606, 44, N 1.
- RüeggW. Geologie zwischen Canete San Juan 13°00-15°24' Sud-Peru.- Geol. Rundschau, 1957, 45, H. 3.
- Rüegg W. An intra pacific ridge, its continuation into the Peruvian mainland and its bearing on the hypothetical pacific landmass.- Rept 21 session of Internat. Geol. Congr. pt 10. Submarine geology. Copenhagen, 1960.
- Ruiz C., Aguirre L., Corvalán J. a. oth. Ages of batolithic intrusions of Northern and Central Chile.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 10.
- Shagam R. Geology of Central Aragua, Venezuela.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 3.
- Segerstrom K. Structural geology of an area east of Copiapo, Atacama province, Chile.— Rept 21-th session Internat. geol. Congr. pt 18. Copenhagen, 1960. S m i th R. J. Geology of the Los Teques Cua region Venezuela.— Bull. Geol. Soc. Ame-
- rica, 1953, 64, N 1.
- Steinmann G. Geologie von Peru. Heidelberg, 1929a.
- Steinmann G. Results of the geotectonic movements of the west coast of South America with prospects future researches.- Proc. 4-th Pacific Sci. Congr., 2-B. Java, 1929b.
- Sutter H. H. The general and economic geology of Trinidad. London, 1960.
- Sutton T. A. Geology of Maracaibo basin, Venezuela.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1946, 30, N 10.
- Taylor G. Antarctica. (Regionale Geologie der Erde, Bd. 1. Die alten Kerne, Abs. 8). Leipzig, 1940.
- Taylor G. Structure of Antarctica.— Austral. J. Sci., 1960, 22, N 7.
- Trumpy D. Pre-Cretaceous of Colombia.— Bull. Geol. Soc. America, 1943, 54, N 9.
- Tschopp H. J. Oil explorations in the Oriente of Ecuador.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1953, 37, N 10.

Tyrrel G. W. Report on rocks from west Antarctica and Scotia arc. Glasgow Univ. Geol. Rept, 1947, Paper 22.

Wade A. F. Petrologic and structural relations of the Edsel Ford Range Marie Byrd Land to other Antarctic mountains.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, 48, N 10.

Wade A. F. The geology of Antarctic continent and its relationship to neighbouring land areas.- Proc. Roy. Soc. Queensland, 1941, 52.

Wade A. F. The geology of the Rockfeller Mountains King Edward VII. Land Antarctica .- Proc. Amer. Philos. Soc., 1945, 89, N 1.

- Warner L. A. Structure and petrography of Southern Edsel Ford Ranges Antarctica.-Proc. Amer. Philos. Soc., 1945, 89, N 1.
- Wheller C. B. Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of Western and Northeastern Falcon basin, Venezuela .-- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, 47, N 1.
- Wilson J. J. Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, 47, N 1.
- Woollard G. P. Seismic crustal studies during the IGY.- Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, 41, N 2.
- Zeil W. Zur Geologie der nordchilenischen Cordilleren.- Geol. Rundschau, 1960 (1961), 50.

## Глава VIII. Центральная Америка. Мексика, Антильские острова

- Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 1.
- Баррабе Л. Структура Малых Антильских островов. В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса, 5. ОНТИ, 1940.
- Бенавидес Л. О нефтяной геологии Мексики. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, З. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Гарфиас В., Чапин Т. Геология Мексики. М., ИЛ, 1956.
- I'урарий, Соловьева, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
- Ирдли А. Тектоническая связь Северной и Южной Америки. В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Пенья Ф. Г. Основные седиментационные бассейны Доминиканской республики и перспективы их нефтеносности. В кн.: 20-й Международный геологический конгресс. Материалы по геологии нефти, З. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 2—3; 1957, № 4; 1958, № 5—6. Изд-во Львовск. ун-та.
- Allen C. R., Silver L. T., Stehli F. G. Agua Blanca fault—a major transverse structure of Northern Baja California, Mexico.-Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 4.
- Alvarez M. Tectonics of Mexico. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1949, 33, N 8.
- Banfield A. F., Behre C. H. Jr., Clair D. S. Geology of Isabela (Albemarle) Island, Archipelago de Colon (Galapagos).—Bull. Geol. Soc. America, 1956, 67, N 2.
- Beal C. H. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico.— Mem. Geol. Soc. America, 1948, N 31.
- Berryhill H. L. jr. Pattern of regional transcurrent faulting in Puerto-Rico. Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 12, pt 2. Berryhill H. L. jr., Briggs R. P., Glover L. Stratigraphy sedimentations and
- structure of Late Cretaceous rocks in Eastern Puerto-Rico.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, N 2.
- Bornhauser M. Gulf coast tectonics.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1958, 42, N 2.
- Bowin C. O. Geology of Central Dominican Republic.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 12, pt 2.
- Bridges L. W., de Ford R. K. Precarboniferous Paleozoic rocks in Central Chihuahua, Mexico.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 1.
- Briggs R. P., Pease M. H., San Juan P. R. Compressional graben and horst structures in East-Central Puerto-Rico.- U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400-B.
- Butterlin J. Géologie générale et régionale de la Republique d'Haiti. Paris, 1960.
- Christman R. A. Geology of St. Bartholomew, St. Martin and Anguilla, Lesser Antilles.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 1. Chubb L. J. The cretaceous succession in Jamaica.— Geol. Mag., 1955, 92, N 3.
- Chubb L. J. Upper Cretaceous of Central Chiapas, Mexico.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43, N 4.

- Cserna Z. de. Tectonica de la Sierra Madre Oriental de Mexico, entre Torreon y Monterey. Dans «XX session Congr. géol. internacionale. Resumenos de los trabajos perseutados». Mexico, 1956.
- Cserna Z. de. Structure and tectonic history of Mexico.-Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 18, pt 2. (Abstracts).
- Cserna Z. de. Orogenesis in time and space in Mexico.-Geol. Rundschau, 1960
- (1961), 50.
   Durham J. W., Allison E. C. The geological history of Baja California and its marine fauna. The biogeography of Baja California and adjacent seas. Repr. from Systematic Zoology, 1960, 9, N. 2, pt 1.
- Galkiewicz T. Szkic geologii Kuby.- Rudy i metale niezel, 1961, 6, N 8.
- Geologic map of North America (compiled by G. W. Stose). Scale 1:5000 000. Washington, 1946.
- Geologic map of Mexico. Scale 1:2000000. Mexico. 1956.
- Geologic map of Cuba. Scale 1:1000 000. 2 ed., 1962.
- Gianella V. P. Faulting in Northwestern Sonora, Mexico in 1887.—Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 2, pt 2. Giletti B. J., Damon P. E. Rubidium, strontium ages of some basement rocks from
- Arizona and Northwestern Mexico.- Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 4.
- Fisher R. L. Middle America trench: topography and structure .- Bull. Geol. Soc. America, 1961, 72, N 5. Flawn P. T., Diaz T. G. Problems of paleozoic tectonics in North-Central and North-
- eastern Mexico.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43, N 1.
- H a milton W., 1961 см. лит. к введению, гл. I и заключению. Herera N. M. Comentarios sobre las formaciones de la parte sur central de Oriente.— Rev. Soc. Cubana ing., 1960, 60, N 7-9. Herera N. M. Contribución a la estratigrafia de la provincia de Pinar del Rio.— Rev.
- Soc. Cubana ing., 1961, 61, N 1-2.
- Hess H. H. Caribbean research project progress report.- Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 3.
- Hill P. A. Geology and structure of the North-West Trinidad Mountains, Los Villas Province, Cuba.- Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 11.
- Imlay R. W. Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico. Pt 4.--Bull. Geol. Soc. America, 1936a, 47, N 7.
- Imlay R. W. Geology of the western part of the Sierra de Parras.-Bull. Geol. Soc. America, 19366, 47, N 7. Imlay R. W. Studies of the Mexican geosyncline.— Bull. Geol. Soc. America, 1938,
- 49, N 11.
- Imlay R. W. Correlation of the cretaceous formations of the Greater Antilles. Central
- America and Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1944a, 55, N 8.
  Imlay R. W. Cretaceous formations of Central America and Mexico.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 19446, 28, N 8.
  Kaye G. A. Geology of the San Juan Metropolitan area Puerto-Rico.— U. S. Geol. Surv.
- Profess. Paper, 1959, N 317-A.
- Kellum R. Ŵ., İmlay R. W., Kane W. G. Relation of structure, stratigraphy and igneous activity to an early continental margin.- Bull. Geol. Soc. America, 1936, 47, N 7.
- Lynn G., Mattson P. H., Ponce P. R. Successive thrust and transcurrent faulting during the early tertiary in South Central Puerto Rico.- U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1960, N 400-B.
- McBirney A. R. Geology of a part of the Central Guatemala Cordillera.- Univ. California Publ. Geol. Sci., 1963, 38, N 4.
- Mattson P. H. Geology of the Mayagüer area, Puerto Rico.— Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 3.
- Muir J. M. Geology of the Tampico region, Mexico. Tulsa, Okl., 1936.
- Richards H. G. Stratigraphy of earliest Mesozoic sediments in Southeastern Mexico and Western Guatemala.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1963, 47, N 10.
- Rigassi S. D. Quelques vues nouvelles sur la géologie Cubaine.— Chronique mines et rech. minière, 1961, 29, N 302. Rogers C. L., Cserna Z. de, Vloten R. van. Tectonic framework of an area
- within the Sierra Madre Oriental and adjacent Mesa Central, North-Central Mexico.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 450-C. Salas G. P. Geology and development of Poza Rico oil field, Vera Cruz, Mexico.— Bull.
- Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1949, 33, N 8.
- Segerstrom K. Geology of South-Central Hidalgo and North-Eastern Mexico. U. S. Geol. Surv. Bull., 1962, N 1104-C.
- Shumway G. Carnegie ridge and Cocos ridge in the East Equatorial Pacific.--J. Geol., 1954, 62, N 6.
- Vinson G. L. Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy of Guatemala.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 4.

- Wall J. R., Murray G. E., Diaz T. Geologic occurence of intrusive gypsum, and its effect on structural forms in Coahuila marginal folded province of North-Eastern Mexico .-- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 9.
- Weyl R. Vulkanismus und Plutonismus in südlichen Mittelamerika.- Geol. Rundschau, 1957, 40, H. 1.
- Weyl R. Die Orogene Mittelamerikas.- Geol. Rundschau, 1960, (1961). 50.
- W.e.v.l. R. Die Geologie Mittelamerikas. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Berlin. 1961.
- Williams J. B. The structure scenery and stratigraphy of the Central Inlier.-Geonotes, 1959, 2, N 1. Woodford A. O. Pre-tertiary diastrophism and plutonism in Southern California
- and Baja California.- Proc. 6-th Pacific Sci. Congr., 1. Berkley-Los Angeles, 1939.
- Woollard G. P. Seismic crustal studies during the IGY.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, 41, N 2.

## Глава IX. Горный пояс западной части США, Мексиканский залив и Карибское море

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956. Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8. Арган Э. Тектоника Азии. М.— Л., ОНТИ. 1935.
- Архангельский, 1941 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Ирдли, 1954 см. лит. к главе VIII.
- Ирдли, 1960 см. лит. к главе VIII.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Краус Е. О характере новейших движений в Альпах. В кн.: Живая тектоника. М., ИЛ, 1957.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по рэзломам, происходящим при современных катастрофических землетрясениях. Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Меланхолина Е. Н. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана.— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 113.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника. В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960. Офисер К. Б., Юмнг Д. И., Эдвардс Р. С., Джонсон Х. Р. Геофизические
- исследования в восточной части Карибского моря. (Венесуэльский бассейн, Антильская островная дуга и впадина Пуэрто-Рико). В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.
- Палеомагнетизм, 1962 см. лит. к введению, гл. І и заключению.
- Проблемы перемещения материков, 1963 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Особенности тектонического строения Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.
- Шатский Н. С. (Рец.) Orogen und Vorland, Geol. Rundschau, Bd. 37, S. 2-17, 1949. В кн.: Новые книги за рубежом. 1950, № 12.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1956—1958, № 2, 3, 4, 5—6. Шейнманн, 1959, см. лит. к гл. IV.
- Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 6.
- Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 10.
- Штилле, 1957 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Шухерт Г. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., ИЛ, 1957.
- Юинг М., Хизен Б. Топографические п геофизические данные о желобе Пуэрто-Рико. – В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Юинг М., Уэрзел Дж. Л., Эриксон Д. Б., Хейзен Б. Ц. Геологические и геофизические исследования в Мексиканском заливе, ч. І. В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. М., ИЛ, 1959.
- Юинг Дж. И., Офисер К. Б., Джонсон Х. Р. и Эдвардс Р. С. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря (Тринидадский шельф, трог Тобаго, Барбадосский гребень, Атлантический океан). В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960.

- Alberding H. Application of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to Northern South America.- Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 6.
- Alexander I. H. Horizontal Earth movement in the Baldwin Hills, Los Angeles area.- J. Geophys. Res., 1962, 67, N 6.
- Amand P. St. Circum Pacific orogeny. In «The mechanics of faulting, with special reference to the fault - plane work».- Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1959, 20, N 2.
- Benioff H. Circum Pacific tectonics. In «The mechanics of faulting with special reference to the fault plane work». Publ. Domin. Observ. Ottawa, 1959, 20, N 2.
- Berg R. R. Mountain flank thrusting in Rocky mountain foreland, Wyoming and Colorado.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 11.
- Carey S. W. The tectonic approach to continental drift. «Continental drift» (A simposium) Hobart Univ. Tasmania, 1958.
- Carey S. W. The tectonic approach to the origin of the Indian ocean. Univ. Tasmania, Geol. Dept. Publ., 1959, N 78.
- Carey S. W. The assymetry of the Earth. Univ. Tasmania, Geol. Dept. Publ., 1963, N 138.
- Continental drift, 1962. См. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix: lateral inhomogeneity in the upper-most part of the Earth's mantle.— Advances Geophys., 1962, 9. Crowell J. C. Displacement along the San Andreas fault, California.— Geol. Soc. Ame-
- rica Spec. Paper, 1962, N 71. Diment W. H., Stewart S. W., Roller J. C. Crustal structure from the Nevada
- test side to Kingman, Arizona, from seismic and gravity observations.— J. Geophys. Res., 1961, 66, N 1. E a ton J. P. Crustal structure from San Fransisco, California to Eureka Nevada from
- seismic refractions measurements.-J. Geophys. Res., 1963, 68, N 20.
- Ewing J. J., Worzel J. L., Ewing M. Sediments and oceanic structural history of the Gulf of Mexico.-J. Geophys. Res., 1962, 67, N 6.
- Gilliland W. N. Possible continental continuation of the Mendocino fracture zone.-Science, 1962, 137, N 3531.
- Gilluly J. Transcurrent fault and overturned thrust Shoshone range, Nevada.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 12, pt 2.
- Gilluly J. The tectonic evolution of the Western United States.-Quart. J. Geol. Soc. London, 1963, 119, pt 2, N 474. На milton W., 1961а — см. лит. к введению, гл. І и заключению. На milton W. Strike-slip control of tectonics of coastal California.— Geol. Soc. Ame-
- rica Spec. Paper, 19616, N 68.
- Henderson G. S. Preliminary study of the crustal structure across the Campeche escarpment from gravity data.- Geophysics, 1963, 28, N 5, pt 1.
- Hess H. Petrological studies. A volume in honor A. F. Buddington. N. Y., 1962.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, 64, N 4. Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust
- faulting.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, 70, N 2.
- H u m e G. S. Fault structures in the foothilles and Eastern rocky mountains of Southern Alberta.— Bull. Geol. Soc. America, 1957, 68, N 4. K r a u s E. Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, 1951.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin, 1959.
- Menard H., 1960 см. лят. к гл. I и заключению. Mooser F., Maldonado-Koerdell M. Tectonica penecontemporanea a lo largo de la costa Mexicana del Oceano Pacifico.- Geofic. Internac., 1961, 1, N 1.
- Officer G. B., Ewing J. J., Hennion J. F. a. oth. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: summary of 1955 and 1956 cruises.- Physics, Chem. Earth, 1959, 3.
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 20.
- Pierce W. G. Heart mountain and south fork detachment thrust of Wyoming.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1957, 41, N 4.
- Raff, 1962 см. лит. к введению, гл. I и заключению.
- Rod E. Strike slip faults of Northern Venezuela.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 3. Shepard F. P. Northward continuation of the San Andreas fault.—Bull. Seismol.
- Soc. America, 1957, 47, N 3. Smith G. S. Large lateral displacement on Garlock fault California, as measured from
- offset dike swarm.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 1.
- Stille H. Einführung in dem Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Die zirkumpazifische Serotektonik als derzeitiger Schlussakt im Entwicklungsgange des Zirkumpazifikums.— Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwes. und Monatgeol., 1960, H. 1.

- Tectonic map of the United States. Scale 1:2 500 000. Publ. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Fourth Printing. (s. l.) 1951.
- Walper J. L. Geology of Cobán Purulhá area, alta Verapaz, Guatemala.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, 44, N 8.
- Weyl R., 1961 см. лит. к главе VIII. Whitten C. A. Horizontal movement in the Earth's crust.— J. Geophys. Res., 1960, 65, N 9.
- Whitten C. A., Claire C. N. Analysis of geodetic measurements along the San Andreas fault.—Bull. Seismol. Soc. America, 1960, 50, N 3.
- Wilson, 1963a см. лит. к главе IV. Wilt J. W. Measured movement along the surface trace of an active thrust fault in the Buena-Vista Hills, Kern county California.— Bull. Seismol. Soc. America, 1958, 48, N 2.

# оглавление

Введение
Глава. I. Основные черты структуры и история развития Тихоокеанского подвижного пояса
Принципы тектонического районирования
Подразделение на структурные этажи
Глава II. Тектоника северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса (Корякское нагорье, Камчатка, Курилы, Сахалин и Охотское море) Зональность в строении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса
Пенжинский прогиб, Корякское нагорье и Алеутская дуга
Курильская островная дуга и соседние районы Охотского моря
История изучения тектоники Японии
Основные структурные единицы Японии
ческих зон Японии
Юрско-меловой этап геологической истории Японии и формирова- , пие структуры внешних зон
Каинозоиский этап геологической истории Ипонии и формиро- вание молодой структуры внутренних и внешних зон Япон- ской луги и. Сокизата.
Вулканизм Японии
Сейсмичность и глубинное строение Японии по данным сейсмологии и гравиметрии
Глава IV. Проблема происхождения Японского моря и тектоника примыкаю- щих к нему районов Восточной Азии (Приморье, п-ов Корея) 136
Общее значение проблемы образования окраинных глубоких морей . 136 Основные черты тектоники Приморья
Введение
Гродековская зона герцинской складчатости
ланланолии тектонический массив
Область мезозойской складчатости Сихотэ-Алиня
Основные черты тектоники и истории геологического развития
п-ова Корец
происхождение впадины лпонского моря
Глава V. Геологическое строение Южно-Китайского моря, о. Тайвань, Фи- липпинских островов, островов Индонезии и о. Новая Гвинея
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------
Синовные черты геологического строения о. Тайвань. Краткая характеристика геологического строения зоны кайнозойской склатчатости островов Индонезии и Филиплин
Краткое описание тектоники зоны кайнозойской складчатости о. Но- вая Гвинея
Глава VI. Геологическое строение бассейнов и островов Меланезии, Новой Каледонии, Новой Зеландии и Тасманова моря
Некоторые особенности тектоники юго-западной части Тихоокеанско-
ГО ПОЯСА
Геологическое строение островов Новая Каледония и Лоялти.
Геологическое строение Новой Зеландии
Проявления магматизма и вулканизма в Новой Зеландии
Основные черты истории геологического развития Новой Зеландии
Глава VII. Геологическое строение молодых складчатых поясов Антарктиды
и Южной Америки
Основные черты геологического строения западной Антарктиды Основные черты геологического строения горного пояса Южной
Америки
Тектоническое районирование Андийского пояса
Карибские Анды
Прогиб Мараканбо
Центральная Кордильера Колумбии
Прогиб Магдалена и грабен Каука — Патия
Восточная Кордильера Эквадора (Кордильера Реаль)
Береговая Кордильера Колумбии и третичный прогиб Тихоокеан-
ского побережья Колумбии, Эквадора и Перу
Западная Кордильера Перу
Восточная и Центральная Корлильеры Перу
Восточная Кордильера северной Боливии и Перу
Блок Пуна (Боливийский массив) и Аргентинские Передовые Кор-
Прогибы Альтиплано и Титикака-Куско
Береговая Кордильера Чили
Главная Кордильера Чили и Аргентинская Кордильера
Структурные зоны Андииского батолита и массива Науэль-Уапи . Патагонская Корлиньера
Предандийский краевой прогиб
Заключение
Глава VIII. Геологическое строение Центральной Америки, Мексики и Ан-
тильских островов (о. Куба и др.)
праткое описание геологического строения мексики
Восточные кайнозойские прогибы
Западные структурные зоны Мексики
Побережье Калифорнийского залива и п-ов Калифорния
Краткое описание геологического строения Центральной Америки
Глава IX. Основные черты мезо-кайнозойской тектоники западной части США и проблема происхождения Мексиканского залива и Карибского
бассейна
Горный пояс западной части США
ихоокеанская впадина
ларнорежная зона каннозонской складчатости
Зона палеозойской и раннемезозойской миогеосинклинали
Окраинная (деформированная) часть Северо-Американской плат-
формы

Северо-Американская платформа (недеформированная часть) Механизм формирования тектонических структур горного пояса за- патной части Северной Америки и Калифорнийского залива	301 302
Проблема происхождения впадин Мексиканского залива и Кариб- ского моря	310
Заключение	317
ровых слоях земли	317 324 327
Литература	334

## CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. Main features in the structure and development history of the Cir- cum — Pacific mobile belt and the Pacific Ocean	16
Chapter II. Tectonics of the north-western sector of the Circum-Pacific mobile belt (Koriak highland, Kamchatka, Kurile Islands, Sakhalin)	32
Chapter III. Tectonics of the Japanese islands	70
Chapter IV. Problem of the origin of the Sea of Japan and the tectonics of adjacent areas in Eastern Asia	136
Chapter V. Geological structure of Taiwan Island, the South China Sea, the Philippines Islands, Indonesia and New Guinea	171
Chapter VI. Geological structure of the basins and islands of Melanesia, New Caledonia, New Zealand and Tasman Sea	196
Chapter VII. Geological structure of young folded belts on the Antarctic Con- tinent and in South America	230
Chapter VIII. Geological structure of Central America, Mexico and the Antil- les (Cuba etc.)	274
Chapter IX. Main features of Mesocenozoic tectonics in the western part of the USA and the problem of the origin of the Gulf of Mexico and the Carib- bean Sea basin	<b>290</b> ,
Conclusion	317
Bibliography	334

Петр Николаевич Кропоткин, Ксения Александровна Шахварстова

Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса Труды ГИН, вып. 134

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор вадательства И. М. Ерофееса Контрольный редактор С. Т. Попоса Технические редакторы П. С. Кашина, В. И. Зудина Сдано в набор 6/ГV 1965 г. Подписано к печати 16/VIII 1965 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/10 Печ. л. 23+5 вкл. (в приложении) = 31,51+5 вкл. Уч.-изд. л. 32,5 + 3,9 вкл. = 36,4 Темплан 1965 № 80 Тираж 2 000 экз. Т. 11447 Изд. № 3337/65. Тип. зак. № 2296. Цена 2 р.59 кол. Издательство «Наука», Москва, К-62 Подсосенский пер., 21

> 2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В текущем году в издательстве «Наука» будет выпущена книга:

## Н. Я. Баранов Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород.

Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве.

Работа имеет научно-методическое направление. В ней рассматриваются общие положения по схематическому районированию области многолетнемерзлых горных пород. Рассматриваются следующие вопросы: виды, цели, задачи районирования, принципы и признаки правильной схемы районирования. Мелкомасштабное районирование позволяет раскрыть сходство и различия геокриологических условий внутри области, что важно для сравнительной оценки территории при изысканиях в строительных целях. В работе приводится схематическая классификация многолетнемерзлых горных пород и сопутствующих им образований. Рассмотрены некоторые вопросы геокриологии (мерзлотоведения).

Работа представляет интерес для мерзлотоведов, инженеровгеологов, гидрогеологов, географов и др. специалистов. Объем 11 л. Цена 77 к.

Работа включена в дополнительный тематический план 1965 г. № 285.

Ввиду зависимости тиража от поступивших заказов, просим присылать предварительные заявки на эту работу.

## Предварительные заказы направляйте по адресу:

Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, контора «Академкнига», магазин «Книга — почтой» или в ближайший магазин «Академкнига»:

> Алма-Ата, ул. Фурманова, 139; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Киев, ул. Ленина, 42; Ленинград, Литейный проспект, 57; Москва, ул. Горького, 8; Москва, ул. Вавилова, 55/5; Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Белинского, 71 — в; Ташкент, ул. К. Маркса, 29; Ташкент, ул. Руставели, 43; Уфа, Октябрьский проспект, 129; Харьков, Уфимский пер., 4/6. Заказы принимают и местные магазины книготоргов.

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
25 214 270 Фиг. 32 приложение	3 сн 6 сн. 15 сн. 4 строка св.	называют Уауау Альфреда хребта	связывают Уанау Альфельда прогиба

# ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Труды ГИН, вып. 134



1 - A - 1

で、一、日、日日の湯の

# П. Н. Кропоткин, К. А. Шахварстова

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Труды, вып. 134

Приложения

(Фиг. 1, 2,10, 11A, 11E, 11B, 22, 32, 51)



II. Дуги, желоба, валы)

II. Дуги, желоба, валы) 31 — Курйльская дуга; 32 — Курило-Камчатский желоб; 33 — Японская дуга; 34 — Японский желоб; 35 — дуга Рюкю; 36 — дуга Идау-Бонинская; 37 — Марианская дуга; 38 — Марианский желоб; 39 — Филиппинская дуга; 40 — Филиппинскай же-лоб; 41 — дуга о. Яп; 42 — дуга о-вов Палау; 43 — Ново-Гвинейская дуга; 44 — Каролинский океанический вал; 45 — Западно-Меланевийский желоб; 46 — Яванский желоб; 47 — Ново-Британская дуга; 48 — дуга Соломоновых островов; 49 — желоб Бугенвиль; 50 — подводное плато Квинсленд; 51 — Алеутская дуга; 52 — Алеутский желоб; 53 — вал Гавайских островов; 54 — вал Маркус-Неккер; 55 — вал Маршалло-вых островов; 56 — вал о-вов Дайн — Туамоту; 57 — Восточно-Тихоскеанский крае-вой вал; 58 — Ново-Гебридская дуга; 59 — Ново-Каледонская дуга; 60 — вал о-вов Гилберта и Эллис; 61 — Восточно-Меланевийский вал; 62 — дуга о-вов Филика; 63 — вал о-вов Такелау — Кука (Северные); 64 — луга Тонга – Кермадек; 65 — желоб Тонга — Кермадек; 66 — поднятие Лорд-Хау; 67 — Новозеландская дуга; 68 — дуга о-вов Макуори; 69 — Новозеландское подвоное цлато; 70 — Южно-Тихо-океанский вал; 71 — вал Мариказских островов; 72 — вал о-вов Тубуаи—Кука; 73 — грабен Калифорнийского залива; 74 — Гватемальский желоб; 75 — поднятия о-вов Галапогос, Кокос и подводное плато Альбатрос; 76 — желоб Кайман (Бартлег); 77 — луга Больших Антильских островов; 78 — дуга Малых Антильских островов; 79 — Восточно-Тихоокеанский вал; 80 — поднятие Наска — Сан-Фелис — Хуан-фернандес; 81 — Алталаский (Перуанско-Дилийский) желоб; 82 — дуга Шет-ландских и Южных Сандвичевых островов.

III. Зоны разломов 83 — зона разломов Мендосино-Пайонир; 84 — зона разломов Меррей; 85 — зона разломов Кларион; 86 — зона разломов Клиппертон; 87 — зона разломов островов Сала-и-Гомес. IV. Антиклинории, массивы и прогибы IV. Антиклинория, массивы и прогибы 88 — главный антиклинорий Сихоте-Алиня; 89 — антиклинорий Хоккайдо.—Западно-Сахалинский; 90 — Барисанский антиклинорий о. Суматра; 91 — Центральный мас-сив о. Калимантан (Борнео); 92 — Северный прогибо, Калимантан; 93 — Централь-ный антиклинорий о. Новая Гвинея; 94 — Ново-Гвинейский краевой прогиб; 95 — Западпо-Камчатский прогиб; 96 — Центрально-Камчатская депрессия; 97 — антикли-норий Аляскинского хребта; 98 —Береговые хребты Калифорнии; 101 — Колумбий-ское плато; 102 — плато Колорадо; 103 — хребты Восточных Скалистых гор; 104 — Западная Сьерра Мадре; 105 — Восточная Сьерра-Мадре; 106 — Флоридская плат-форма; 107 — Босточная Кордильера Колумбии; 118 — Преданцийский массив; 111— Западная Кордильера Перу; 112 — Главная Кордильера Чили; 113 — Земля Грейама



Фиг. 2. Схема расположения металлогенических поясов и главнейших консолилированных структур северо-запалной части Тихоокеанского рудного пояса



Фиг. 32. Палеотектоническая карта п-ова Кореи, Приморья, Японского моря и Японских островов. Реконструкция для середины мезозоя

Китайская платформа (1—7), в том числе: 1 — граница докембрийской платформы; 2 — архейский фундамент (в контурах современных выходов на поверхность); 3 - архейский фундамент на тех площадях, которые в настоящее время покрыты чехлом юрских и меловых отложений Цусимского хребта (Нактонг); 4 — архейский фундамент в зоне, в настоящее время заполненной третичными отложениями геосинклинали Синдзи; 5 — архейский фундамент — предполагаемое распространение под осадками Японского и Желтого морей; 6 — протерозойская складчатая зона (аб - зона Окчхон, хр — Хесан-Ривонский прогиб); 7 — осадочный чехол докембрийской платформы (рифей, Cm — О С<sub>2</sub> — Т<sub>1</sub>; в Окчхонской складчатой зоне только Cm — О и С<sub>2</sub> — Т<sub>1</sub>) в современных контурах распространения. Для середины мезозоя предполагается распространение осадочного чехла почти по всей площади докембрийской платформы. Области позднегерцинской и раннемезозойской складчато-сти и распространение гранитоидов Р — Т (8—11), в том числе: 8 — области позднегерцинской и раннемезозойской складчатости, достигшие значительной консолидации в середине триаса; 9-Ханкайский срединный массив и другие участки более ранней консолидации; 10 - области менее интенсивной позднегерцинской и раннемезозойской складчатости, подвергшиеся поэднейшей переработке в результате юрской, меловой и третичной складчатости; 11 -- гранитоиды верхнепалеозойского и нижнемезозойского возраста (в современных контурах, местами с экстраполяцией). Области мезозойской и кайнозойской складчатости (12-14), в том числе: 12 - мезозойская геосинклинальная область Сихотэ-Алиня и ее Бикинская ветвь (морской бассейн, прогибание синклинальных зон в Та, Ј

и Сг., вулканизм); 13 — прогибы, из которых в дальнейшем развились третичные геосинклинала Уэцу и Исикари, грабен Фосса Магна в Японии и Килчку-Мёнчхонский грабен в Корее; 14 — мезозойская и развившаяся из нее кайнозойская геосинклинальная область внешней зоны Японии и островов Хоккайдо и Сахалин. Современный контур берега показан прерывистой линией, так как ширина геосинклинального пояса внешней зоны Японии была в середине мезовоя, т. е. до меловой и третичной складчатости, значительно больше, чем современная ширина сформированного в ней складчатого пояса; 15 — Тихоокеанская впадияа (океаническая плита); 16 — участки дна Японского моря, имеющие материковое строение вемной коры (В — подводная возвышенность Витязя, Б — подводный хребет Богорова, СЯ — северный выступ подводной возвышенность к северо-западу от о. Уллындо, О — подводная возвышенность вблизи островов Оки, ХН — подводная возвышенность у о. Хекура и п-ва Ното). Цифрами и линиями указаны современные параллели и меридианы, проведенные через 0,5°. Скемативированные контуры изобат (17-20) современного рельефа дна (17-500 м, 18 — 1000 м, 19 — 2000 м, 20 — 2500 м); 21 — простирание складок; 22 — сбросы и другие линии разрывных нарушений; 23 — сдвиги (указано направление позднейшего смещения; КК сдвиг Канто); 24 — главные разрывы, по которым произошло растяжение коры при образовании глубоких впадии Японского моря



Фиг. 51. Тектоническая карта Южно-Американских Анд

нижний структурный Самъй ярус: 1- выход докембрийского и нижнепалеозойского метаморфического фундамента (Prt, Cm, Pz<sub>1</sub>).Нижний структурный ярус (2-3), в том числе: 2 - нижний подъярус средне-и верхнепалеозойские образования (Pz, Рг<sub>3</sub>); 3 — верхний подъярус, главным образом морские отложения (За) и континентальные отложения с лавами (36) верхнего триаса, юры, нижнего мела (Т, J, Cr<sub>1</sub>); 4 — гранитоиды ран-него этапа развития (J<sub>2</sub>, Cr<sub>1</sub>). Средний структурный ярус: 5 - морские и контипентальные отложения верхнего мела - палеогена (Cr2, Pg); 6 — гранитоиды среднего этапа развития (Cr<sub>2</sub>, Pg). Верхний структурный ярус (7-9), в том числе: 7 - главным образом мог ские отложения неогена (частью также Рд и Q); 8 — континентальные третичные отложения межгорных прогибов и грабенов; 9 -мощные вулканогенные комплексы кайнозойского возраста (главным образом N, Q); 10 - гранитоиды позднего этапа развития (N); 11 - кайнозойские отложения (Pg, N, частью Q) краевых прогибов; 12 - оси антиклиналей, антиклинориев и выраженных в рельефе геоантиклинальных поднятий; 13 - вулканы; 14 - наклонные и опрокинутые складки; стрелки указывают направление падения их осевых плоскостей и поддвигания нижних блоков или чешуй под верхние; 15 — надвиги, стрелки указывают направление поддвигания нижних блоков или чешуй под верхние; 16 — разломы (сдвиги, сбросы); 17 — сдвиги (стрелки указывают направление относительного смещения блоков); 18 — зоны дробления

### и сдвиговые зоны

На врезке: схема тектонического районирования Южно-Американских Анд; 1 - Береговой хребет Венесуэлы и Северного Тринидада; 2 — Сьерра-дель-Интериор; 3 — Сьерра-Невада; 4 — Сьерра-де-Мерида; 5 — Восточная Кордильера Колумбин; 6 — прогиб Мараканбо; 7 — прогиб в нижнем течении р. Магдалены; 8 - Центральная Кордильера Колумбии; 9 — прогиб Магдалены; 10 - грабен Каука-Патия; 11 - Восточная Кордильера Эквадора (Кордильера Реаль): .2 — Западная Кордильера Колумбин; 13 — Западная Кордильера Эквадора; 14 - грабен Эквадора; 15 — Береговая Кордильера Колумбии; 16 -- третичный прогиб Тихоокеанского побережья Колумбии, Эквадора и Перу; 17 - горст хребта Чонгон-Колонче; 18 — Западная Кордильера Перу; 19 — меловой прогиб на продолжении Западной Кордильеры Перу; 20 — Береговая Кордильера Перу; 21 — антиклинорий Восточной и Центральной Кордильер Перу; 22 - синклинальная зона Восточной и Центральной Кордильер Перу и Эквадора 23 — Восточная Кордильера северной Боливии и Перу; 24 — блок Пуна (Боливийский массив); 25 — Аргентинские Передовые Кордильеры (Предандские горные цепи); 26 — прогиб Альтиплано, 27 — меловой прогиб Титикака-Куско; 28 — части Западной Кордильеры Перу, Главной Кордильеры Чили и Аргентинской Пуны, покрытые молодыми лава. ми; 29 — Береговая Кордильера Чили; 30-Главная Кордильсра Чили; 31 — Аргентинская Кордильера; 32 — грабен Чилийской долины; 33 массив Науэль-Уапи; 34 — зоны антиклинориев Патагонской Кордильеры; 35 — зоны синклинориев Патагонской Кордильеры; 36 — части Аргентинской и Патагонской Кордильер, покрылавами; 37 — Предэндийский тые молодыми краевой прогиб

11





Фиг. 22. Тектоническая карта Японских островов и юго-восточной части п-ова Корея. Составил П. Н. Кропоткин.

Платформенные области юга п-ова Корся и северного побережья Японских островов (1-5): 1 — южная граница области поверхностного или неглубокого залегания домезовойского гранито-гнейсового фун-дамента; 2 — Китайско-Корейский щит; 3 — слабо дислоцированные меловые отложения; 4 -- выступы гранито-гнейсового основания на о-вах Оки и п-ове Ното; 5 — слабо дислоцированные кайнозойские осадочные и вулканогенные породы, залегающие на гранито-гнейсовом фундаменте (п-ов Ното, о-ва Оки). В нутренняя зона (6-7): 6 - кайнозойские отложения северного побережья о. Хонсю; 7 - кайнозойские отложения геосинклиналей Синдзи и Уэцу. Срединнная зона (8-17): 8 — зона гнейсов хребта Хида (штрихи указывают простирание мстаморфи. ческих пород); 9 - зона метаморфических пород Рёке (метаморфические сланцы, кварциты, гнейсированные граниты; штрихи указывают простирание); 10 - мстаморфические отложения Сангун (нижний палеозой?; штрихи указывают простиранис); 11 - оси антиклинориев в срединной зоне, намечаемые по выходам метаморфических пород Сангун; 12 — палеозойские отложения и прорывающие их граниты; пунктирные линии показывают простирание отложений, представленных в фации Ямагути (главным образом верхний палеозой); 13-верхнепалеозойские отложения в известняковой фации Акиёси или Пара-Акиёси; линии указывают простирание; 14 -- тектонические впадины (главным образом типа грабенов), заполненные в средней части срединной зоны триасовыми и юрскими отложениями, а в ссверной части о. Кюсю и на о-вах Гото-меловыми и нижнетретичными отложениями; 15-

прогиб Идзуми (верхнемеловые отложения, а в западной части о. Кюсю также и нижнетретичные); 16 — складчатые кайнозойские отложения северного Хонсю и юго-западного Хоккайдо в прогибах между блоками складчатого фундамента срединной зоны; 17 — наложенные впадины в районе Внутреннего моря, озера Бива и заливов Осака и Исеноуми, заполненные верхнетретичными и четвертичными отложениями. Внешняя палеозойская зона, включая массивы Абукума и Китаками (18—19): 18— северная подзона (зона Нагато-ро — метаморфические породы Микабу и другие, вероятно, нижний палеозой и верхний протерозой); 19 — южная подзона (зона Титибу — средний и верхний палеозой, местами в антиклиналях более древние толщи, а в синклиналях - триас и юра). Внешняя зона мезозойских и кайнозойских отложений (20-21): 20 — северная подзона (зона геосинклинали Симанто, главным образом мезозойские отложения); 21 — южная подзона (зона геосинклинали Накамура и ее северного продолжения, главным образом дислоцированные верхнемеловые, нижнетретичные и верхнетретичные отложения). Позднекайнозойские прогибы: 22 — депрессии Фосса-Магна (Великий Грабен) и Канто, заполненные слабо дислоцированными и спокойно залегающими верхнетретичными и четвертичными отложсниями. Тектонические зоны о. Хоккайдо (23-27): 23 — метэморфические породы в центральном антиклинории Хоккайдо (докембрий палеозой; штрихи указывают простирание); 24 — палеозойские отложения Центрального и Восточного антиклинориев о. Хоккайдо; 25 - мезозойские отложе-

ния геосинклиналей центрального Хоккайдо; 26 -- кайнозойские отложения гео синклинали Исикари и геосинклиналей восточного Хоккайдо; 27 — наложенные впадины в районе Центрального антиклинория, заполненные верхнетретичными и четвертичными отложениями. Прочие обозначения (28-38): 28 — вулканические зоны и геоантиклинали островных дуг Рюкю и Идзуситито; 29 действующие вулканы; 30 — основные и ультраосновные интрузии (главным образом мезозойские и нижнетретичные); 31 — простирание складок (главным образом оси антиклиналей); 32 — сбросы, установленные и предполагаемые (штрихи обращены по падению сместителя); 33 — крупнейщие разрывные дислокации: ММ — такназываемая средняя линия, отделяющая срединную зону и прогиб Идзуми от внешних зон; FF — линия Итоигава — Сидзуока (западный край Великого Грабена); 34 — край шельфа (приблизительно по линии глубин 200—300 м); 35 — впадина Рюкю и ее продолжение вблизи островов Кюсю и Сикоку (контур показан приблизительно по изобате 4750 м) и впадина Японская (контур показан приблизительно по изобате 6000 м); 36 — подводный ров, протягивающийся от впадины Рюкю в залив Суруга и к грабену Фосса-Магна; 37 - участки Японского моря, имеющие глубину болсе 3000 м и нематериковое строение земпой коры; 38 — предполагаемые границы тектонических зон. В легенде цифрами І-V отмечены структурные этажи: складчатый фундамент (1), нижний (11), средний (111), верхний (IV) и самый верх-ний (V). А — В, С — D — линии профилей (см. фиг. 23). На врезке — схема тек-

тонического районипования Японских осто



### Фиг. 10. Схема тектонического районирования северо-западного сектора Тихоокеанского пояса

ского полуострова, 17 — складчатые зоны Аляски: окраинный вулканический пояс (18-20), в том числе: 18 — дуга восточного Сихотэ-Алиня и побережья Татарского пролива, 19 — дуга северного побережья Охотского моря и хребта Гыдан, 20 — зона Чукотского полуострова и о. Св. Лаврентия. Структуры Тихоокеанского подвижного пояса (21-86) подразделены на три группы (I, II, III). I — Впадины тыловых прогибов и глубоких окраинных морей (21-31): 21 — впадина Японского моря, 22 — прогиб Татарского пролива, 23 — Восточно-Сахалинский прогиб, 24 — прогиб котловины Дерюгина, 25 — впадина залива Терпения, 26 — впадина южной части Охотского моря, 27 — Западно-Камчатский тыловой прогиб (включая котловину ТИНРО), 28 — Пенжинский тыловой прогиб, 29 — Нижне-Анадырский прогиб, 30 — впадина южной части Берингова моря, 31 — прогиб Бристольского залива и р. Нушагак. ІІ — Прогибы и поднятия внутренних частей подвижного пояса (32-62 - принадлежащие к внутренней зоне, 63-83 - принадлежащие к внешней зоне): 32 — поднятия подводных возвышенностей Богорова и Витязя, 33 — зона островов Садо, 34 — срединная зона северного Хонсю и юго-западного Хоккайдо, 35 - прогиб бассейна Акита, 36 - массив Абукума, 37 — массив Китаками, 38 — Западно-Сахалинский антиклинорий и его подводное продолжение, 39 — Центральный (Тымь-Поронайский) прогиб о. Сахалин, 40 — Восточно-Сахалинский, 41 и 42 — Южно-Сахалинский (Сусунайский) и Новиковский (Тонино-Анивский) антиклинории и зона верхнепалеозойской консолидации на о. Хоккайдо, 43 — массив Срединного хребта Камчатки, 44 — зона антиклиналей на продолжении Срединного хребта, 45 — Тигильский прогиб, 46 — геоантиклиналь Камчатско-Корякского Срединного хребта, 47 — Майнское поднятие, 48 — Таловский прогиб, 49 — Ваегинский антиклинорий, 50 — Пекульнейский антиклинорий, 51 — антиклинорий хребта Золотого (возможно, относится к зоне мезозойской складчатости), 52 - Великореченский

прогиб, 53 — Западно-Корякский антиклинорий, 54 — Восточно-Корякский антиклинорий, 55 — Верхне-Хатырский прогиб, 56 — Хатырско-Наваринский антиклинорий, 57 — Нижне-Хатырский прогиб. 58 — зона о. Св. Матвея и островов Прибылова, 59 — антиклинорий Аляскинского хребта 60 — антиклинорий Алеутского хребта, 61 — прогиб залива Кука, 62 — антиклинорий о. Кадьян и п-ова Кенай. 63 — прогиб геосинклинали Исикари, 64 — центральный антиклинорий о. Хоккайдо (хребет Хидака), 65 — погруженное северное продолжение внешней зоны юго-восточной Японии, 66 — антиклинории Немуро и Сиретоко, 67 — геоантиклиналь Больших Курильских островов, 68 — геоантиклиналь Малых Курильских островов и подводного хребта Витязя, 69 — Срединный Курильский прогиб, 70 — Налычевский и Авачинский прогибы (с их продолжением на материковом склоне), 71 — Срединный Камчатский прогиб, 72 — антиклинорий хребтов Ганаль ского и Валагинского, 73 — Восточно-Камчатский антиклинорий, 74 — Восточно-Камчатский про гиб, 75 — Поднятия Кроноцкого полуострова и Камчатского мыса, 76 — Вывенский прогиб, 77 геоантиклиналь о. Карагинского и хребта Малиновского, 78 — прогиб по рекам Апука и Пахача 79 — Олюторский антиклинорий и его продолжение (Олюторский подводный хребет), 80 — Укэла ятский прогиб и его продолжение, 81 — геоантиклиналь Алеутских и Командорских островов 82 — геоантиклиналь банки Бауэрс, 83 — зона зеленокаменного мезозойского прогиба о. Кадьяк III — Впадины фронтальных прогибов (84—86): 84 — Японский желоб, 85 — Курило-Камчатский желоб, 86 — Алеутский желоб. Структуры Тихооксанской впадины (87-89 — окраинные и срединные валы, 90-91 — впадины): 87 — Курило-Камчатский окраинный океанический вал, 88 — Алеут ский окраинный океанический вал, 89 — Гавайский срединный океанический вал, 90 — Северо

Западная впадина Тихого океана, 91 — Северо-Восточная впадина Тихого океана

I — границы впадин с корой океанического типа; 2 — докембрийские платформы и массивы; 3 области раннемезозойской — позднегерцинской и более древней консолидации; 4 — окраинный вулканогенный пояс (Cr., Pg, N); 5 — оси дугообразных зон окрайнного вулканогенного пояса; 6 — тыловые прогибы и связанные с ними глубокие впадины растяжения (окраинные моря); 7 фронтальные прогибы — глубокие желоба по периферии океана; 8 — границы тектонических зон. отмеченных цифрами; 9 — оси геоантиклинальных поднятий и антиклинальных складок в меловых и кайнозойских отложениях; 10 — крупные разрывные нарушения кайнозойского возраста — сдвиги, сбросы и пр. (установленные и предполагаемые); 11 — надвиги (установленные и предполагаемые), стрелки указывают направление надвигания; 12 — предполагаемые смещения сдвигового характера; 13 — предполагаемое перемещение глыб земной коры в течение верхнего мела и кайнозоя. Цифрами на карте обозначены: докембрийские платформы и массивы (1-3), в том числе: 1 -Сибирская платформа (включая зону байкальской или каледонской складчатости), 2 — Маньчжурская плита, 3 — Ханкайский массив; области раннемезозойской, позднепалеозойской и более древней консолидации: (4—9), в том числе: 4 — Зейско-Бурейнская глыба (вместе с примыкающими частями Маньчжурии), 5 — Охотский массив, 6 — Колымский срединный массив, 7 — Охотия (погруженный массив в центральной части Охотского моря), 8 — массив п-ова Тайгонос, 9 — Берингия (погруженный массив) вместе с массивами Чукотским, п-ова Сьюард и др.; мезозоиды (10—17), в том числе: 10 — Ольдое-Селемджинская зона; 11 — складчатые зоны Нижнего Приамурья, 12 складчатые зоны Сихотэ-Алиня, 13 — складчатые зоны Верхоянского хребта, 14 — складчатые зоны Колымо-Индигирской системы, 15 — складчатые зоны северной части Охотского моря, п-ова Тайгонос, хребта Гыдан и бассейна р. Анадырь, 16 — складчатые зоны бассейна р. Анюй и Чукот-



Фиг. 11-А. Карта позднекайнозойских деформаций земной коры в северо-западной части Тихоокеанского пояса (юго-западная часть)

Области, в которых поднятие составляет менее 1000 м или опускание менее 4000 м не заштрихо-ваны. Величина поднятий и опусканий в них выражена только изолиниями Условные обозначения: 1 — поднятие более чем на 2000 м; 2 — поднятие на 1500—2000 м; 3 — поднятие на 1000—1500 м; 4 — опускание на 4000—5000 м; 5 — опускание на 5000—6000 м; 6 — опускание более чем на 6000 м; 7 — изолинии равного поднятия или опускания и предполагаемая величина суммарного

поднятия (+) или опускания (—) за неоген и четвертичный период в сотнях метров (берг-шърихи указывают направление от областей поднятия к областям опускания); 8 — то же, предположительно; 9 — разрывные дислокации (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги); 10 — оси антиклиналей и антиклин нориев; 11 — оси глубоких океанических желобов; 12 — подводные долины и морфологически близкие к ним формы рельефа; 13 — погруженные береговые валы; 14 — граница кайнозойской геосинклинальной области (включая краевые прогибы)



Фиг. 11-Б. Карта позднекайнозойских деформаций земной коры в северо-западной части Тихоокеанского пояса (средняя часть). См. условные обозначения к фиг. 11-А