

М. С. Марков

---

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ  
КОМПЛЕКСЫ  
И  
„БАЗАЛЬТОВЫЙ“ СЛОЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ОСТРОВНЫХ ДУГ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR  
GEOLOGICAL INSTITUTE

M. S. MARKOV

METAMORPHIC  
COMPLEXES AND THE  
«BASALTIC» LAYER  
OF THE EARTH'S CRUST  
OF ISLAND ARCS

*Transactions, vol. 268*



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW

1975

171

М. С. МАРКОВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ  
КОМПЛЕКСЫ  
И «БАЗАЛЬТОВЫЙ» СЛОЙ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ  
ОСТРОВНЫХ ДУГ

Труды, вып. 268

551.24+552.4



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1975



**Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.**  
Марков М. С. Труды ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.

Работа посвящена описанию метаморфических комплексов островных дуг и выяснению их места в истории развития этих структур. Показано, что в основании рассматриваемых зон залегают метаморфические комплексы меланократового состава, которые соответствуют «базальтовому» слою земной коры. Показано, что островные дуги закладываются на коре океанического типа и представляют собой дальнейший этап развития океанических структур.

Табл. 13. Илл. 70. Библ. 662 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),  
академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, *П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*Н. А. Штрейс*

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),  
Academician *V. V. Menner*, *V. G. Gerbova*, *P. P. Timofeev*

Responsible editor

*N. A. Shtreis*

## ВВЕДЕНИЕ

Для современной геологии характерны попытки глобальных обобщений, которые позволили бы выявить общие закономерности развития Земли. Этому, с одной стороны, способствует необычайный размах геологических исследований материков. В настоящее время стало возможным создание сводных геологических и тектонических карт, а также обобщенных монографий по геологии и тектонике целых континентов. С другой стороны, за последние годы неизмеримо развернулся фронт океанологических исследований, позволивших установить особенности строения и характер пород океанов. Стало несомненным существование двух наиболее крупных типов структур нашей планеты — континентов и океанов. Это позволяет говорить о наиболее крупных закономерностях строения земной коры и мантии.

Выявление существенных различий в строении континентов и океанов привлекло внимание геологов к проблеме временных и пространственных закономерностей размещения океанических и континентальных блоков земной коры и повлекло за собой возникновение большого количества разнообразных гипотез, частично обсуждаемых в настоящей работе. Стало очевидным, что изучение зон перехода от континента к океану является в настоящее время одной из первоочередных задач геотектоники, так как именно их исследование позволит решить вопросы эволюции земной коры, направленности процесса её развития.

Для зон перехода от океана к континенту (во всяком случае, для западной части Тихого океана) типично развитие островных дуг. Под этим термином автор вслед за рядом исследователей понимает не только гирлянды островов, расположенных вдоль края океанического бассейна. Так, отмечается, например, в книге «Тихий океан Берега Тихого океана» (стр. 133): «В настоящее время термин «островная дуга» перерос свое первоначальное значение. Под ним подразумеваются определенные горные сооружения в западной части Тихого океана, которые далеко не во всех случаях имеют дугообразные очертания в плане, причем в это понятие включаются не только острова, но и некоторые полуострова. Все островные дуги (это не всегда выдерживается. *Примечание мое. — М. М.*) Тихого океана состоят из двух различающихся по морфологии горных хребтов — внутреннего и внешнего, разделенных продольным понижением».

С моей точки зрения, в понятие «островная дуга» также следует включать сопровождающие зоны поднятия глубоководные желоба и котловины окраинных морей, ибо нетрудно показать, что весь этот комплекс структур взаимосвязан. Поэтому в дальнейшем под термином «островная дуга» я буду понимать все перечисленные выше структуры. Гирлянды островов, или островные гряды, называются в работе зонами поднятий островной дуги. Таким образом, понятие «островная дуга» включает комплекс положительных и отрицательных линейных структурных зон, выраженных в рельефе и протягивающихся вдоль границы континента и океана.

В современной тектонике не существует единства взглядов на природу островных дуг. В связи с этим представляется необходимым рассмотреть отдельные наиболее спорные вопросы их геологии и в первую очередь проблему фундамента. В настоящий момент вопрос об эволюции земной коры не может быть решен без специального изучения метаморфических комплексов, так как очевидно, что глубинные горизонты земной коры сложены преимущественно метаморфическими породами. Это потребовало специального изучения метаморфических комплексов, их классификации, выяснения структурного положения и соотношения с остальными образованиями, развитыми в пределах островных дуг. Эти вопросы и составляют основное содержание данной работы. Для решения указанных вопросов в качестве геологического полигона был выбран Охотский регион, в состав которого входят районы Азиатского континента, ограниченные на западе Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Создание этой работы было бы невысказимо без постановки специальных исследований в лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР, сделанных по инициативе заведующего лабораторией Н. А. Штрейса. В ходе работы автор имел возможность пользоваться постоянными консультациями и советами Н. А. Штрейса, что во многом способствовало ее выполнению. Проведение работ было бы невысказимо без научной поддержки А. В. Пейве, в лице которого автор находил постоянного слушателя и доброжелательного критика.

Хочется отметить помощь многих товарищей, работавших со мной в поле и в первую очередь Н. Б. Заборовской, И. А. Соловьевой, Г. Е. Некрасова, Б. К. Долматова, М. Ю. Хотина, Л. Л. Германа и многих других. В своих исследованиях я постоянно находил дружескую критику и деловые советы у А. С. Новиковой, Г. Г. Павловой, Ю. М. Пушаровского, М. Л. Гельмана, А. Л. Книппера, Н. А. Богданова, А. С. Перфильева, А. А. Моссаковского, Л. П. Зоненшайна и многих других сотрудников сектора тектоники Геологического института АН СССР. Всем им я глубоко признателен за дружескую поддержку и помощь.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ОСТРОВНЫЕ ДУГИ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Прошло свыше ста лет с момента появления в геологии учения о геосинклиналях<sup>1</sup>. Пожалуй ни одно из теоретических представлений геологии не выдержало столь длительной проверки временем. До настоящего времени основой для составления тектонических карт крупных регионов и материков является одно из кардинальных положений этой теории, согласно которому на месте геосинклиналей (геосинклинальных систем и областей) образуются складчатые зоны, наращивающие площади континентов, иными словами, в результате геосинклинального процесса происходит становление земной коры континентального типа. Представления о постепенном замыкании геосинклинальных зон и стадийности их развития широко используются и для металлогенических построений.

Вполне естественно, что за время своего существования учение о геосинклиналях претерпело весьма существенные изменения. Этому посвящены очень интересные обзоры Н. С. Шатского (1946), Н. А. Штрейса (1947), В. В. Белоусова (1962), В. Е. Хаина (1964), Ж. Обуэна (1967), Ю. М. Шейманна (1968) и многих других, в связи с чем вряд ли необходимо детально останавливаться на этих вопросах. Важно отметить другое — по мере развития учения о геосинклиналях, изучения особенностей эволюции магматизма этих зон и появления все более детальных геофизических данных все большее количество исследователей приходит к выводу, что геосинклинальный процесс неразрывно связан с формированием «гранитного» слоя земной коры (Кропоткин, 1948; Павловский, 1953; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Муратов, 1967; Шейманн, 1968; Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс и др., 1972; и др.).

Вполне естественно, что выявление на лике Земли складчатых зон, бывших некогда геосинклиналями, поставило вопрос о том, существуют ли в настоящий момент на Земле современные, «живые» геосинклинали? Поиски таких зон и необходимость их пристального изучения вытекали из представлений многих тектонистов о том, что на всех этапах развития Земли происходит постепенное разрастание материков за счет геосинклинальных зон, претерпевших складчатость, сопровождавшуюся метаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Казалось бы, такой вопрос может быть решен сравнительно быстро и однозначно, поскольку известны признаки бывших геосинклиналей. Однако, как показывает история развития тектонических представлений, это оказалось не таким простым делом, и до сих пор в науке существуют разные точки зрения на эту проблему. Рассмотрим историю этого вопроса и попытаемся сформулировать те основные разногласия и трудности, которые стоят на пути ее окончательного решения<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Термин «геосинклиналь» здесь понимается не как частный геосинклинальный прогиб, а как синоним геосинклинальной системы или геосинклинальной области.

<sup>2</sup> Это рассмотрение, естественно, не претендует на полный обзор работ, посвященных особенностям строения островных дуг. Хотелось только обратить внимание на некоторые наиболее принципиальные аспекты сравнения геосинклиналей прошлого и островных дуг.

Еще в начале XX столетия один из крупнейших геологов своего времени Э. Ог (1932) рассматривал в качестве современных геосинклиналей океаны типа Атлантического и Индийского. При этом он отмечал, что для них, как и для геосинклиналей, характерно расположение между континентами и обилие батиальных осадков.

Взгляды Э. Ога и в дальнейшем находили последователей. Так, А. Н. Мазарович (1951, стр. 113) считал, что «океаны вторичного типа (Атлантический, Индийский. — М. М.) являются бассейнами геосинклинального типа, причем они характеризуются целым рядом признаков, существенно отличающих их от геосинклинальных бассейнов прошлого».

Однако поиски аналогов геосинклинальных систем шли и по иному направлению. Поскольку еще Дж. Дэна (Dana, 1866) обратил внимание на то, что геосинклинали располагаются вдоль краев бывших континентов, особое внимание было обращено на зоны, переходные от океана к континенту. Вполне естественно, что внимание исследователей в первую очередь было привлечено к своеобразным структурам островных дуг. Морфологическое сходство этих зон с геосинклиналями прошлого отмечалось еще Э. Зюссом, А. Зупаном (Supan, 1907) и другими геологами. Первый из названных исследователей обратил внимание на различие в строении берегов атлантического и тихоокеанского типа. Особенности строения берегов атлантического типа он объяснял существованием зон разломов, а тихоокеанского — складчатостью, направленной от суши к морю (Suess, 1883—1909).

Наиболее четко сходство островных дуг с геосинклинальными системами было подчеркнуто Г. Моленграафом (Molengraaf, 1913). Согласно его взглядам, островные дуги с их зонами поднятий, выраженными в рельефе грядами островов, и смежные с ними глубоководные впадины являются типичными геосинклинальными системами. Для конечных стадий развития этих зон характерны очень сложные альпинотипные дислокации.

До развития морских геофизических исследований существенную роль для решения вопроса о природе островных дуг играли их чисто морфологические признаки. Начало таким сравнениям было положено работами Э. Зюсса, Г. Моленграафа и др. Наиболее подробно этот вопрос был рассмотрен Э. Арганом (1935), который сравнивал Индонезийскую островную дугу с Альпами и отмечал, что в Альпах в мезозойскую стадию их развития были широко распространены гирлянды островов с интенсивным развитием вулканизма. В дальнейшем эта точка зрения была поддержана А. Лаусоном (Lawson, 1932), рассмотревшим вопрос о природе островных дуг, расположенных вокруг восточной окраины Азиатского континента. Ч. Шухерт (Schuchert, 1923) проанализировал историю развития геосинклиналей Северо-Американского континента и подразделил геосинклинали на мезо-, моно-, поли- и паралигеосинклинали. Ближе всего к островным дугам стоят последние из выделенных Ч. Шухертом структур, которые располагаются по окраинам континентов. Однако необходимо иметь в виду, что проводить полной аналогии между паралигеосинклиналями и островными дугами нельзя, поскольку, по мнению Ч. Шухерта, геосинклинали всегда были отгорожены от океана бордерлендами, геосинклинальный процесс не приводил к заметному наращиванию континента, а регенерировался примерно на одном и том же месте у окраины последнего. Близкие взгляды о постоянстве расположения геосинклинальных зон у окраин континентов высказывались А. Грабау (Grabau, 1924). Думается, что после серьезной критики этих представлений А. Д. Архангельским (1941) и Н. С. Шатским (1946), а в последние годы Р. Дитцем (Dietz, 1963) вряд ли необходимо подробно останавливаться на этом вопросе. Из взглядов Ч. Шухерта и его последователей неизбежно вытекает коренное отличие океанического типа развития земной коры и геосинклинального, а следовательно, видимо, и существенно иной, не океанический тип строения земной коры под геосинклиналями.

Вопрос о современных аналогах геосинклиналей был подробно рассмотрен А. Д. Архангельским (1941). Говоря о возможных классификациях геосинклинальных областей и критикуя взгляды Ч. Шухерта о бордерлендах, он пишет: «Если мы признаем правильной изложенную точку зрения, то все разнообразие геосинклиналей континентальной части земной коры сведется всего к двум типам, из которых первый можно назвать **внутриконтинентальным**, а второй — **окраинным** или **краевым**. К третьему типу геосинклиналей относятся те, которые расположены в пределах океанических областей и которые можно назвать океаническими» (Архангельский, 1941, стр. 346). С точки зрения А. Д. Архангельского, наибольшие различия при этом наблюдаются между внутриконтинентальными и океаническими геосинклиналями.

Таким образом, А. Д. Архангельский рассматривал в качестве геосинклиналей не только островные дуги, но и некоторые линейные структуры, распространенные уже в пределах собственно океанов. К сожалению, в те времена не существовало детальных геофизических данных о глубинном строении островных дуг, которые, как сейчас известно, характеризуются переходным типом строения земной коры и заполняют тем самым недостающее звено между крайними членами разных типов геосинклиналей, выделенных А. Д. Архангельским.

Г. Штилле, анализируя геологическую историю крупных регионов земного шара, неоднократно сталкивался с проблемой островных дуг как крупных геоморфологических и структурных форм, располагающихся вдоль границы выделенного им Тихого праокеана. Чтобы лучше понять взгляды Г. Штилле на природу островных дуг, следует рассмотреть некоторые основные его представления о природе геосинклиналей, характере геосинклинального развития и расположении геосинклинальных зон по отношению к Тихому праокеану.

Следует отметить, что Г. Штилле (1968) был одним из наиболее последовательных сторонников идеи панплатформы и эпох всемирных обрушений. Он считал, что первоначально, в доальгонское время, на земном шаре повсеместно существовала гранитная оболочка, частично исчезнувшая (не совсем ясно, каким способом. — М. М.) к концу альгонского периода развития Земли. При этом впадина Тихого океана уже существовала в почти современном ее виде к началу кембрия.

Согласно взглядам Г. Штилле, настоящие геосинклинали (ортогеосинклинали) прежде всего характеризуются интеркратонным расположением. Для них характерна стадийность развития с последовательной сменой основного (инициального) магматизма кислым — синорогенным и затем андезитовым — субсеквентным. Эти выводы о приуроченности магматических продуктов определенного состава к различным стадиям развития геосинклиналей играли для Г. Штилле немаловажную роль при тектоническом анализе островных дуг. Наконец, с его точки зрения, для ортогеосинклинальных областей не характерно широкое развитие глубоководных осадков.

Исходя из этих представлений, Г. Штилле пытался выяснить природу островных дуг и их отношение к крупнейшим структурам земной коры — континентам и океанам. Следует помнить, что при анализе особенностей строения и истории развития островных дуг Г. Штилле подходил с достаточно четко разработанной собственной концепцией развития геосинклиналей. Наиболее характерной чертой их строения, привлекавшей его внимание, был характер вулканизма островных дуг. Совершенно ясно, что преимущественно андезитовый характер вулканизма зон поднятий островных дуг, с точки зрения Г. Штилле, мог свидетельствовать только о нахождении их в «послеорогенной» стадии развития.

После работ Ю. А. Кузнецова (1964), Д. Грина и Э. Рингвуда (1968), Ю. М. Шейнманна (1968) и других, эти положения Г. Штилле не могут считаться столь незыблемыми, ибо эти исследователи показали, что андезитовые вулканы появляются во многих случаях раньше — еще в собственно

геосинклинальную стадию развития геосинклинальных систем, приурочиваясь к зонам геоантиклинальных поднятий.

Следующее обстоятельство, на которое обратил внимание Г. Штилле, это наличие здесь метаморфических толщ, причем их возраст в то время, как правило, считался более древним, чем возраст любых стратифицированных толщ островных дуг. Отсюда неизбежно следовал вывод, что островные дуги в основании имеют кору континентального типа и располагаются на месте бывших континентов. «Неоавстралия выступает перед нами как приподнятое в настоящее время только в виде отдельных островов, а некогда единое и смятое в складки в неоидную эпоху континентальное пространство, которое на северо-востоке и востоке примыкает к внешнему краю Мезоавстралии» (Штилле, 1964, стр. 527).

Таким образом, островные дуги, с точки зрения Г. Штилле, представляют собой тектонические структуры, располагающиеся на складчатом основании и характеризующиеся субсеквентным магматизмом. Наконец, была еще одна причина, заставляющая Г. Штилле не сопоставлять островные дуги (в том понимании этого термина, в котором он сформулирован в данной работе) с геосинклинальными зонами, — это отсутствие в последних типичных глубоководных отложений.

Отмеченные обстоятельства являлись основными препятствиями, не позволявшими Г. Штилле рассматривать островные дуги как современные аналоги геосинклинальных систем. Следует однако отметить, что в своих воззрениях Г. Штилле не всегда был последователен в определении природы островных дуг, видя в их строении некоторые черты, роднящие их с геосинклиналями. Так, в работе «Введение в строение Америки», давая характеристику геосинклиналей, он пишет: «Геосинклиналь — это длительно погружавшееся пространство. В этом весьма широком понимании название «геосинклиналь» было предложено в свое время Дэна, применяется оно также Шухертом. Я всегда понимал этот термин точно так же. Заполнение геосинклинали в ходе погружения вполне закономерно, однако это не относится к существу названия. Например, длительно погружающиеся морские желоба также следует считать геосинклиналями в самом широком смысле слова, хотя они и не заполнены осадками, или, в лучшем случае, заполнение их осадками практически не компенсирует погружения» (Штилле, 1964, стр. 205).

Все вышесказанное по существу можно сформулировать так, что, если островные дуги и являются геосинклиналями (как испытывающие длительное погружение участки земной коры), то все равно они не могут быть сопоставимы с типичными ортогеосинклиналями, потому что: 1) не компенсируются осадками; 2) в настоящих ортогеосинклиналях, как правило, отсутствуют глубоководные океанические осадки; 3) в островных дугах существует складчатый сиалический фундамент; 4) широко развит андезитовый магматизм. И в настоящее время ряд тектонистов придерживается взглядов, близких к взглядам Г. Штилле.

Н. С. Шатский не занимался специально проблемой островных дуг. Однако в ряде работ ему неизбежно приходилось рассматривать их природу. В работе «Гипотеза Вегенера и геосинклинали» (1946) он сопоставляет зону глубоководных землетрясений с зонами глубинных разломов в геосинклинальных областях, сравнивая таким образом островные дуги и геосинклинали. В объяснительной записке к «Тектонической карте СССР и сопредельных стран» (Шатский, Богданов, 1957) он определенно пишет о том, что островные дуги являются геосинклиналями, еще не достигшими эпохи завершающей складчатости. Таким образом, точка зрения Н. С. Шатского на тектоническую природу островных дуг была вполне определенной. Единственное, что ему оставалось неясным, это та стадия развития, в которой находятся эти «живые» геосинклинали.

Существенное внимание к проблеме островных дуг было привлечено после проведения гравиметрических исследований в Индонезии Ф. Вей-

нинг-Мейнеса, обнаружившего под островными дугами вытянутые параллельно простиранию крупные отрицательные аномалии силы тяжести. Для их объяснений Ф. Вейнинг-Мейнес (1957) предложил механизм впаивания сиалической коры вдоль приконтинентального края глубоководного желоба с одновременным выжиманием вверх легкого податливого материала (осадков и «гранитного» слоя) и его смятием в зоне поднятия островной дуги. Такой процесс перераспределения материала земной коры объяснялся конвекционными течениями в ее глубоких «базальтовых» горизонтах. Следует отметить, что сам Ф. Вейнинг-Мейнес не рассматривал вопроса о тектонической природе дуг и их соотношении с геосинклиналями. Однако его работы послужили толчком к ряду специальных тектонических исследований (Умбгров, 1952; Кюенен, 1952; Хесс, 1952; Беммелен, 1957; Umbgrove, 1945; Hess, 1946; Bemmelen, 1968; и др.).

Д. Умбгров, занимаясь изучением геологии Индонезии, пытался рассмотреть проблему островных дуг наиболее широко. Относительно механизма возникновения островных дуг он придерживался гипотезы глубинного впаивания Ф. Вейнинга-Мейнеса. В геологическом аспекте внимание Д. Умбгрова было привлечено к фактам, свидетельствующим о длительности развития Индонезийской дуги и о непосредственной связи ее со структурами Азиатского континента. Д. Умбгров, с одной стороны, находит черты сходства этой дуги с зонами Альп и Гималаев, с другой, — говорит об их существенных отличиях. Последние прежде всего заключаются в существовании вдоль островов Индонезии глубоководных желобов с накоплением в них современных глубоководных осадков, в существовании таких впадин внутренних морей, для которых Д. Умбгров предлагает новый термин «идиогеосинклиналь». В целом же точка зрения Д. Умбгрова на тектоническую природу островных дуг, несмотря на многочисленные неясности высказываний, может быть сформулирована так: Индонезийская островная дуга располагается на краю континента на сиалическом основании, о чем свидетельствует распространение на островах интрузий домиоценовых гранитоидов. Она может рассматриваться как современная геосинклиналь из-за наличия глубоководных желобов; однако она уже проходила «палеогеографическую стадию обширных материковых площадей, которые могли дать большое количество продуктов смыва» («Островные дуги», 1952, стр. 77).

Таким образом, проблема фундамента Индонезийской островной дуги, как видим, играла важное значение для тектонических выводов Д. Умбгрова, который считал, что эти зоны закладываются на более древнем сиалическом основании.

В работе Ф. Г. Кюенена, посвященной рассмотрению природы глубоководных впадин Индонезии, автор пытается подойти к классификации этих структур с точки зрения их морфологии и истории развития. Он сравнивает выделенные им типы современных депрессий Индонезийской островной дуги с прогибами геологического прошлого, классификация которых была дана Д. Умбгровым.

#### Типы депрессий в земной коре (по Ф. Г. Кюенену, 1952)

Современные глубоководные депрессии	Депрессии древней седиментации
А. Дуги Банда с впадинами	А. Эвгеосинклинали
Б. Обособленные глубоководные впадины	Б. Обособленные депрессии
Группа 1. Вытянутые впадины (ложбины)	Группа 1. Вытянутые впадины
Тип I. Глубоководные желоба	Тип I. Краевые глубины (краевые прогибы)
Тип II. Прогибы между поднятиями двойной островной дуги.	Тип II. Межгорные впадины
Группа 2. Бассейны	Группа 2. Бассейны
Тип III. Впадины окраинных морей	Тип III. Ядерные бассейны
Тип IV. Впадины шельфовых морей	Тип IV. Несогласные бассейны

Таким образом, с точки зрения Ф. Г. Кюенена, с эвгеосинклиналями (настоящими геосинклиналями в понимании Г. Штилле) сопоставимы самые крайние к океану зоны островной дуги вместе с сопровождающими их глубоководными желобами, в то время, как более внутренние зоны (центральная и юго-восточная части Калимантана, западный Целебес), для которых доказано развитие пермских и триасовых отложений и наличие кимберийской складчатости, не могут быть сопоставимы с ортогеосинклиналями. Не совсем понятна тектоническая природа впадин группы 1. Ясно только, что они не могут сопоставляться, как это думает Ф. Г. Кюенен, с типичными межгорными впадинами и краевыми глубинами (краевыми прогибами. — М. М.).

Депрессии группы 2, согласно точке зрения Ф. Г. Кюенена, аналогичны впадинам, развитым на месте срединных массивов, и другим типично орогенным или платформенным новообразованным структурам. Однако есть ряд обстоятельств, которые с точки зрения Ф. Г. Кюенена остаются неясными и препятствуют сопоставлению островных дуг с геосинклинальными зонами прошлого — это прежде всего отсутствие типичных глубоководных осадков в последних.

Правда, сам автор подчеркивает, что мы не знаем начальных стадий развития геосинклиналей прошлого и не всегда достаточно надежно определяем глубину образования древних осадков, что иногда в древних геосинклинальных разрезах мы встречаем глубоководные фации.

Данные по геологии и глубинному строению Индонезии послужили для разработки широко известной ундационной теории Р. В. Беммелена (1957). Подводя итог рассмотрению особенностей ее строения Р. В. Беммелен (1957, стр. 345) пишет: «В ходе геологического развития этого района мощностъ и протяженность сиалической коры возрастают, причем этот рост начинается от многочисленных континентальных ядер. Этот процесс роста сиалической коры сопровождается орогеническими революциями, которые приводят к приращению к континентальным щитам новых жестких поясов». Весь этот процесс, с точки зрения Р. В. Беммелена, и является собственно геосинклинальным. Одновременно Беммелен считал, что наращивание континентальной коры не происходит одновременно и с постоянной скоростью, что существуют и обратные процессы ее деструкции. Причину всех этих явлений он видел в физико-химических процессах дифференциации вещества нижних горизонтов земной коры и верхней мантии, а в последние годы — в конвекционных течениях и мегаундациях, проходящих в верхней мантии — в волноводе (Bemmelen, 1968).

Таким образом, островные дуги, согласно Р. В. Беммелену, несомненно, являются геосинклинальными зонами. Их предыстория представлялась ему достаточно сложной, с неоднократными регенерациями геосинклинального режима на старом складчатом основании, что опять-таки заставляет обратить серьезное внимание на возраст метаморфических комплексов островных дуг.

Г. Хесс (1952; Hess, 1946, 1962) в работах, посвященных описанию островных дуг северо-западной части Тихого океана, выделяет в них зоны геоантиклинальных поднятий, представленных в разной степени поднятыми островами, и смежные с ними глубоководные желоба. Крайне интересна отмеченная им закономерность — приуроченность к первым из них перидотитовых поясов. Весьма интересны выводы Г. Хесса о существовании вдоль западной окраины Тихого океана двух разновозрастных систем островных дуг, одна из которых подвергалась интенсивным складчатым движениям в верхней юре — нижнем мелу. В эту группу Г. Хесс относит Южную Японию, Рюкю, Тайвань, частично Филиппины, Новую Каледонию и Новую Зеландию. Островные дуги названной системы еще сохранили глубоководные желоба и, следовательно, не превратились целиком в складчатые зоны (речь, видимо, должна идти о времени консолидации зон геоантиклинальных поднятий). К другой группе островных дуг он относит более молодые образо-

вания, развитые, как правило, восточнее, ближе к внутренним частям Тихого океана. Для них характерны интенсивные опускания в верхнемеловое и кайнозойское время, первые складчатые процессы здесь наблюдаются в конце кайнозоя — начале антропогена. Сочленяются разновозрастные островные дуги торцами, часто под прямыми углами.

Совершенно ясно, что островные дуги западной окраины Тихого океана, по Г. Хессу, представляют собой системы разновозрастных геосинклиналей (геосинклинальных систем). При этом, по его мнению, геосинклинальный процесс постепенно мигрирует в сторону Тихого океана. Эти выводы имеют важное значение для выяснения вопроса о времени образования и происхождения Тихого океана в целом.

В последние годы, особенно в связи с развитием морских геофизических исследований и работ по тектонике дна океанов, сведения о глубинном строении островных дуг существенно пополнились. Выяснилось, что эти зоны обладают особым типом строения земной коры, названным переходным (Кропоткин и др., 1958; Гурарий, Соловьева, 1963; Гайнанов и др., 1965; Косминская и др., 1963; «Строение...», 1964; и др.). Эти исследования создали предпосылки для нового рассмотрения вопроса о тектонической природе островных дуг. Между тем и в настоящее время среди геологов существуют разные точки зрения.

Одна из них заключается в том, что островные дуги являются «живыми» современными геосинклиналями. Она была высказана Е. В. Павловским (1953), в течение ряда лет ее пытается обосновать Н. П. Васильковский (1960, 1962, 1963). Эта точка зрения была поддержана М. В. Муратовым (1967), В. Е. Хаиным (1964), Ю. М. Шейнманом (1964, 1968), Г. Б. Удинцевым («Тектоника Евразии», 1966) и многими другими.

В. Е. Хаин (1964) отнес островные дуги к двум из четырех выделенных им типов современных геосинклиналей. Он различает два типа современных геосинклинальных областей островных дуг: 1) молодые внутриокеанические островные дуги и глубоководные желоба, 2) зрелые островные дуги и связанные с ними впадины в переходной от океана к континенту зоне. Для последних характерна полицикличность развития и то, что заложение структур последнего геосинклинального этапа их развития часто происходит по новому плану.

Современными геосинклиналями, заложившимися на коре океанического типа, считает эти структуры М. В. Муратов (1967). Аналогичные взгляды на тектоническую природу островных дуг высказывались и другими исследователями при анализе особенностей строения отдельных конкретных регионов западной окраины Тихого океана. Так, например, Г. М. Власов, В. А. Ярмолюк и Ю. В. Жегалов (1963), Е. К. Мархинин (1967) и другие рассматривают Курило-Камчатскую область как современную геосинклиналь. К аналогичным выводам пришел и автор настоящей работы, изучая геологическую историю и строение земной коры Охотского региона. «Нам представляется, что линейность структур Курильского архипелага, резкая контрастность рельефа этой зоны, находящие свое отражение и в глубинном строении земной коры, отсутствие резких фаз складчатости, обилие магматических проявлений, повышенная сейсмичность несомненно свидетельствуют в пользу того, что здесь мы имеем дело с современной геосинклинальной системой, переходящей по простирацию в кайнозойские складчатые структуры Камчатки» (Марков и др., 1967, стр. 203). При решении этого вопроса существенными представляются факты, что метаморфические комплексы Хоккайдо, Сахалина и Камчатки имеют молодой возраст и что в этих зонах развиты специфичные глубоководные отложения мезозойского и кайнозойского возраста.

Существует другая группа исследователей, которые также считают, что островные дуги относятся к современным геосинклиналям. Однако в отличие от геосинклиналей прошлого им свойственны некие специфические черты (Красный, 1966; Пушаровский, 1964а, б, 1971). Наиболее полно

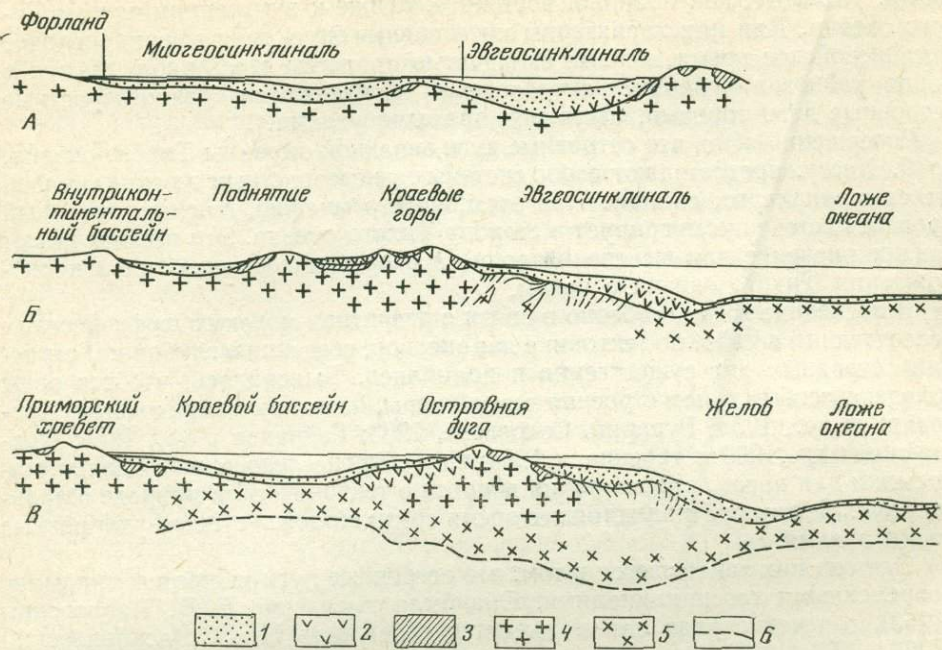


Рис. 1. Типы геосинклиналильных систем (Matsumoto, 1967)

1 — осадки; 2 — вулканиды; 3 — древние осадочные породы; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — поверхность Моховоричича

эта точка зрения была изложена Ю. М. Пущаровским, который писал, что островные дуги, хотя и являются современными геосинклиналильными системами, в то же время обладают рядом специфических особенностей, обусловленных наложением неотектонических структур. Этим самым выдвигался тезис об уникальности островных дуг, о несходстве их с геосинклиналильными системами прошлого и о приуроченности к самому последнему кайнозойскому этапу развития Земли.

Близкая точка зрения была высказана недавно японским геологом Т. Матсумото (Matsumoto, 1967), рассмотревшим тектонику Тихоокеанского пояса в целом. Им выделено три типа геосинклиналильных систем (А, Б, В), особенности строения и расположения которых наглядно демонстрируются приводимым рисунком (рис. 1).

Тип А, представляющий простую геосинклиналильную систему Ж. Обуэна (1967), согласно воззрения Т. Матсумото, не находит полных аналогов в пределах Тихоокеанского пояса. Однако автор считает, что некоторые его участки имели близкое строение в палеозое. Геосинклинали типа В были характерны для Восточной Азии, возможно для Новой Зеландии и Австралии (до образования впадин краевых морей с океаническим типом строения земной коры) и для североамериканских Кордильер. Поскольку Т. Матсумото считает, что впадины краевых морей представляют собой новообразованные послемезозойские структуры, то и геосинклинали типа Б были характерны для докайнозойского типа развития побережий Тихого океана. Наконец, геосинклинали типа В, являющиеся островными дугами, характерны для новейшего этапа развития Тихого океана. Нетрудно видеть, что Т. Матсумото пропагандирует ту точку зрения, что новейший этап развития Тихоокеанского пояса своеобразен и отличен от всех ранее существовавших.

Следует несколько подробнее остановиться на доказательствах, приводимых сторонниками этой точки зрения. В перечисленных Ю. М. Пущаровским явлениях, связанных с неотектоникой, очень трудно выделить те, которые действительно характерны для неотектонического этапа и свойст-

венны только Тихоокеанскому поясу. Образование в тыловых зонах крупнейших разломов, контролирующих распределение горных хребтов, вряд ли является принадлежностью только Тихоокеанского пояса, если вспомнить о пространственном размещении активизированных областей (Петрушевский, 1964; «Активизированные . . . », 1964). Вряд ли процесс образования в этих зонах структур коробления и грабенообразных впадин следует ограничивать только неотектоническим этапом развития земной коры (Павловский, 1948; Флоренсов, 1969; Нагибина, 1960, 1963). Более того, уникальность неотектонического этапа развития Тихоокеанского пояса становится весьма сомнительной, если учесть исследования Н. А. Богданова (1966, 1969), которым было показано, что геосинклинальные прогибы типа глубоководных желобов (талассогеосинклинали) были распространены в этой зоне уже в палеозое. Аналогичные данные о развитии островных дуг в начале палеозоя на севере Аппалачей приводятся американскими геологами (Brückner, 1969; Dewey, Bird, 1971; Hughes, Brückner, 1971; и др.).

Наконец, наши реконструкции палеотектоники Охотского региона приводят к выводу, что, во всяком случае в меловое время, здесь существовали структуры, весьма сходные с островными дугами (Марков и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967; Марков, 1969). Видимо, выделенные Т. Матсумото типы геосинклиналей не сменяются во времени, а одновременно существуют вдоль побережий Тихого океана, что отмечается и в настоящее время, когда вдоль западной окраины океана широко распространены островные дуги, а на востоке, видимо, существуют геосинклинали типа Б (по классификации Т. Матсумото). Более того, Х. Дэвисом (Davies, 1968) и Я. Хермесом (Hermes, 1968) было показано, что геосинклиналь Папуа, испытавшая складчатость в миоцене, имела все черты, характерные для геосинклиналей типа Б. Думается, что количество таких примеров может быть продолжено.

Островные дуги как современные геосинклинали рассматриваются и сторонниками гипотезы мобилизма (Кропоткин и др., 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Wilson, 1965; и др.). Однако с точки зрения многих мобилистов, островные дуги не являются геосинклиналями, образовавшимися на коре океанического типа, а представляют собой структуры, заложенные на осколках древнего фундамента, оторвавшихся и отставших от общего движения Евразийского материка на запад.

«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» (Кропоткин, Шахварстова, 1965, стр. 27—28). Именно поэтому П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова считают, что под Курильской островной дугой, например, существует древний складчатый фундамент, который, с их точки зрения, слагает и гипотетический срединный массив Охотия, расположенный в Охотском море.

Вполне естественно, что природа островных дуг не могла не рассматриваться в столь популярных сейчас гипотезах раздвигания океанического дна — «seafloor spreading» и тектоники плит — «plate tectonics» (Dietz, 1961; Hess, 1962, 1965; Vine, Matthews, 1963; Wilson, 1965; Le Pichon, 1968; Isacks a. o., 1968; Mitchell, Reading, 1969; и др.), существо идей которых также основано на мобилистских представлениях. Эти работы достаточно полно рассмотрены В. В. Белоусовым (1970), В. Е. Хайным (1970) и Л. П. Зоненшайном (1971), в связи с чем вряд ли стоит детально разбирать существо предлагаемых гипотез. В первоначальном виде (Hess, 1962; Dietz, 1961; Wilson, 1965) само существо этих гипотез исключало необходимость выделения современных геосинклинальных систем, ибо все развитие земной коры сводилось по существу к созданию ее в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и дальнейшему перемещению в литосфер-

ных плитах. Не случайно поэтому некоторые сторонники этой гипотезы писали, что теория геосинклиналей должна быть отброшена. Однако весь геологический опыт изучения материков неизбежно свидетельствовал о наращивании на протяжении геологической истории Земли континентальных масс за счет образования на месте геосинклиналей прошлого складчатых зон. Среди сторонников «новой глобальной тектоники» наметилась тенденция объединения основных представлений этой гипотезы и теории геосинклиналей (Зоненшайн, 1971; Ringwood, Green, 1966; Dewey, Horsfield, 1970; Dewey, Pankhurst, 1970; Dewey, Bird, 1971; Mitchell, Reading, 1971; и др.). В свете этих представлений островные дуги являются современными геосинклинальными системами, локализация которых в пространстве зависит от местоположения фокальных зон (зона Беньоффа) (рис. 2). В этих зонах происходят погружение литосферных плит, переход пород «базальтового» слоя в более плотные модификации, выплавка из них андезит-базальтовых и андезитовых магм, сгущивание и смещение осадков в глубоководном желобе, образование меланжа и глаукофановых сланцев.

Схему развития островной дуги, исходя из основных положений «новой глобальной тектоники», предложили А. Митчелл и Г. Ридинг (Mitchell, Reading, 1971). Она отчетливо иллюстрируется предлагаемым рисунком (рис. 3). Развитие этих структур проходит следующие последовательные стадии: 1) одновременное заложение зоны Беньоффа, глубоководного желоба и вулканической внутренней гряды. Эффузивы на начальной стадии развития вулканической гряды представлены преимущественно базальтоидами; 2) постепенный аккумулятивный рост вулканической гряды, появление чехла пирокластических, автокластических отложений; развитие андезитового субаэрального вулканизма, а также интрузивного кислого и среднего магматизма. Параллельно с этим в желобе, в зоне всасывания (subduction), образуется меланж; 3) изостатическое поднятие желоба, превращаемого во внешнюю невулканическую дугу.

Как было показано (Марков, Соловьева, 1972), для многих конкретных островных дуг эта последовательность развития структур оказывается иной. Кроме того, по этой концепции развития островной дуги глубинные части земной коры не испытывают никаких изменений, что не соответствует имеющимся геофизическим данным.

Несколько отличаются от рассмотренной выше концепции взгляды Л. П. Зоненшайна (1971), который считает островные дуги следующей стадией развития срединно-океанических хребтов, хотя в современной структуре океанов мы по существу нигде не видим переходов от срединно-океанических хребтов к островным дугам.

Согласно этим гипотезам, островные дуги представляют собой некие пассивные структурные зоны, вдоль края которых (по зоне Беньоффа) погружаются литосферные плиты. Думается, что даже если представители «новой глобальной тектоники» правы и в зонах срединно-океанических хребтов образуется кора океанического типа, то в областях островных дуг, как будет показано в дальнейшем, происходит становление «гранитного» слоя земной коры. Эти области следует рассматривать как самостоятельную и не менее активную категорию тектонических форм. Кроме того, из концепции «новой глобальной тектоники» неизбежно вытекает, что образование островных дуг начинается с заложения фокальной зоны, вдоль которой затем происходит опускание литосферной плиты. Автор ранее также придерживался этой точки зрения (Марков, Соловьева, Чехович, 1967). Однако более полный анализ геофизических данных по Тихому океану показал, что начальные стадии образования островной дуги выражаются в появлении зоны утолщения «базальтового» слоя и развития над этой зоной вулканической гряды (Марков, Соловьева, 1972; Богданов, 1969). Следовательно, развитие островных дуг обусловлено иными процессами, чем движение литосферных плит в стороны от срединно-океанических хребтов. Об этом свидетельствует и существование между континентами и океанами не одной, а нескольких

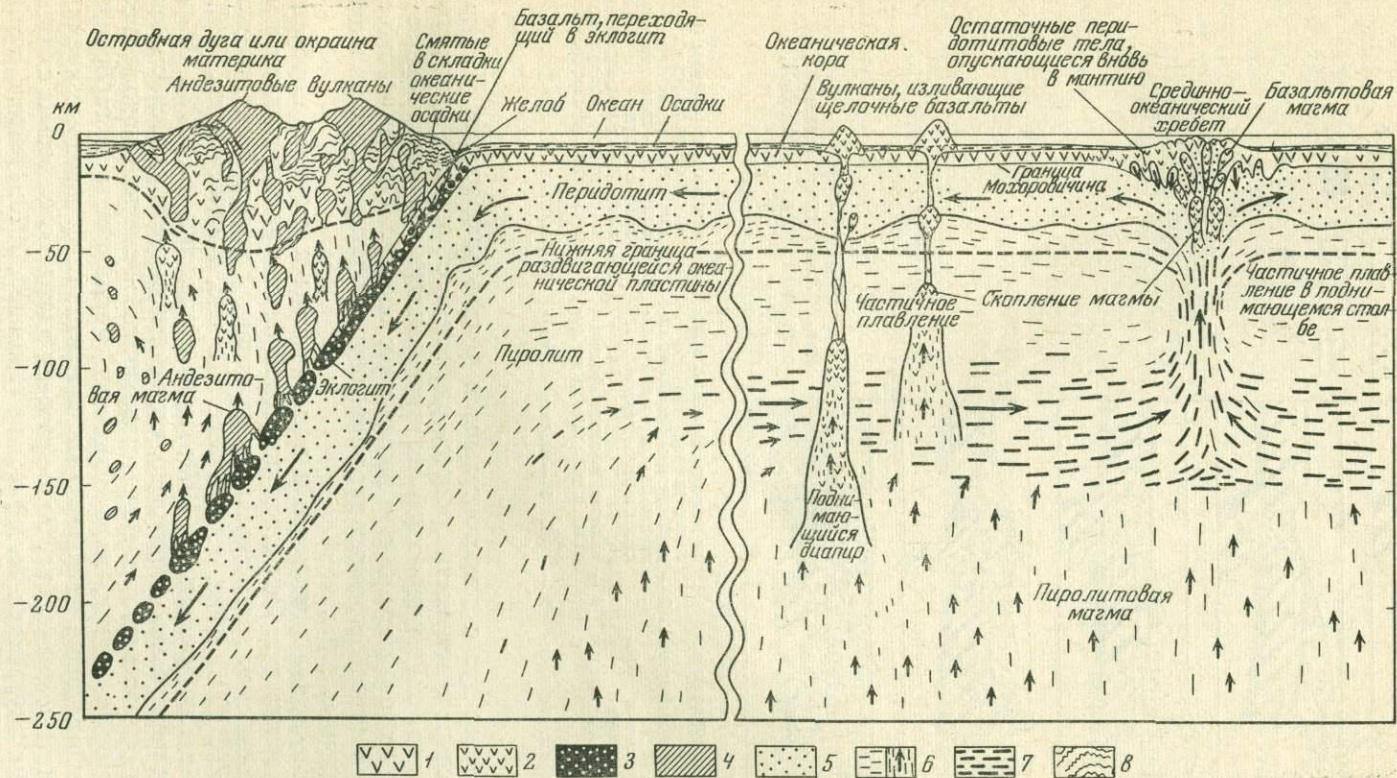


Рис. 2. Развитие островной дуги при раздвигании океанического дна (Грин, Рингвуд, 1968)

- |                            |                               |                                  |
|----------------------------|-------------------------------|----------------------------------|
| 1 — базальт или амфиболит; | 4 — известково-щелочные поро- | 6 — исходный пиролит;            |
| 2 — базальтовая магма;     | ды (андезиты);                | 7 — область зарождения пиролита; |
| 3 — эклогит;               | 5 — остаточный перидотит;     | 8 — осадочные породы             |

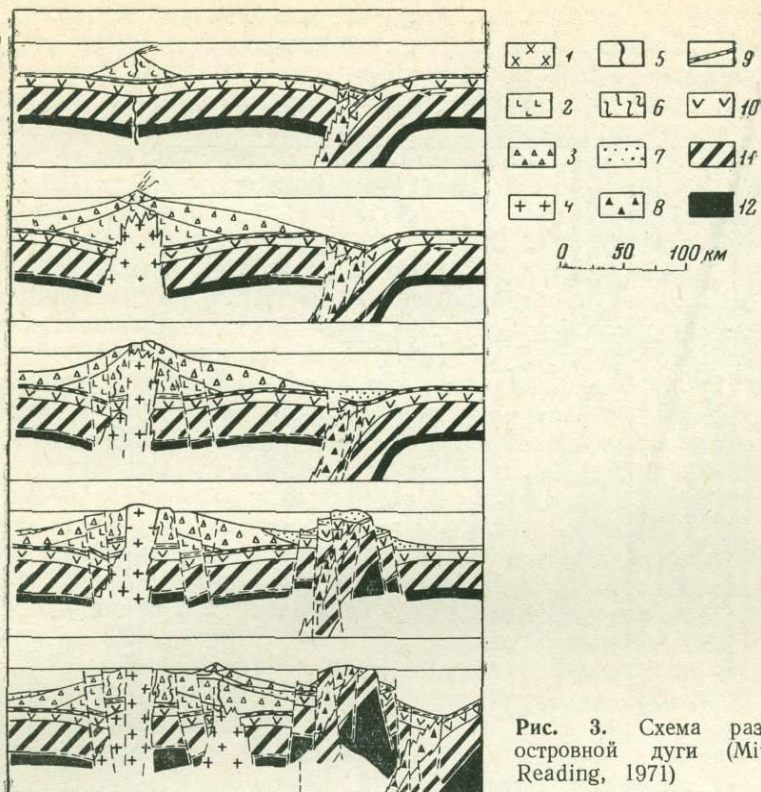


Рис. 3. Схема развития островной дуги (Mitchell, Reading, 1971)

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1 — субазральные вулканические породы;                               | 7 — турбидиты с обломками андезито-базальтовых вулканитов и пелагические осадки;  | 10 — слой 2 — толеитовые лавы и спилиты;                                      |
| 2 — субаквальные вулканические породы;                               | 8 — меланж и глаукофановые сланцы (океаническая кора);                            | 11 — слой 3 — ультраосновные и основные изверженные и метаморфические породы; |
| 3 — вулканомиктовые и туфогенные образования;                        | 9 — слой 1 — пелагические осадки и турбидиты (с обломками толеитовых вулканитов); | 12 — мантия   |
| 4 — гранитные и диоритовые породы;                                   |   |   |
| 5 — дайки и штоки;   |   |   |
| 6 — метаморфические комплексы низкого давления и высоких температур; |   |   |

систем островных дуг с самостоятельными фокальными зонами. Вероятность такой самостоятельности процесса развития островных дуг вытекает также из анализа закономерностей их пространственного размещения — постепенного их омоложения при движении к океану. Отсюда вытекает, что процесс развития островных дуг направлен в обратную сторону к движению литосферных плит.

В последнее время наметились и иные подходы к решению проблемы природы островных дуг. Они стали возможны благодаря систематическому изучению Альпийской зоны Евразии и палеозоид Урала в Геологическом институте АН СССР (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Пейве, Книппер и др., 1972). В результате этих работ было установлено, что многие разрезы (особенно в южной части зоны Тегис и на Урале) представляют собой смятые и находящиеся в покровах ультрабазиты, меланократовые метаморфиды и габброиды, а также перекрывающие их толеитовые базальты, глубоководные кремнистые и карбонатные отложения. Такие разрезы оказываются весьма сходными с разрезами внутренних частей океана (Книппер, 1970; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971). Это дает основание предполагать, что некоторые типы эггеосинклиналиных зон прошлого могут найти аналогов в структурах внутренних областей океанических впадин (Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971). Такая постановка вопроса

вполне правомерна. Однако при этом не следует забывать, что в пределах океанов развиты и островные дуги, которые, как можно предполагать, представляют собой последующую стадию развития океанической коры. Весьма вероятно, что дальнейшая классификация различных зон и стадий развития структур океанических областей позволит дать более подробную классификацию геосинклиналей прошлого и стадийности их развития. Таким образом, понимание тектонической природы островных дуг представляется чрезвычайно важным для теоретической тектоники и в первую очередь теории геосинклиналей.

Читателю должно быть ясно, что даже среди исследователей, которые рассматривают островные дуги как современные геосинклинали, не существует единства взглядов на историю развития этих зон, на их соотношение с пограничными структурами континента и океана.

Однако этим отнюдь не ограничивается все многообразие воззрений на тектоническую природу островных дуг. Существует группа исследователей (Белоусов, 1968; Рудич, 1962; Петрушевский, 1964), которые считают, что островные дуги вообще не являются геосинклиналями и не могут с ними сравниваться.

В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) посвятили этой проблеме статью, в которой они пытаются подойти к проблеме классификации островных дуг, разделяя их на дуги первого и второго типа. Островные дуги первого типа, согласно точке зрения В. В. Белоусова и Е. М. Рудича, представляют собой структуры, наложенные на складчатые зоны преимущественно молодого, альпийского возраста. Поэтому для них характерна унаследованность от структур геосинклинального этапа развития — сохраняются простирания глубинных разломов, на месте передового прогиба образуется глубоководный желоб. На месте срединных массивов в этих складчатых зонах образуются глубоководные впадины с океаническим типом строения земной коры.

Островные дуги второго типа представляют собой вулканы третичного или четвертичного возраста либо глыбы слабо дислоцированных меловых и третичных отложений. Эти структуры являются, следовательно, новообразованными и негеосинклинальными.

Таким образом, с точки зрения В. В. Белоусова и Е. М. Рудича, островные дуги представляют собой структуры, которые свойственны лишь мезокайнозойскому этапу развития Земли: появляются они лишь тогда, когда процесс развития земной коры пошел в обратную сторону и за счет процессов «базификации» или «океанизации» начали образовываться океанические впадины.

Интересна попытка В. В. Белоусова и Е. М. Рудича объяснить асимметрию строения Тихого океана. Они пишут: «Обращает на себя внимание асимметрия Тихого океана, которая проявляется в развитии островных дуг на его западной периферии и в отсутствии их на востоке. Эта асимметрия может быть объяснена тем, что на некоторой стадии своего разрастания океаническая впадина достигла на востоке единой ослабленной многочисленными разломами геосинклинальной зоны Кордильер и Анд. Поскольку при базификации и океанизации земная кора «обламывалась» и погружалась, скорее всего, отдельными крупными глыбами, то вполне естественно, что на определенной стадии процесс обламывания остановился на такой линии как давно существующая геосинклиналь» (Белоусов, Рудич, 1960, стр. 19).

Из этой цитаты следует, что асимметрия, как наиболее общая характерная черта строения Земли, также является более поздней особенностью ее строения, возникшей лишь в конце мезозоя и в кайнозое.

Правда, в более поздней работе В. В. Белоусов (1968, стр. 120) пишет, что современные геосинклинали существуют: «Наложение вулканических гряд на геосинклинали следует рассматривать как результат раскалывания новыми глубокими разломами геосинклинальных комплексов. То, что местами вулканические гряды секут геосинклинальные структуры и что часто такие гряды в форме островных дуг второго типа существуют самостоятель-

но, вне геосинклиналей, позволяет видеть в молодых вулканических грядах, совпадающих пространственно с геосинклиналями, явление наложенное, не связанное непосредственно с самой геосинклиналью, а лишь использующее уже ранее вызванную геосинклинальными явлениями разбитость земной коры». Казалось бы из этого определения ясно следует, что геосинклинали и островные дуги представляют собой совершенно различные типы структур, не имеющие ничего общего, кроме пространственного совпадения. Однако в следующем абзаце мы читаем: «Но, с другой стороны, появление глубинных разломов может повести к образованию типичной геосинклинали (вернее, единой интрагеосинклинали), как это мы пытались показать на примере Аджаро-Триалетской интрагеосинклинали. Поэтому в принципе процесс формирования островных дуг второго типа можно рассматривать как стадию на пути к формированию интрагеосинклинали. Случаи, когда эта стадия действительно приводит к развитию настоящего геосинклинального режима, редки.

Одним из таких случаев является, по-видимому, Курильская островная дуга, которую, основываясь на больших мощностях палеогеновых и неогеновых отложений, А. В. Горячев (1966) считает геосинклиналью. Других случаев подобных больших мощностей отложений, измеряемых многими тысячами метров, мы на островных дугах второго типа не знаем» (Белоусов, 1968, стр. 120).

Из этой цитаты неясно, чем же отличаются островные дуги — геосинклинали и островные дуги — негеосинклинали? Неужели только мощностями слагающих их пород? И где тот предел мощностей, за которым негеосинклинальная островная дуга становится геосинклинальной?

Говоря об изложенной выше концепции в целом, не хотелось бы затрагивать проблему физического объяснения возможности или невозможности процессов базификации и океанизации. Можно найти исследователей, считающих возможными такие процессы (Муратов, 1957; Тихомиров, 1958; Белоусов, 1968), и исследователей, отрицающих их (Люстих, 1959; Магницкий, 1958, 1965; Кропоткин, 1968).

Хотелось только обратить внимание на некоторые геологические данные, которые необходимо иметь в виду, рассматривая гипотезу океанизации. Прежде всего при анализе многих районов, в частности Охотского региона, сторонники гипотезы океанизации (Белоусов, Рудич, 1960; Рудич, 1962; Петрушевский, 1964; и др.) исходили из представления о том, что метаморфические комплексы, развитые на Сахалине, Камчатке и в Японии, имеют заведомо древний (нижнепалеозойский или даже докембрийский) возраст. В результате принятия этого положения они неизбежно приходили к выводу о резкой наложенности молодых мезо-кайнозойских структур на более древние. Но сейчас ясно, что подавляющее количество метаморфических пород было сформировано параллельно с развитием основных структур островной дуги. В этом случае, как было показано на примере Охотского региона, выводы о геологической истории островных дуг получаются существенно иными (Марков и др., 1967), совсем не свидетельствующими о процессах океанизации в этой части Тихоокеанского пояса.

Таким образом, мы еще раз убеждаемся в том, что выяснение возраста метаморфических толщ островных дуг играет существенную роль в решении многих важных теоретических проблем тектоники.

С точки зрения гипотезы В. В. Белоусова трудно объяснить столь близкое совпадение в глубинном строении разных по происхождению структур, какими являются островные дуги первого и второго типов. Более того, можно найти совершенно постепенные переходы между этими структурами (Марков, Соловьева, Чехович, 1967; Соловьева, 1968; Марков, Соловьева, 1972). Так, центральное звено Курильской островной дуги, с точки зрения В. В. Белоусова и Е. М. Рудича (1960), должно рассматриваться как островная дуга второго типа, а северное и южное звенья — первого типа. Такую же картину можно наблюдать в Малой Антильской и Алеутской дугах.

Между тем вряд ли у кого-нибудь возникает сомнение, что эти разные части единых структурных зон тесно исторически связаны одна с другой.

Наконец, в последние годы Н. А. Богданов (1965, 1966, 1969), занимающийся изучением палеозойской истории Тихоокеанского пояса, показал, что в палеозое зона развития ультраосновных интрузий и граница талассогеосинклиналей (ископаемых глубоководных желобов) располагались значительно ближе к континенту. Из этих данных неизбежно следуют выводы о большей древности Тихого океана, о древности глубоководных желобов и, наконец, о постепенной миграции переходной зоны на восток в сторону Тихого океана. В этой связи, естественно, встает вопрос о возможности сопоставления талассогеосинклиналей, глубоководных желобов и геосинклиналей прошлого, что неизбежно влечет за собой необходимость специального рассмотрения вопроса о характере осадконакопления в глубоководных желобах, об особенностях пород молодых складчатых зон Тихоокеанского пояса.

Гипотеза океанизации в своем существе (как, впрочем, и гипотеза дрейфа материков в ее крайнем выражении) содержит признание того, что мезозойский этап в развитии нашей планеты был переломным и шедшее до сих пор наращивание краев континентов сменилось обратным процессом их разъедания (или разламывания), т. е. весь процесс направленности развития земной коры как бы пошел вспять. Столь резкие перемены в направленности процесса развития Земли как планеты в целом должны были быть обусловлены весьма существенными причинами. Однако ни современная геология, ни современная астрономия (в том случае, если они были обусловлены внешними факторами) таких причин не знают.

Все изложенное заставляет с крайней осторожностью относиться к гипотезам океанизации и крайнего мобилизма и искать иные пути в решении вопроса о тектонической природе островных дуг.

Выше были рассмотрены различные точки зрения на тектоническую природу островных дуг. Безусловно, приведенные материалы не претендуют на всеобъемлющий обзор данной проблемы, да эту задачу и не ставил перед собой автор. Хотелось только, чтобы в результате такого обзора отчетливо выявились те геологические проблемы, решение которых необходимо для понимания тектонической природы этих структурных зон земной коры.

Наиболее важной из них является проблема фундамента островных дуг. Принципиально важно знать, закладываются эти структуры на коре океанического типа и тем самым представляют собой дальнейший этап развития структур океанического дна, либо они закладываются на сиалическом основании и представляют геосинклинальные зоны, регенерированные на месте ранее существовавших складчатых областей, либо, наконец, это также наложенные, но негеосинклинальные структуры, безразличные к фундаменту, на котором они формируются. Совершенно очевидно, что для решения этой проблемы существенное значение приобретает выяснение возраста разнообразных метаморфических пород островных дуг, нахождение связей между метаморфизмом и структурообразованием, выявление причинных связей между проявлениями метаморфизма и изменениями в строении земной коры.

Решение этих вопросов неизбежно должно привести к пониманию того, в каком направлении идет развитие переходных зон, а следовательно, и к пониманию природы и происхождения океанических впадин. Рассмотрение этих вопросов и составляет основную задачу данной работы.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
ОСТРОВНЫХ ДУГ

Значение геологии метаморфических комплексов для решения вопроса о направленности развития земной коры в зоне перехода от океана к континенту несомненно.

Недалеко еще то время, когда для многих геологов само наличие сильно метаморфизованных пород являлось однозначным доказательством существования древнего фундамента. Однако по мере познания геологии районов распространения метаморфических комплексов и особенно по мере развития методов радиометрии эти представления начали претерпевать существенные изменения. Так, в пределах Канадского щита было установлено, что одни из наиболее древних образований (породы серии Киватин) метаморфизованы значительно слабее, чем более молодые, но гранитизированные образования, на что в свое время автор вместе с Е. В. Павловским обращали внимание (Марков, 1962; Павловский, Марков, 1964). Кроме того, анализ метаморфических комплексов некоторых складчатых зон неогена позволил ряду исследователей прийти к выводу, что развитые в их пределах метаморфические комплексы образованы в геосинклинальную стадию развития этих зон — имеются в виду очень интересные исследования Н. А. Штрейса (1960) метаморфических пород Центрального Казахстана.

Аналогичный процесс пересмотра возраста метаморфических комплексов коснулся и многих островных дуг. Сейчас мы, видимо, находимся на той стадии исследования, когда вместо единой твердо обоснованной точки зрения существует большое количество диаметрально противоположных взглядов. Не имея возможности рассматривать эту проблему для всего Тихоокеанского пояса в целом, остановимся лишь на отдельных районах Охотского региона.

Метаморфические породы островных дуг геологи изучают давно, при этом исследуются возраст, вещественный состав пород, последовательность их преобразования и многие другие петрографические и петрологические проблемы. В настоящей работе нас прежде всего будут интересовать те исследования, в которых затрагиваются вопросы связи метаморфизма и тектоники. Подробный обзор таких исследований был сделан ранее (Марков, 1968, 1969, 1970).

Состав и характер метаморфизма пород островных дуг на протяжении ряда лет изучает А. Миясиро (Miyashiro, 1961, 1966, 1967a, b, 1969; Miyashiro, Ваппо, 1958). Им было выделено несколько метаморфических ассоциаций (категорий, по терминологии А. Миясиро): андалузит-силлиманитовая, кианит-силлиманитовая и жадеит-глаукофановая. Каждой из этих метаморфических ассоциаций свойственны разные парагенезисы минералов для разных метаморфических фаций (Miyashiro, 1961).

В последнее время А. Миясиро (Miyashiro, 1967a, b, 1969) первые две ассоциации объединяет в одну, называемую им ассоциацией высоких температур и низких давлений, противопоставляя ее жадеит-глаукофановой ассоциации низких температур и высоких давлений (рис. 4).

Изучая пространственное распределение зон метаморфизма, А. Мияси-ро (Miyashiro, 1961) пришел к выводу, что метаморфические зоны в пределах западной части Тихоокеанского пояса образуют разновозрастные парные метаморфические пояса, из которых пояс с жадеит-глаукофановой ассоциацией располагается ближе к Тихому океану. На основании этого А. Мияси-ро предположил, что различия в пространственном размещении метаморфических поясов обусловлены их формированием на коре разного типа и что жадеит-глаукофановые зоны приурочены к тем участкам островных дуг, для которых в момент образования метаморфических пород была свойственна кора океанического типа. Эти интересные работы А. Мияси-ро

Рис. 4. Соотношение метаморфических комплексов высоких давлений — низких температур и низких давлений — высоких температур (Miyashiro, 1969)



привлекли внимание многих исследователей к метаморфическим комплексам Тихоокеанского пояса, однако, как мы увидим в дальнейшем, не все его положения сейчас могут быть приняты.

Несколько позже А. А. Маракушевым (1965, 1968а; Маракушев и др., 1971) было начато изучение метаморфических толщ Дальнего Востока. Им также были выделены близкие метаморфические ассоциации (формационные ряды, по терминологии А. А. Маракушева), но предлагаемая им последовательность процессов метаморфизма существенно отличается от таковой А. Мияси-ро. В работе А. А. Маракушева (1965) представляется существенным выделение формационных рядов, образование которых тесно связано с определенными этапами развития и структурными зонами геосинклинальных систем<sup>1</sup>. Он выделяет метаморфические формации ряда А, приуроченные к начальному этапу развития геосинклиналей. Этот ряд метаморфических формаций, по мнению А. А. Маракушева, связан с такими явлениями, как спилитизация и зеленокаменное перерождение пород. По геохимическому режиму образование пород этого ряда метаморфических формаций и упомянутые выше процессы оказываются достаточно сходными. Их возникновение связано с привнесением натрия и выносом кремнезема и кальция.

Разрыв во времени формирования метаморфических формаций ряда А и подряда Б-1 Маракушев доказывает геологическими данными, описывая наложение на метаморфические формации ряда А иного, более позднего, метаморфизма, связанного с формированием метаморфических формаций подряда Б-1, сопоставимого с андалузит-силлиманитовым и кианит-силлиманитовым комплексами А. Мияси-ро. Помимо Харбейского и Уралтауского антиклинорий, где эти факты были отмечены А. А. Маракушевым (1965), аналогичные явления установлены и в пределах Тихоокеанского пояса: для краевого пояса Хиды, для зон Сангун, Матсугайра-Метан в горах

<sup>1</sup> А. А. Маракушев считает синонимами термины «геосинклинальная система» и «островная дуга».

Китаками, для Срединного хребта Камчатки, а также для ряда других районов («Геологическое развитие...», 1968; Добрецов, Курода, 1969; Маракушев и др., 1971).

Все эти факты свидетельствуют о одновременности образования формаций ряда А и подряда Б-1; о более раннем становлении метаморфических формаций ряда А. Это позволяет присоединиться к точке зрения А. А. Маракушева о приуроченности глаукофанового типа метаморфизма к ранним стадиям развития геосинклинальных прогибов. Не исключено, однако, что в длительно развивающихся прогибах образование метаморфических формаций ряда А может продолжаться одновременно с ростом поднятий и проявлением в последних уже иных процессов метаморфизма (Марков, 1970; Landis, Coombs, 1967).

Андалузит-силлиманитовая и кианит-силлиманитовая ассоциации метаморфизма А. А. Маракушев (1965) относит к формационному ряду Б. Этот ряд метаморфических формаций он подразделяет на два подряда (Б-1 и Б-2). Для нас наиболее интересны формации подряда Б-1 (плагигнейсово-жедритового), так как именно свойственные ей породы широко развиты в зонах поднятий островных дуг. Это плагиигранито-гнейсы, плагигнейсы и разнообразные кристаллические сланцы, состав которых зависит как от первичного состава отложений, так и от изменения давления и температуры при метаморфизме. Породы этого ряда, согласно точке зрения А. А. Маракушева (1965; Маракушев и др., 1971), формируются в условиях привноса натрия, отчасти калия, а в ряде случаев (по моему мнению, достаточно часто) кремнезема.

Можно считать установленным, что образование метаморфических формаций подряда Б-1 приурочено к зонам поднятий в пределах островных дуг и геосинклинальных систем прошлого. Об этом свидетельствуют молодой возраст метаморфических пород центральных частей поднятий и их постепенные переходы в их крыльях к неметаморфизованным отложениям с остатками фауны (зоны Рёке и Хидака в Японии, метаморфические комплексы о. Сахалин и Камчатки). Наконец, это подтверждается также нахождением галек метаморфических пород в более молодых отложениях соседних прогибов, продолжавших свое развитие.

Помимо работ, рассматривающих общие вопросы метаморфизма Тихоокеанского пояса, большая литература посвящена метаморфическим образованиям ряда А (Соболев, 1964; Добрецов, 1964а, 1968а, б; Добрецов и др., 1967; Маракушев, 1965, 1968а, 1971; Де Ровер, 1970; Эрнст, 1970; Miyashiro, 1961, 1967b, 1969; Ernst, 1963, 1965, 1971; Coleman, 1967; Coleman, Lee, 1963; Essene а. о., 1965; и мн. др.). Особое внимание к этому типу метаморфических пород, с одной стороны, обусловлено тем, что они наиболее широко развиты в пределах Тихоокеанского пояса, пространственно совмещаясь с зонами специфических эвгеосинклинальных (талассогеосинклинальных) разрезов, а с другой — тем, что, как показывают экспериментальные данные, этот тип метаморфических преобразований горных пород, требующий небольших температур и больших давлений, очень своеобразен и крайне интересен петрологически и тектонически. В последнее время в связи с гипотезой «новой глобальной тектоники» проявления глаукофанового метаморфизма рассматриваются как доказательство существования зон всасывания, в пределах которых происходят сгужение осадков глубоководного желоба, их интенсивная деформация, метаморфизм высоких давлений и низких температур (Miyashiro, 1969; Эрнст, 1970; Ernst, 1971; Dewey, Bird, 1970, 1971; и др.).

После небольшого обзора истории изучения метаморфических комплексов попробуем рассмотреть строение, состав и последовательность образования метаморфических комплексов в пределах Охотского региона.

## КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

Для выяснения структурного положения и возраста метаморфических комплексов в качестве «полигона» был выбран Охотский регион, включающий область современного Охотского моря и окружающих его участков суши.

Данные о геологическом развитии региона были опубликованы в монографии «Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона» (Марков и др., 1967), поэтому вряд ли стоит останавливаться на них особенно подробно. Рассмотрим лишь самые общие особенности его строения, которые будут важны для анализа структурного положения метаморфических комплексов.

Еще в 1967 г. было показано, что в пределах региона выделяются две крупные и различные по геологической истории области. Одна из них, включающая Сихотэ-Алинь, Центральное Хоккайдо, Сахалин, претерпела складчатость в конце позднего мела — начале палеогена, а во второй (Курилы, Восточное Хоккайдо, Восточная Камчатка) складчатость в конце мела почти не проявилась или проявилась очень слабо.

### ОБЛАСТЬ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В состав этой области были включены складчатые структуры Сихотэ-Алиня, Сахалина, Западной Камчатки и Западной Корякии (Марков и др., 1967). Следует отметить, что Сихотэ-Алинь выделяется на большинстве тектонических карт в составе области мезозойской складчатости, в то время как остальные регионы большинство исследователей относят к зонам ранней консолидации в области кайнозойской складчатости («Геологическое строение северо-западной части...», 1966; Пущаровский, 1971; «Тектоника Евразии», 1966; «Тектоническая карта Северо-Востока СССР», 1966; «Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента...», 1970).

Эти районы, в частности Сихотэ-Алинь и Западная Корякия, по строению имеют много общего. Рассмотрим границы области верхнемеловой складчатости. Западная граница ее в пределах Сихотэ-Алиня проводится С. А. Салуном (1963, 1971) по Южно-Сихотэалиньскому, Курскому и Тугурскому разломам (Бобылев, 1964; «Геология СССР», т. XXXII, ч. 1, 1969; «Геологическое строение северо-западной части...», 1966; и др.). К ней приурочено развитие своеобразных прогибов. С. А. Салун (1971) объединяет их во фланговую зону затухания Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы; Л. И. Красный (1960), В. В. Бобылев (1964; Бобылев, Соловьев, 1971) выделяют их как своеобразные гомологи краевых прогибов. Далее на северо-восток эта граница проходит, видимо, по дну Охотского моря к юго-востоку от Шантарских островов и прослеживается в пределах суши на полуостровах Кони и Тайгонос.

На п-ове Тайгонос она прослеживается вдоль Верхнепылгинской зоны смятия (Лившиц, 1972; Некрасов, 1971, 1972), по которой докембрийские

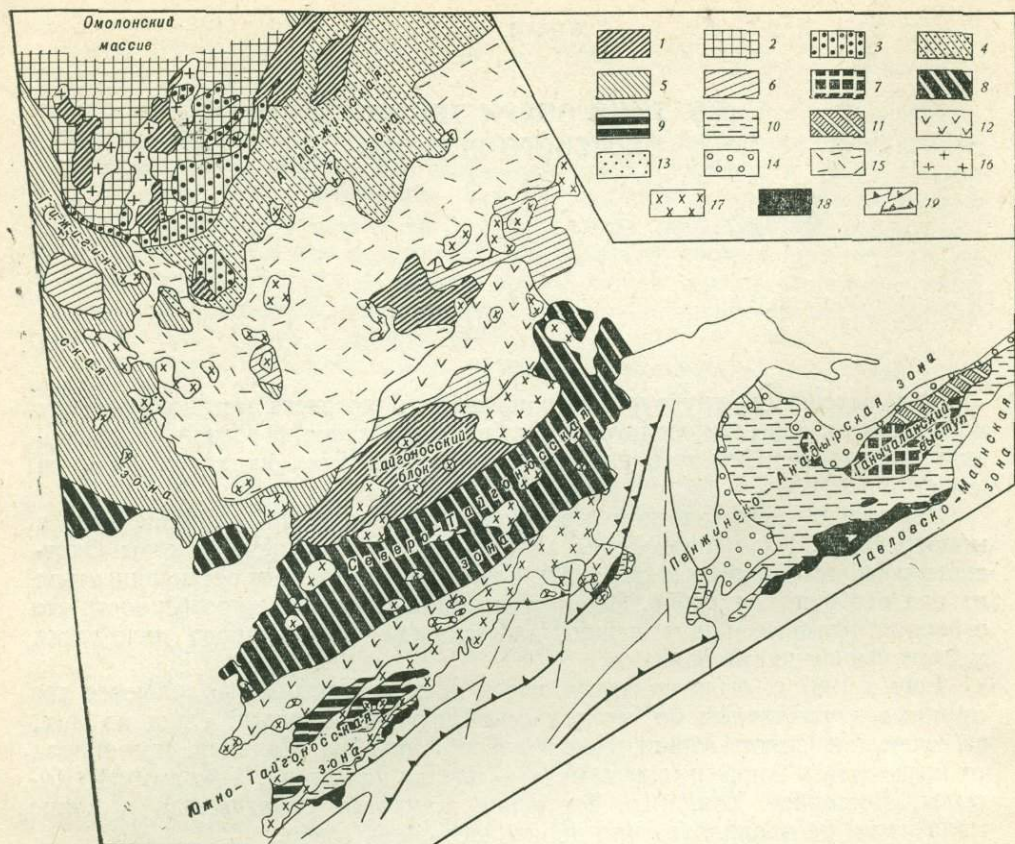


Рис. 5. Схема тектонического районирования зоны сочленения мезозойд Северо-Востока СССР и Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы (Некрасов, 1972)

Мезозойды Северо-Востока СССР:

- 1 — выступы дорифейского метаморфического комплекса;
- 2 — рифейско-раннепалеозойский комплекс;
- 3 — среднепалеозойско-средне-мезозойский комплекс средних массивов;
- 4 — то же, на склонах массивов;
- 5 — среднепалеозойско-средне-мезозойский комплекс в синклиналиях;
- 6 — то же, в геантиклинальных поднятиях.

Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякская складчатая система:

- 7 — выступы докаменноугольного основания (породы меланократового фундамента и перекрывающие его эффузивы);
- 8 — позднепалеозойско-средне-мезозойский комплекс в Северо-Тайгонской зоне;
- 9 — то же, в Южно-Тайгонской зоне;
- 10 — то же, в Пенжинско-Анадырской зоне;
- 11 — позднеюрско-раннемеловой комплекс в Пенжинско-Анадырской зоне;
- 12 — позднеюрско-раннемеловой орогенный комплекс в Северо-Тайгонской зоне;

- 13 — то же, в Гижигинской зоне;
- 14 — позднемеловой орогенный комплекс в Пенжинско-Анадырской зоне;
- 15 — то же, в Гижигинской зоне;
- 16 — раннепалеозойские гранитоиды;
- 17 — ранне- и позднемеловые габбро-гранодиорит - гранитные комплексы;
- 18 — гипербазиты;
- 19 — предполагаемые выходы вулканогенно-кремнистых пород и гипербазитов на дне Пенжинской губы (по геофизическим данным)

отложения Тайгонского блока (массива) надвинуты на структуры области верхнемеловой складчатости (рис. 5). Северо-восточнее эта граница перекрыта вулканами чукотского отрезка Охотско-Чукотского вулканического пояса, и ее местоположение здесь может предполагаться лишь по смене субширотных простираний геофизических аномалий, собственных структурам мезозойд Северо-Востока СССР, на северо-восточные простирания (Белый, 1963; Вашилов, 1963).

Восточная граница этой области в пределах о. Хоккайдо прослеживается по зоне разломов Урахоро-Тойохоро, вдоль которой происходит торцовое сочленение верхнемеловой складчатой зоны Центрального Хоккайдо со структурами Восточного Хоккайдо («Геологическое развитие...», 1968; Марков и др., 1967). Далее на дне Охотского моря продолжение ее

можно предполагать вдоль северного края Южно-Охотской впадины (Марков и др., 1967; Соловьева, 1968).

На суше она вновь прослеживается уже на полуострове Камчатка (Центральный разлом), где отделяет резко отличные по истории развития структурные зоны Западной и Центральной Камчатки от более восточных районов («Геология СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964; Марков и др., 1967; Markov, Khotin, 1971; Смирнов, 1971).

Далее в Корякском нагорье граница этой области, вероятно, продолжается вдоль Ванитатской зоны разломов (Тарасенко и др., 1969; «Геология и полезные ископаемые...», 1965; Егиазаров, 1970).

В области позднемеловой складчатости было выделено две зоны (складчатые системы): Сихотэ-Алиньско—Западно-Корякская и Хоккайдо—Западно-Камчатская.

### Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякская складчатая система

Западная граница этой системы совпадает с рассмотренной ранее западной границей области верхнемеловой складчатости. Восточная граница ее менее ясна. Ранее мною предполагалось, что она погребена в основном под водами Охотского моря и Татарского пролива, обнажаясь лишь по восточному краю Таловско-Майнского антиклинория. В последнее время С. А. Салун (1971) относит к этой зоне и Западный Сахалин, проводя восточную ее границу в южной части Охотского региона по Сусунайскому и Тымь-Поронайскому грабенам. В пределах рассматриваемой зоны известны достаточно древние отложения. Выходы палеозойских пород датируются в Сихотэ-Алине девоном, а в Тайгоносской части зоны — ордовиком (?). Допалеозойское основание нам не известно. Некоторые исследователи (Беляевский, Громов, 1962; Красный, 1966; Смирнов, 1972; и др.) предполагают, что палеозойская геосинклиналь здесь была заложена на байкальском, а местами и более древнем складчатом основании. Свидетельство этому они находят в близком расположении к ней ряда срединных массивов — Ханкайского, Охотского, Омолано-Тайгоносского и в возможном обламывании их краев и вовлечении последних в геосинклинальное развитие.

Этот вывод, вероятно, справедлив лишь для самых западных окраинных участков Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы, которые характеризуются некоторой спецификой развития. В то же время нельзя забывать, что в этой зоне слабо развиты палеозойские гранитоидные комплексы, известны палеозойские глаукофановые сланцы (Пенжинский кряж; Добрецов, 1969; Пономарева, Добрецов, 1966; и др.) и широко распространены амфиболиты, габброиды и ультраосновные породы, залегающие ниже отложений палеозоя. Все эти признаки скорее свидетельствуют о том, что в этой зоне не существовало байкальского сиалического складчатого основания.

Начальные этапы развития Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы знаменуются появлением спилито-кератофировых, аспидных и граувакковых формаций («Геология СССР», т. XIX, ч. 1, 1966; т. XXXII, ч. 1, 1969; Елисеева, 1959; Елисеева, Соснина, 1964; Салун, 1963, 1971; «Геология СССР», т. XXX, ч. 1, 1970; Бельтнев и др., 1971; Бобылев, Соловьев, 1971; Мигович, Похиалайнен, 1971; Мигович, 1972; и др.).

В конце палеозоя — начале мезозоя в разрезах появляются терригенные местами грубообломочные часто молассоидные толщи — отзвуки на варисскую складчатость, широко проявившуюся в соседних регионах. По существу именно с этого времени четко вырисовываются зоны геосинклинальных поднятий (Главный антиклинорий в Сихотэ-Алине и Таловско-Майнское поднятие на п-ове Тайгонос).

В мезозойское время некоторые зоны выросших антиклинальных поднятий становятся областями накопления своеобразных базальт-андезит-липаритовых серий (формация «зеленых туфов» и параллические угленосные формации Южно-Тайгоносского поднятия). С их ростом связано появление в смежных прогибах вулканомиктовой и андезито-базальтовой формаций. Одновременно с эволюцией вулканизма в зонах поднятий изменяется состав вулканомиктового материала в прогибах: вверх по разрезу его состав становится более кислым. В отдельные этапы, видимо, связанные с эпохами наиболее интенсивного роста поднятий, в разрезах прогибов появляются типичные морские молассы.

В некоторых прогибах (например Пенжинско-Анадырском) в конце юры — начале мела происходит их новое переуглубление (вторичное раскрытие), в связи с чем здесь вновь формируются спилит-диабазовая, кремнистая, олистостромовая, а затем и флишоидная формации. С этим же временем связано повторное холодное внедрение ультрабазитов и вынесенных вместе с ними блоков эклогитов и амфиболитов (Некрасов, 1972).

Эта стадия развития Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы заканчивается формированием комплекса орогенных формаций, представленных морскими, вулканогенными, преимущественно андезитовыми, угленосными параллическими и континентальными молассами (Марков и др., 1967; Мигович, Похиалайнен, 1971; Тильман и др., 1969).

Начало орогенного этапа не везде одновременно. В западных частях (Северо-Тайгоносский прогиб) орогенный комплекс формируется с конца волжского века, постепенно и без перерыва сменяя в разрезе геосинклинальные формации (Заборовская и др., 1965; Авдейко и др., 1966). В восточных районах время появления орогенного комплекса формаций датируется поздним сантоном (Агапитов, Иванов, 1969; Иванов, 1971).

Интересно отметить еще одно обстоятельство. Как было показано Г. Е. Некрасовым (1971, 1972), тайгоноская часть этой зоны в мезозое была весьма сходна с современными островными дугами. На западе ее существовал обширный прогиб (Северо-Тайгоносская зона), который далее сменялся зоной поднятий со своеобразным часто субаэральным базальт-андезитовым вулканизмом (формация «зеленых туфов»). Восточнее располагалась область накопления спилит-диабазовых, кремнистых отложений и «дикого флиша», которая может рассматриваться как своеобразный аналог глубоководных структур переходной зоны. Во всяком случае, если мы и не находим здесь полной аналогии с современными островными дугами (в частности отсутствуют глубоководные котловины окраинных морей), то все развитие этой зоны свидетельствует о ее большом своеобразии, которое, видимо, обусловлено спецификой фундамента. Во всяком случае есть много данных предполагать, что в нижнем палеозое здесь были распространены спилит-кремнистые формации, затем превращенные в глаукофановые сланцы (Пономарева, Добрецов, 1966) и сменяющие их вниз по разрезу габброиды и ультрабазиты. Все дальнейшее развитие этой зоны в верхнем палеозое и мезозое (вплоть до низов мела) характеризуется почти полным отсутствием гранитоидного магматизма и вторичным появлением в разрезах спилит-диабазовой формации. Весьма вероятно, что здесь мы имеем случай с очень вялым развитием переходной зоны, для которой характерны очень медленные темпы роста «гранитного» слоя.

#### Хоккайдо — Западно-Камчатская складчатая система

Иначе устроена восточная часть области верхнемеловой складчатости, которая была выделена в качестве самостоятельной Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы (Марков и др., 1967). Западная граница этой системы рассматривалась при описании области верхнемеловой склад-

чатости. Для этой зоны характерно окончание собственно геосинклинального этапа развития в конце мела — начале палеогена. Следовательно, ее складчатые структуры должны относиться к зонам поздне меловой (ларамийской) складчатости (Марков и др., 1967; «Геологическое развитие...», 1968).

Большинство метаморфических пород этого района имеет молодой — мезозойский, а местами и палеогеновый возраст («Геологическое развитие...», 1968; Егоров и др., 1969; Егоров, Егорова, Подзорова, 1969; Osanaï a. o., 1958; Hasegawa a. o., 1961; Shibata, 1968; и др.).

Уверенно можно сейчас говорить о наличии в этой зоне мощной единой серии пород, охарактеризованной в верхних частях триасово-юрской фауны — надгруппа Хидака («Геологическое развитие...», 1968; Osanaï, a. o., 1963). Учитывая данные о находках галек с фауной пермского возраста на о. Хоккайдо и верхнепалеозойской фауны в породах вальзинской серии Сахалина (Семенов, 1969), очевидно, следует считать, что этот комплекс пород в возрастном отношении охватывает промежутки времени от перми до юры включительно, а возможно, и до самых низов мела. Следует, однако, заметить, что в пределах этой зоны ниже мощного геосинклинального комплекса выделяются породы меланократового метаморфического фундамента, рассмотрению которых будут посвящены дальнейшие разделы данной работы.

В формационном отношении палеозойско (?) — мезозойские (домеловые) образования этой зоны, лучше изученные в Центральном Хоккайдо, чрезвычайно интересны. Здесь широко развиты спилиты, диабазовые порфириты, туфы основного состава, яшмы и другие кремнистые образования, а также своеобразные толщи черных битуминозных аргиллитов, напоминающие широко известную формацию граптолитовых сланцев. Кроме этих образований широко распространены, особенно в верхней части комплекса, граувакковые тонкозернистые песчаники и глинистые сланцы. В граувакках преобладают обломки «мафических» компонентов. Местами внутри этого комплекса пород отмечаются отдельные несогласия (орогении Пресорачи и Интрасорачи на о. Хоккайдо), однако они, очевидно, носят местный локальный характер. При сравнении домеловых образований этой зоны с аналогичными по времени толщами Сихотэ-Алиня, п-ова Тайгонос и Таловско-Майнских гор видно резкое преобладание вулканогенно-кремнистых отложений и почти полное отсутствие перерывов, столь многочисленных в верхнем палеозое, триасе и юре. Это, очевидно, свидетельствует о том, что здесь мы наблюдаем более внутреннюю часть геосинклинальной области, тогда как в Сихотэ-Алинско — Западно-Корякской складчатой системе видны ее краевые зоны. В мезозое на о. Хоккайдо, где наиболее хорошо изучены докайнозойские структуры, формируются две метаморфические зоны (Камуикотан и Хидака). Процессы роста поднятий и метаморфизма в этих зонах проходили на фоне интенсивной магматической деятельности.

Указанные метаморфические зоны (особенно Хидака) к концу юры — началу мела были сформированы в виде поднятий, разделивших в раннем мелу геосинклинальную зону на отдельные прогибы. В последних в меловое время шло накопление осадков. На Хоккайдо один из таких частных прогибов располагался между зоной Камуикотан и зоной Хидака, другой — между зоной Камуикотан и Западным Хоккайдо. В обоих прогибах накапливался мощный комплекс терригенных образований, часто с ритмичной слоистостью, иногда и типичный флиш (Тапака, 1959). Подчиненное значение имеют вулканогенные (чаще андезито-базальтового состава) образования, в верхних частях комплекса в ряде мест появляются прослойки углей.

В отличие от Сихотэ-Алиня здесь почти отсутствуют перерывы. Четкий перерыв наблюдается местами лишь на границе апта и альба (так называемая орогения Интраизо в Центральном Хоккайдо).

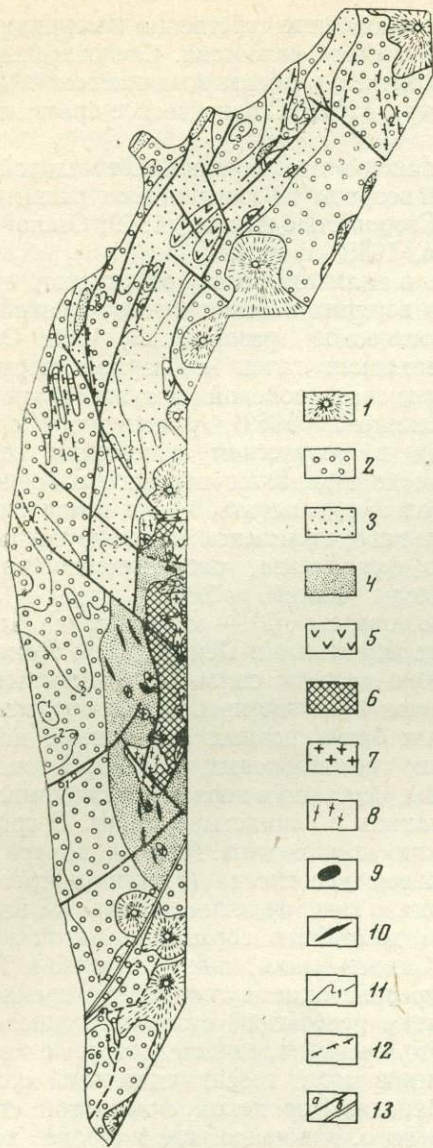


Рис. 6. Структурно-геологическая схема Западной Камчатки (Смирнов, 1971)

- 1 — четвертичные вулканы;
- 2 — неогеновые отложения;
- 3 — палеогеновые отложения;
- 4 — меловые отложения в терригенных фациях;
- 5 — то же, в вулканогенных фациях;
- 6 — метаморфические породы Срединного хребта;
- 7 — докайнозойские гранитоиды;
- 8 — домеловые гранитоиды;
- 9 — выходы габброидов и ультраосновных пород докайнозойского возраста;
- 10 — оси антиклинальных складок в меловых отложениях;
- 11 — изогипсы поверхности докайнозойского фундамента;
- 12 — флексуры в кайнозойских отложениях;
- 13 — разломы (а — крупные разломы, б — Центрально-Камчатская зона разлома)

В конце мела происходит внедрение крупных массивов ультраосновных пород и образование глаукофановых сланцев в зоне Камуикотан и формируются основные черты этой складчатой системы. Палеогеновые и неогеновые отложения в Хоккайдо — Западно-Камчатской зоне, как правило, залегают на меловых с резким угловым несогласием и перерывом, что свидетельствует о проявлении довольно сильной складчатости в конце мела, после которой здесь вновь возникают прогибы, лишь иногда наследующие зоны опускания мелового времени — Исикари-Румои, Западно-Сахалинский и Западно-Камчатский (Смирнов 1971; Меланхолина, 1972; Пушаровский, 1971; Jijima, 1959).

Следует, однако, отметить, что на ларамийские структуры этой зоны наложились и достаточно существенные неогеновые дислокации, с которыми связано образование пологих надвигов, амплитуды которых, правда, не превышают 5—7 км и резко затухают при движении к западу. В целом структуры третичных отложений этой зоны имеют глыбово-складчатую природу (рис. 6; «Геологическое развитие ...», 1968; «Геология СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964; «Геология и полезные ископаемые...», 1965; и др.).

Характер третичных отложений здесь также весьма специфичен: это часто континентальные параллельные угленосные толщи, мощность которых в унаследованных прогибах иногда значительна (до 3000—4000 м на Западной Камчатке).

Наличие флишеидных толщ позволяет ряду исследователей (Меланхолина, 1972; Пушаровский, 1964б; Смирнов, 1971) относить палеогеновые отложения к собственно геосинклинальному этапу развития. Эти образования по парагенезисам пород скорее всего напоминают комплекс нижних морских моласс (Моссаковский, 1965). Выше лежащие неогеновые отложения более всего сходны с верхними молассами складчатых зон и так же, как и последние, сопровождаются своеобразными интрузиями щелочных пород («Геология СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964; Гузнев, 1964).

Анализируя историю развития Хоккайдо — Западно-Камчатской зоны, интересно отметить, что в ее основании (выше пород меланократового метаморфического фундамента) залегает своеобразный ряд геологических формаций — вулканогенно-кремнистая, черносланцевая и граувакковая, которые, как было показано Н. А. Богдановым (1969), свойственны древним глубоководным желобам (талассогеосинклиналям) Тихоокеанской зоны. Представляется, в этом формационном ряду, видимо, могут быть выявлены и аналоги собственно океанических осадков. В дальнейшем в пределах этой зоны наместились геоантиклинальные поднятия, в прогибах между которыми накапливались флишевые толщи мелового возраста. Сами же поднятия (особенно зона Хидака) служили ареной интенсивного метаморфизма, магматизма и, видимо, вулканизма. К востоку от этой зоны (п-ов Немуро) отлагались иные — вулканогенно-граувакковые отложения мела (Hashimoto, 1958; Mitani, Fuziwara, Hasegawa, 1958; Mitani, Osanai, Hashimoto, 1958).

Нетрудно видеть, что в меловое время зона Центрального Хоккайдо и, видимо, Южного Сахалина морфологически была весьма сходна с современными островными дугами.

В пределах Охотского региона осталось рассмотреть структуры Восточной Камчатки, Курильских островов и Восточного Хоккайдо.

#### КАЙНОЗОЙСКАЯ ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

По геологической истории Восточная Камчатка резко отлична от рассмотренных выше частей этого полуострова. Самыми древними породами, известными здесь, являются метаморфические образования, обнажающиеся в пределах Ганальского хребта, Хавывенской возвышенности, на п-ове Озерном и о. Карагинском. В составе этих метаморфических пород отчетливо выделяется комплекс глубоко метаморфизованных образований (пироксеновые гнейсы, амфиболиты и др.), неоднократно диафорированных, — ганальская серия (Сидорчук, Герман, 1968).

Стратиграфически выше (хотя контакты, как правило, тектонические) распространены разнообразные зеленые сланцы стеновой серии (Б. К. Долматов, Л. Л. Герман). Метаморфизм их непостоянен — от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Мощность серии около 3000—4000 м (Сидорчук, Герман, 1968). Ряд исследователей датирует возраст этих пород мезозоем. Как правило, метаморфические породы слагают горсты, резко приподнятые по отношению к окружающим их отложениям позднего мела и кайнозоя. Более подробно эти образования будут рассмотрены в последующих разделах настоящей работы.

Выше метаморфических пород залегают мощные толщи терригенных и вулканогенных образований, возраст которых считается мел-палеогеновым. Контакты их с метаморфическими породами в большинстве случаев тектонические, лишь на п-ове Озерном можно предполагать несогласное нале-

гание их на метаморфические породы меланократового состава (амфиболиты и гранатопые амфиболиты). Редкие находки фауны и, видимо, достаточно частые фациальные изменения пород не позволяют детально сопоставить разрезы отдельных разрозненных участков. В южной части Восточной Камчатки в хребтах Валагинском и Тумрок разрез этого комплекса начинается толщей терригенных пород. В составе толщи заметно преобладают вулканомиктовые (граувакковые) песчаники, которые переслаиваются с кремнистыми алевролитами и черными тонколистопатыми аргиллитами с отдельными прослоями внутриформационных конгломератов. Характерная особенность терригенных образований хребта Валагинского — обилие пачек пород с четкой градационной слоистостью. В составе обломков резко преобладают порфириты, андезитовые порфириты, трахиандезиты и трахибазальты. Видимая мощность пород этой толщи, по данным В. А. Селиверстова и А. Г. Цикунова, достигает местами 3000 м.

Выше залегают породы вулканогенно-осадочной толщи. Она состоит из трех частей. Нижняя часть представлена переслаиванием псаммитовых массивных туфов с пелитовыми и кремнистыми туфовыми породами, мощностью около 3500—4000 м. В средней части распространены лавы базальтового и андезито-базальтового состава с прослоями туфо- и лавобрекчий, псаммитовых и алевритовых туфов. Мощность этих пород около 4500 м. Венчается разрез вулканогенно-осадочной толщи вулканическими брекчиями и туфобрекчиями основного и ультраосновного состава с отдельными покровами лав и прослоями туфов. Мощность этой части разреза около 1000 м (Эрлих и др., 1971; Марковский, Ротман, 1969, 1971; Ротман, 1968). Возраст пород меловой, хотя не исключено, что верхняя часть их относится уже к палеогену и одновозрастна палеогеновым отложениям хр. Кумроч и о. Карагинского. Выше указанных пород в хребтах Ганальском, Валагинском и Тумрок несогласно залегают вулканогенно-обломочные отложения анавайской серии, которые датируются олигоценом—нижним миоценом.

Севернее в пределах хр. Кумроч, п-ова Озерного и о. Карагинского разрез отложений мела и палеогена несколько меняется. В этой части Восточной Камчатки фаунистически охарактеризованные верхнемеловые отложения установлены на о. Карагинском и п-ове Озерном. На о. Карагинском выше метаморфических пород меланократового состава (зеленых сланцев, амфиболовых сланцев и амфиболитов) по тектоническому контакту залегают туфы основного и среднего состава, покровы спилитов с кремнистыми сланцами, общей мощностью около 1200—1300 м (Долматов и др., 1969). На п-ове Озерном, по данным Б. И. Сляднева и С. А. Мельниковой, верхнемеловые образования представлены базальтами, андезито-базальтами, яшмами, кремнистыми туфами с обломками раковин иноцерам.

Выше этих образований согласно залегают породы, выделяемые в пределах хр. Кумроч под названием хапицкой свиты. Это преимущественно вулканогенно-осадочные породы. На о. Карагинском они представлены агломератовыми, гравийными, псаммитовыми, пепловыми, кремнистыми туфами с покровами базальтов брекчиевидной структуры, общая мощность их около 1500 м (Долматов и др., 1969). Примерно такой же состав они имеют и на п-ове Озерном (данные Б. И. Сляднева и С. А. Мельниковой). Возраст этих пород не ясен, условно они датируются поздним мелом — палеогеном.

Более верхние (палеогеновые) части разреза сложены преимущественно терригенным комплексом пород. На востоке о. Карагинского это черные аргиллиты и алевролиты, выше по разрезу сменяющиеся толщей флишоидного чередования граувакковых песчаников, известковистых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Мощность этого комплекса пород около 1000—1200 м. В хр. Кумроч их стратиграфическими аналогами, видимо, являются преимущественно терригенные (граувакковые), а также флишоидные образования дроздовской свиты. Возраст этого комплекса

пород, по данным Г. П. Борзуновой и Л. Г. Райковой, на основании остатков макро- и микрофауны палеогеновый.

На западном берегу о. Карагинского разрез венчается толщей агломератовых и лапиллиевых туфов с покровами базальтов и андезито-базальтов в нижней части и толщей переслаивания полимиктовых песчаников и черных аргиллитов — в верхней. Возраст этих образований, по данным Г. П. Борзуновой, верхнеэоцен — миоценовый (?). Мощность их около 1000 м.

В восточной части о. Карагинского эти образования фациально замещаются толщей черных аргиллитов с мощными пачками кремнистых пород, пепловых туфов и покровов спилитов, также содержащих фауну олигоцена — нижнего миоцена (данные автора и М. Ю. Хотина). В западной части хр. Кумроч этим образованиям, по-видимому, соответствуют отложения алтынской свиты, представленные грубым переслаиванием агломератовых туфов, эффузивов основного состава, конгломератов и кремнисто-терригенных пород (Марков и др., 1969). В восточной части хр. Кумроч одновозрастными аналогами этого комплекса скорее всего являются туфы, диабазы, спилиты, кремни, алевролиты и аргиллиты ветловской свиты, ранее относимые к верхнему мелу (Хотин, 1972 а, б). Мощность этих пород 3700—4000 м.

Нетрудно видеть, что меловые и палеогеновые отложения Восточной Камчатки представляют собой единую мощную серию отложений, которая в южной части начинается терригенной граувакковой формацией. Ее появление в южной части и исчезновение к северу объясняются большей тектонической приподнятостью на юге смежных с ней с запада зон поднятий. Это хорошо видно и в современной структуре Камчатки. По латерали и вверх по разрезу она сменяется вулканогенно-осадочной формацией, в которой сложно переслаиваются базальты, их туфы, агломераты и брекчии, а также прослой и пачки терригенных пород грауваккового состава. Местами в этой формации выделяется обособленная туфо-кремнистая часть. Выше по разрезу вновь залегает граувакковая, часто ритмично слоистая формация палеогена. Разрез венчается аргиллито-кремнистой формацией конца палеогена — начала неогена, состоящей из черных аргиллитов, переслоенных пачками кремней и содержащей покровы спилитов. Латерально на запад она сменяется андезит-базальтовой формацией, состоящей из вулканических брекчий, лав, туфов и прослоев осадочных пород. Время накопления двух этих формаций, видимо, отвечает началу дифференциации геосинклинального трога на отдельные прогибы и поднятия.

Выше рассмотренного комплекса отложений резко несогласно залегают породы миоценового возраста. Они подразделяются снизу вверх на богачевскую и тюшевскую серии. Первая из них сложена преимущественно песчаниками, аргиллитами и алевролитами с подчиненными горизонтами гравелитов и конгломератов. Мощность серии местами (Кроноцкий полуостров) достигает 5000—7000 м. Выше с перерывом залегают конгломераты, полимиктовые песчаники, аргиллиты, диатомиты и туфодиатомиты тюшевской серии, мощность которой местами достигает 2500—3000 м.

Плиоценовые и четвертичные отложения слагают отдельные впадины и дислоцированы очень слабо лишь в зонах молодых разломов. В пределах хребтов их стратиграфическими аналогами являются вулканы Восточно-Камчатского вулканического пояса.

Таким образом, наиболее существенные движения, после которых началось накопление в пределах Восточной Камчатки типичных флишевых отложений, произошли на границе нижнего и среднего миоцена.

В результате этих движений мел — палеогеновые толщи Восточной Камчатки оказались смятыми в узкие сжатые часто изоклинные складки, разбиты многочисленными разломами типа взбросов и крутых надвигов. Плоскости большинства из них падают на северо-запад. В результате были сформированы типичные чешуйчатые структуры, отчетливо видные

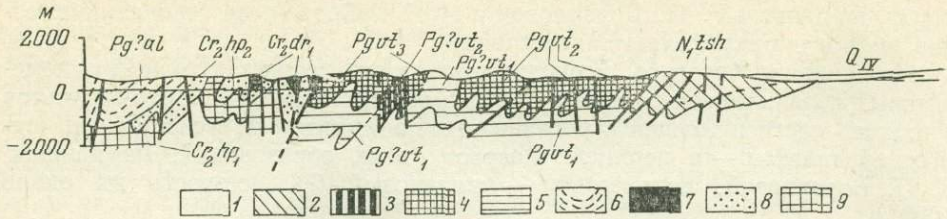


Рис. 7. Геологический разрез хр. Кумроч (Марков и др., 1969)

1 — четвертичные отложения; 2 — миоценовые отложения (тюшевская серия); 3 — палеогеновые отложения: 3 — ветловская свита (под-свиты); 4 — верхняя; 5 — нижняя; 6 — аласинская свита. Меловые отложения; 7 — дроздовская свита; 8, 9 — хапичкая свита (под-свиты: 8 — верхняя, 9 — нижняя)

на прилагаемом разрезе через хребет Кумроч, проведенном на широте верховьев р. Асхавы — рис. 7 (Марков и др., 1969).

Вторично эти отложения дислоцированы в конце миоцена — начале плиоцена. В северо-западном борту Тюшевского прогиба, на который они были надвинуты по надвигу Гречишникова, в это время образовались отдельные чешуи и сложные мелкие складки. В Богачевском прогибе все породы богачевской и тюшевской серий сорваны с основания, в результате чего и была сформирована исключительно сложная складчатая структура Богачевского прогиба (данные А. А. Арсанова).

Особое место в структуре Камчатки занимают ее восточные полуострова. Из предыдущего описания видно, что п-ов Озерной относится к Восточно-Камчатской зоне. В ее состав, видимо, следует включить и Шипунский полуостров.

Полуостров Камчатский мыс, геология которого будет рассмотрена далее, структурно принадлежит к Алеутской островной дуге (Марков и др., 1969), а Кроноцкий полуостров, где вскрыты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы мела и палеогена, возможно, является северным окончанием поднятия Императорского хребта (Markov, Khotin, 1971).

Структуры Восточной Камчатки на юге (в районе Петропавловской зоны дислокаций), видимо, торцово сочленяются со структурами Курильской островной дуги. Строение этой области было рассмотрено С. Е. Апрельковым (1971), который показал, что полого залегающие и слабо дислоцированные неогеновые отложения Южной Камчатки (аналоги толщ, развитых на островах Большой Курильской гряды), подходя к этой зоне, пересекаются многочисленными разломами и несогласно ложатся на породы Восточной Камчатки.

Аналогичное торцовое сочленение со структурами Центрального Хоккайдо было описано ранее в книге «Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона» (Марков и др., 1967). Оно происходит по зоне разломов Тойохоро-Урахоро, хотя северо-восточные наложенные структуры курильского направления прослеживаются и в Центральном Хоккайдо.

### КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

В состав Курильской островной дуги (в геологическом понимании) необходимо включать Южную Камчатку, Курильскую островную дугу и Восточное Хоккайдо. Морфологически здесь выделяются: Южно-Охотская котловина, поднятие Большой Курильской гряды (включая и структуры Южной Камчатки), Срединно-Курильский прогиб, который замыкается как на севере, так и на юге, поднятие Малых Курил, простирающееся на п-ов Немуро в Восточном Хоккайдо, и курильская часть Курило-Камчатского глубоководного желоба.

Самыми древними фаунистически охарактеризованными отложениями в этой зоне являются верхнемеловые<sup>1</sup>.

В пределах Восточного Хоккайдо — это отложения группы Немуро, представленные в нижней части толщей тонкого чередования алевролитов, аргиллитов, туфогенных песчаников, туфов и туфобрекчий. Выше в них появляются покровы трахидолеритов, трахибазальтов и трахиандезитов. Для верхней части разреза характерно появление грубообломочных пород (конгломератов), лавоагломератов, лавобрекчий и лав андезитового и базальтового состава. Обломки в конгломератах состоят преимущественно из пород нижних частей группы Немуро. Общая мощность этих отложений около 3600 м («Геологическое развитие...», 1968; Minato, Fuziwaga, Nasegawa, 1958).

Близкие по составу образования известны и на островах Малой Курильской гряды — матакотанская, малокурильская и зеленевская свиты (Соловьева, 1968; 1969; Казакова и др., 1967). Основание верхнемелового разреза здесь сложено 500-метровой толщей базальтов, андезито-базальтов с прослоями вулканических брекчий, агломератов и конгломератов. В эффузивах часто наблюдается шаровая отдельность. Выше распространены конгломераты с горизонтами гравелитов, песчаников и псаммитовых туфов, общая мощность их около 300 м. Эти отложения (матакотанская свита) на основании находок остатков фауны относятся к кампанскому ярусу. На них залегают породы малокурильской свиты, представленной чередованием средне-тонкозернистых песчаников, алевролитов и гравелитов с прослоями алевро-псаммитовых туфов и туффитов. Часто наблюдается характерная ритмичная слоистость. В верхней части свиты известны покровы и дайки щелочных базальтов и андезито-базальтов (Казакова и др., 1967). Мощность свиты колеблется от 300 до 1000 м. Разрез верхнего мела заканчивается отложениями зеленевской свиты, предоставленной чередованием базальтов, андезито-базальтов, вулканических брекчий и конгломератов общей мощностью около 800 м. Возраст свиты условно датский (Соловьева, 1968, 1969).

Анализируя эти разрезы, интересно отметить, что среди верхнемеловых вулканитов широко распространены породы андезитового состава и щелочные образования (трахидолериты, трахибазальты и трахиандезиты). Это обстоятельство, видимо, свидетельствует об относительной приподнятости этой зоны уже в конце позднего мела. К аналогичным выводам пришла Н. А. Соловьева (1969), изучавшая литологию верхнемеловых пород Малых Курил. Она отмечает, что характер слоистости этих пород, особенности их эпигенетических изменений, быстрая фациальная изменчивость, а также преобладание местных источников сноса обломочного материала показывают, что эта зона существовала как поднятие уже в конце мела. На Южной Камчатке отложения мелового возраста не установлены.

Палеогеновые отложения известны в пределах Курильской островной дуги достаточно широко. На востоке о. Хоккайдо это терригенные угленосные паралические толщи (эоцен-олигоцен) в бассейне Кусиро и грубообломочные преимущественно олигоценные толщи в мелких наложенных впадинах.

Весьма вероятно присутствие олигоценовых отложений в составе самых нижних частей разреза Большой Курильской гряды (среднепарамуширская серия). Здесь они представлены сложным сочетанием лав, лавобрекчий, вулканических брекчий и агломератов с линзами вулканомиктовых гравелитов, песчаников и туффитов. Эти образования по латерали, а чаще вверх по разрезу замещаются толщей туфов, туффитов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов, реже туфодиазомитов и конгломерато-брекчий. Мощность пород серии, верхняя часть которой, несомненно, имеет миоценовый возраст, не более 1700 м (Гаврилов, 1970а, б).

<sup>1</sup> Породы фундамента Курильских островов будут рассмотрены позже.

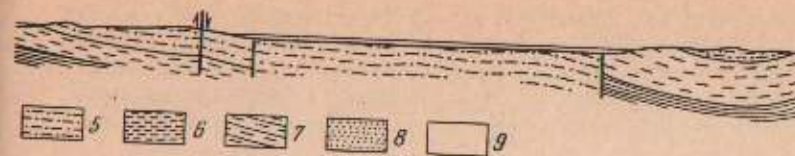
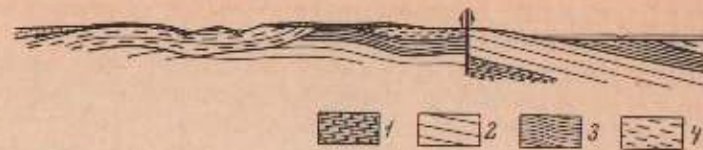


Рис. 8. Геологический профиль в районе Аккеси, Японии (Osanaï a. o., 1958)

Группа Немуро:	слоями песчаников и туфов (Cr <sup>N<sub>2</sub></sup> );	6 — формация Итоидава (Pg <sup>11</sup> ) — конгломераты, песчанники, аргиллиты;
1 — глинистые сланцы с прослоями песчаников (Cr <sup>N<sub>1</sub></sup> );	4 — песчанники, конгломераты, глинистые сланцы с прослоями туфов (Cr <sup>N<sub>2</sub></sup> );	7 — формация Сиракабецу (N <sup>Sh</sup> <sub>1</sub> ), плотные туфогенные алевролиты, песчанники;
2 — песчанники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев (Cr <sup>N<sub>2</sub></sup> );	5 — чередование конгломератов, песчанников и глинистых сланцев (Cr <sup>N<sub>2</sub></sup> );	8 — группа Кусиро (Q <sup>Ku</sup> ) — пемзовые туфы, песчанники;
3 — глинистые сланцы с про-		9 — современный аллювий (Q <sup>al</sup> )

Выше по разрезу залегают отложения охотской свиты, которые также известны в двух фациях — эффузивной (представленной в основном вулканическими брекчиями) и вулканогенно-осадочной. Мощность свиты не более 800—850 м, возраст поздний миоцен — плиоцен.

Разрез Большой Курильской гряды венчается вулканогенными отложениями оксанской свиты, сложенной преимущественно базальтами, андезито-базальтами, англомератами, вулканическими брекчиями. Известны отдельные прослои и пачки опоковидных песчанников, пемз, туфов и туффитов. Мощность свиты около 700 м. Возраст плиоценовый.

В отдельных районах Большой Курильской гряды отмечаются перерывы между отдельными свитами рассмотренного выше разреза. Однако они имеют локальный характер, и, видимо, наблюдаются в тех участках, которые были приподняты над уровнем моря в момент осадконакопления (Гаврилов, 1970а, б; Сергеев, 1962, 1963; и др.).

Выше располагаются четвертичные отложения (возможно и плиоцен — четвертичные). Это вулканогенные породы современных вулканов, а также ледниковые, аллювиальные, озерные и делювиальные образования (Горшков, 1967).

Стратиграфические аналоги плиоцен — четвертичных вулканитов на Малой Курильской гряде представлены комплексом андезитов, андезито-базальтов, базальтов, реже дацитов комплекса Ноторо-Томари (Соловьева, 1969).

На Южной Камчатке известны выходы только кайнозойских образований (Апрелков, 1971; «Геология СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964). Разрез их здесь начинается отложениями вилочинской свиты (верхний олигоцен — нижний миоцен), представленными песчаниками, аргиллитами и конгломератами с прослоями туфов в верхней части разреза. Мощность свиты около 2500 м. Над ними залегают отложения паратунской свиты (нижний миоцен): базальты, андезиты, реже дациты, переслаивающиеся в верхней части с туфами, туффитами, туфогенными песчаниками. В некоторых разрезах свита сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами. Мощность ее более 2000 м. Лежащая выше березовская свита (средний миоцен) представлена игнимбритами, дацитами, реже андезитами, которые в латеральном направлении замещаются песчаниками, алевролитами и туффитами. Часть пород свиты накапливалась в континентальных условиях.

Выше по разрезу залегают отложения алнейской серии (средний миоцен — плиоцен), которые представлены субаэральными базальтами, андезитами и их туфами. В верхней части разреза встречаются покровы лав и туфов более кислого состава. Мощность серии местами достигает 1500 м. Нетрудно видеть, что кайнозойские отложения Южной Камчатки сходны со среднепарамуширской серией и охотской свитой Больших Курил.

Венчается разрез Южной Камчатки игнимбритами и туфами голыгинской свиты плиоцена и вулканогенными породами современных вулканов, представленными сложным сочетанием базальтов, андезито-базальтов, андезитов, иногда дацитов и риолитов. Аналогичные по составу отложения неогена известны и в пределах Восточного Хоккайдо, где они представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами преимущественно андезито-базальтового состава («Геологическое развитие...», 1968; Марков и др., 1967; Sugimoto a. o., 1962).

Вулканогенные породы подвержены интенсивным вторичным изменениям, связанным с пропилитизацией, окварцеванием и низкотемпературным метасоматозом. В результате этих процессов образуются толщи вторично измененных пород, получившие в литературе название формации «зеленых туфов». В пределах Курильских островов, Южной Камчатки, Восточного Хоккайдо известны небольшие штоки и дайки преимущественно габбрового и диоритового состава.

Для Курильской островной дуги характерны очень простые структуры, большинство которых, видимо, образованы первичными наклонными слоями на склоне растущего поднятия. Это относится и к меловым отложениям п-ова Немуро (рис. 8), и Малых Курил, а также к дислокациям третичных толщ Больших Курил и Южной Камчатки. Отдельные зоны крутого залегания слоев и мелкой сложной складчатости приурочены лишь к зонам разломов (Гаврилов, 1970 а). Наличие перерывов, а местами и угловых несогласий, которые трактуются рядом исследователей как признаки проявления фаз складчатости (Сергеев, 1962; Стрельцов, 1970; и др.), в принципе могут быть объяснены ростом зон поднятий. Последние состоят из серии просто построенных отдельных антиклинальных складок и разделяющих их кулисообразных вулканотектонических депрессий. Такое расположение осей антиклинальных складок и характер мелких дислокаций в зонах разломов, по-видимому, связаны с наличием горизонтальных (преимущественно сдвиговых) смещений по плоскости некоторых из них (Гаврилов, 1970а; Стрельцов 1970). Как видим, в Курильской островной дуге в зонах поднятий распространен полифациальный вулканогенно-осадочный комплекс пород, в составе которого сложно сочетаются вулканогенные породы преимущественно базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава щелочноземельного типа и вулканогенно-осадочные породы, которые формировались за счет размыва местных вулканических построек. В отдельные этапы образуются прослои и пачки биогенных пород — туфодиамитов и опок. В разрезе сложно сочетаются морские, прибрежно-морские и континентальные фации, причем первые, как правило, преобладают в нижних частях разреза. В поднятии Малых Курил эта андезито-базальтовая формация «зеленых туфов» имеет меловой возраст, а на поднятии Больших Курил — третичный, преимущественно неогеновый.

Наряду с зонами поднятий к Курильской островной дуге относятся Южно-Охотская котловина, Срединно-Курильский прогиб и курильская часть Курило-Камчатского глубоководного желоба. В этих структурных зонах тип осадконакопления, сведения о котором еще очень ограничены.

Южно-Охотская котловина представляет собой «плоскую равнину, слегка наклоненную к юго-востоку и приподнятую по краям» (Удинцев, 1955, стр. 42). На юго-западе котловина наиболее широкая, северо-восточнее она значительно сужается, превращаясь в узкий глубокий желоб. От северо-

западной части Охотского моря и от поднятия Большой Курильской гряды котловина отделена довольно крутыми (до 8—10°) уступами. На северном из них обнаружены подводные долины, идущие от возвышенности Академии наук. По геофизическим данным известно, что в Южно-Охотской котловине максимальная мощность «надбазальтового» осадочного слоя достигает 5 км, в среднем она составляет 3 км.

Судя по средним скоростям распространения продольных волн в осадочной толще (не менее 4 км/сек) можно предполагать, что последняя представлена не только рыхлыми осадочными породами, но содержит прослойки и пачки более плотных отложений, возможно вулканического происхождения (Марков и др., 1967). Современные осадки представлены здесь преимущественно диатомовыми алевропелитовыми и пелитовыми илами («Тихий океан. Осадкообразование...», кн. I, 1970). Учитывая наличие крутых уступов и большую сейсмичность района, можно думать, что в Южно-Охотской котловине накапливаются турбидиты, чередующиеся с биогенными диатомовыми илами, вулканогенными и вулканомиктовыми породами. Состав обломочного материала, поступающего из центральных районов Охотского моря и со стороны Курильских островов, видимо, различен. В последнем случае должен преобладать вулканомиктовый материал андезито-базальтового состава.

Срединно-Курильский прогиб расположен между поднятиями Большой и Малой Курильских гряд. Дно его приподнято относительно дна Южно-Охотской котловины и Курильского желоба. Он выполнен осадочными образованиями мощностью до 3 км. Судя по океанологическим и сейсмическим данным, в строении «надбазальтового» слоя Срединно-Курильского прогиба существенную роль могут играть вулканогенные и обломочные (вплоть до грубообломочных) преимущественно вулканомиктовые породы. В Курильском желобе максимальная мощность отложений, залегающих на «базальтовом» слое земной коры, достигает 5—6 км. При этом максимальные мощности приурочены к северо-западному склону желоба, т. е. компенсация его идет в основном за счет сноса пород с поднятия Малой Курильской гряды. Благодаря крутым уступам, сейсмичности и сильным течениям здесь наблюдается аномальное распределение осадков по глубине. Валунно-галечные и галечно-гравийные осадки опускаются до глубин 600—1000 м, песчаные до 2000 м. Часто на крутых уступах совершенно отсутствуют рыхлые осадки. В центральной части желоба распространены тонкодисперсные преимущественно кремнистые илы (Безруков, 1955, 1960; Петелин, 1961; «Тихий океан. Осадкообразование...», кн. I, 1970).

Как видим, в Курильской островной дуге сложно сочетаются флишевые, вулканомиктовые, наземновулканические и глубоководные кремнистые формации, которые находят аналогов в более древних геосинклинальных системах Охотского региона. Даже краткое рассмотрение основных особенностей геологического строения и истории развития Охотского региона показывает, что по крайней мере в течение мезозоя в этой части Тихоокеанского пояса происходила постепенная миграция на восток геосинклинального процесса с образованием типичных складчатых зон, представляющих зоны ранней консолидации в современном геосинклинальном поясе. В результате этого континентальный блок Азиатского материка постепенно разрастался за счет причленения к нему все более молодых складчатых зон. Последние из таких зон были сформированы в восточной части Охотского региона в миоцене (Восточная Камчатка). Развитие этого процесса по существу и определяет современную границу континента и океана. В настоящее время вдоль ее в Охотском регионе расположена Курильская островная дуга. Морфологически она представляет глубоководную впадину окраинного моря, два линейно вытянутых поднятия, частично возвышающихся над уровнем моря и разделенных узким линейным прогибом, и глубоководный желоб.

Палеотектонический и палеогеографический анализ области Охотского региона показывает, что некоторые участки бывших геосинклинальных

систем на определенных этапах развития были морфологически сходны с современными островными дугами (Центральное Хоккайдо, Сахалин, вероятно Западно- и Центрально-Корякская зоны). В последующем на месте этих участков возникали типичные складчатые зоны.

Таким образом, в пределах Охотского региона можно выделить разновозрастные складчатые системы и островную дугу, находящиеся на разных этапах развития. В связи с этим представлялось интересным проанализировать историю формирования метаморфических толщ в пределах этого региона, с тем чтобы увязать особенности его геологического строения с зонами регионального метаморфизма.

Такой анализ, несомненно, должен был бы представить интерес для тектоники, ибо уже сейчас можно считать общепризнанным, что формирование «гранитного» слоя земной коры связано с процессами метаморфизма и что этот процесс является одним из основных результатов геосинклинального развития (Белоусов, 1962; Марков, 1969; Муратов, 1957; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972; Шейнманн, 1968; Штрейс, 1968; и мн. др.).

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ОХОТСКОГО РЕГИОНА

В предыдущей главе кратко рассмотрены особенности строения и развития отдельных частей Охотского региона. При этом выявилось, что в пределах этой части современного геосинклинального пояса могут быть выделены разновозрастные складчатые зоны, представляющие собой зоны ранней консолидации. В самой восточной части региона развиты молодые структуры, в пределах которых складчатости еще не было.

В каждой из рассмотренных частей региона развиты разнообразные по составу и возрасту метаморфические толщи.

### СИХОТЭ-АЛИНЬСКО — ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В южной части вдоль западного края системы расположены метаморфические образования Ханкайского массива. Возраст нижних частей разреза массива протерозойский. Они представлены гнейсами и кристаллическими сланцами (биотитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гранатовыми и силлиманитовыми) с небольшими массивами гранитоидов преимущественно анатектического происхождения. Выше залегают слабо метаморфизованные отложения рифея, представленные в нижней части разреза мусковит-биотитовыми и графитистыми сланцами. Над ними располагаются известняки, доломиты и терригенные породы, превращенные в хлорит-серицитовые сланцы.

Нижний палеозой представлен карбонатными породами, железистыми кварцитами и терригенными образованиями. Начиная с девона и до перми в этой зоне появляются терригенные, грубообломочные и вулканогенные толщи. Традиционно массивы, расположенные вдоль западного края Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы, рассматривались как зоны дорифейской или в крайнем случае байкальской стабилизации, и их складчатые комплексы протягивались далеко на восток, образуя основание более поздних геосинклиналей (Беляевский, 1955; Беляевский, Громов, 1962; Громов, 1959; Смирнов, 1972).

Однако исследования Ю. С. Липкина, М. И. Липкиной (1971; «Геология СССР», т. XIX, ч. 1, 1966) и других показали, что метаморфизм, гранитизация, рост куполов и, следовательно, формирование здесь гранитно-метаморфических комплексов продолжались до среднего палеозоя. Этот факт крайне интересен, поскольку он свидетельствует, что указанные области не могут рассматриваться как зоны допалеозойской консолидации. Активный магматизм и сопровождающий его метаморфизм здесь продолжался и в палеозое. Аналогичные данные появляются и для других древних массивов, расположенных по западному обрамлению Охотского региона.

Исследования, проведенные в пределах Омолонского и Тайгоносского массивов (Гельман, Терехов, 1968; Шпетный, 1969; Герасимов и др., 1971; Мерзляков и др., 1971; Терехов, 1971; Лившиц, 1972), показали, что мета-

морфизм в этих зонах не закончился в докембрии, а на протяжении рифея и нижнего палеозоя продолжалась гранитизация пород.

Интересные данные опубликованы М. Л. Гельманом и М. И. Тереховым (1968) об Омолонском массиве. Ими установлено, что докембрийские отложения здесь представлены высокометаморфизованными породами базальтового состава (эклогитовые, двупироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, роговообманковые эклогиты и т. д.). Эти породы претерпели местами существенную гранитизацию с наложением процессов метаморфизма и образованием плагиогнейсов и кристаллических сланцев (метаморфические формации подряда Б-1, по классификации А. А. Маракушева). Гранитизация этих толщ продолжалась в рифее и нижнем палеозое. Лишь после этого на Омолонском массиве происходит формирование кислых эффузивов и гранитоидов, которые выше перекрываются толщами, сходными с формациями чехла срединных массивов (Гельман, Терехов, 1968). Аналогичные молодые (допермские) процессы метаморфизма были обнаружены И. Л. Лившиц (1972) и в пределах Тайгоносского массива.

Все приведенные данные свидетельствуют о подвижности и большой специфичности западного ограничения Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы. Именно эти факты не позволяют, видимо, говорить о заложении последней на стабилизированном докембрийском или байкальском складчатом основании.

#### Сихотэ-Алинь

Сведения о распространенности и характере метаморфических толщ в Сихотэ-Алине не очень многочисленны. Выходы метаморфических пород известны в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня и в ксенолитах интрузивных пород на побережье Японского моря («Геология СССР», т. XIX, ч. 1, 1966; Мишкин и др., 1970; Маракушев и др., 1971).

В южной части Главного антиклинория распространены амфиболиты, амфиболовые гнейсы, ассоциирующие с полосчатыми габбро и габбро-амфиболитами и ультраосновными породами. Менее развиты биотитовые сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы. Отчетливо устанавливается, что биотит развивается в этих породах по пироксену и роговой обманке, в результате чего первично меланократовые породы превращены в биотитовые сланцы и гнейсы. На юге Сихотэ-Алиня этот комплекс получил название сучанского (Маракушев и др., 1971). Выходы аналогичных пород известны в небольших блоках и севернее — в бассейнах рек Верховина, Большая Грушевая, Польша. Возраст этих пород неясен. Однако известные в пределах Сихотэ-Алиня среднепалеозойские отложения (вангоуская серия) метаморфизованы слабее (фации зеленых сланцев и филлитов; Мишин, 1971). Это позволяет предполагать более древний возраст пород сучанского комплекса. Не исключено поэтому, что значения 622 млн. лет, полученные для ксенолитов гранатовых амфиболитов и гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов, могут соответствовать возрасту пород сучанского комплекса (Мишкин и др., 1970).

#### Западная часть Корякского нагорья и полуостров Тайгонос

Метаморфические породы в этом районе известны в ряде мест. Они были описаны в Пенжинском и Пекульнейском хребтах Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой и Г. Г. Кайгородцевым, на полуострове Тайгоносе их изучали М. Г. Гельман, Г. Е. Некрасов, М. А. Мишкин и автор. В результате было отчетливо установлено, что здесь распространены разновозрастные палеозойские и мезозойские метаморфические комплексы.

Наиболее древние из них известны в Пенжинском хребте в пределах Понтонейской горст-антиклинали, которая представляет собой одну из ку-

лисообразно расположенных антиклинальных складок Таловско-Майнского антиклинория. Ранее последняя выделялась под названием Ганычаланского выступа (Михайлов, 1959). В пределах этой зоны обнажены отложения докаменноугольного возраста, которые впервые были выделены А. Ф. Михайловым (1962) под названием ильпенейской свиты девонского возраста. Однако более поздние исследования (Пономарева, Добрецов, 1966) показали, что в состав ильпенейской свиты включены два разновозрастных комплекса пород. Нижний, состоящий из спилитов, базальтов, их туфов, прослоев кварцитов и кристаллических известняков, превращен в глаукофановые, глаукофан-лавсонитовые и зеленые сланцы. Возраст метаморфизма этих пород, по данным Л. В. Фирсова (см. Добрецов, 1968б), равен 320—430 млн. лет (калий-аргоновый метод, валовые пробы). Мощность пород нижнего комплекса около 1500 м. Выше по разрезу вновь залегают диабазы и спилиты с прослоями яшм, известняков и туфогенных песчаников, общей мощностью около 800 м. Эти породы неметаморфизованы и содержат фаунистические остатки (брахиоподы, табуляты и т. д.) девонского возраста (Пономарева, Добрецов, 1966). Интересно отметить, что с этими образованиями тесно связаны выходы ультрабазитов и габброидов, которые все предыдущие исследователи рассматривают как интрузии докаменноугольного возраста — галька их известна в конгломератах карбона (Михайлов, 1962; Пономарева, Добрецов, 1966), хотя по последним данным радиологический возраст этих пород оказывается молодым. Так, возраст габбро 176—192 млн. лет, пироксенитов — 162 млн. лет (калий-аргоновый метод, валовые пробы; Загрузина, 1972).

Ультрабазиты и габбро слагают вытянутые согласно с простиранием структур тела, смятые вместе с вмещающими образованиями. Поскольку Понтонейская горст-антиклиналь представляет собой серию чешуй, тела несколько раз повторяются в разрезе (рис. 9). Видимо, многие из этих чешуй были сформированы в докаменноугольное время и именно с их образованием и было связано формирование комплекса глаукофановых сланцев. Габброиды и ультрабазиты, залегающие в основании чешуй, напоминают образования меланократового фундамента, столь широко развитого в других районах Тихоокеанского пояса. Если это так, то фундамент здесь может быть раннепалеозойским или даже докембрийским, ибо уже в конце палеозоя его породы вместе с глаукофановыми сланцами были резко приподняты с образованием Таловско-Майнского горстового поднятия.

Однако в этой зоне, имеющей длительное развитие, процессы образования метаморфических комплексов не были прекращены. Дальнейшая их история отчетливо устанавливается на п-ове Тайгонос. В конце юры — начале мела в ряде участков этой зоны вновь формируются узкие прогибы, в пределах которых накапливаются спилит-диабазовые и кремнистые образования, вероятно, глубоководного генезиса (Некрасов, 1971, 1972). Один из таких прогибов установлен вдоль восточного края Южно-Тайгоносского поднятия. Можно думать, что аналогичные зоны располагались и вблизи Таловско-Майнского поднятия (Кайгородцев, 1966а, б). Весьма вероятно, что образование таких глубоких узких прогибов было связано с растяжением еще не стабилизированного основания рассматриваемой зоны (Некрасов, 1972). В этих прогибах вновь проявляются процессы глаукофанового и зеленосланцевого метаморфизма (рис. 10).

В Таловско-Майнском поднятии это зеленые сланцы и породы пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма, образованные по мезозойским отложениям (Добрецов, 1968б, 1969). Возраст метаморфизма, по данным определений К-Аг методом, оказывается равным 220—150 млн. лет. В более северных частях Таловско-Майнской зоны, согласно данным Г. Г. Кайгородцева (1966а), в глаукофановые сланцы превращены отложения валанжинского возраста.

В южной части п-ова Тайгонос вдоль зоны сочленения Южно-Тайгоносского поднятия и Пенжинско-Анадырского прогиба прослеживается

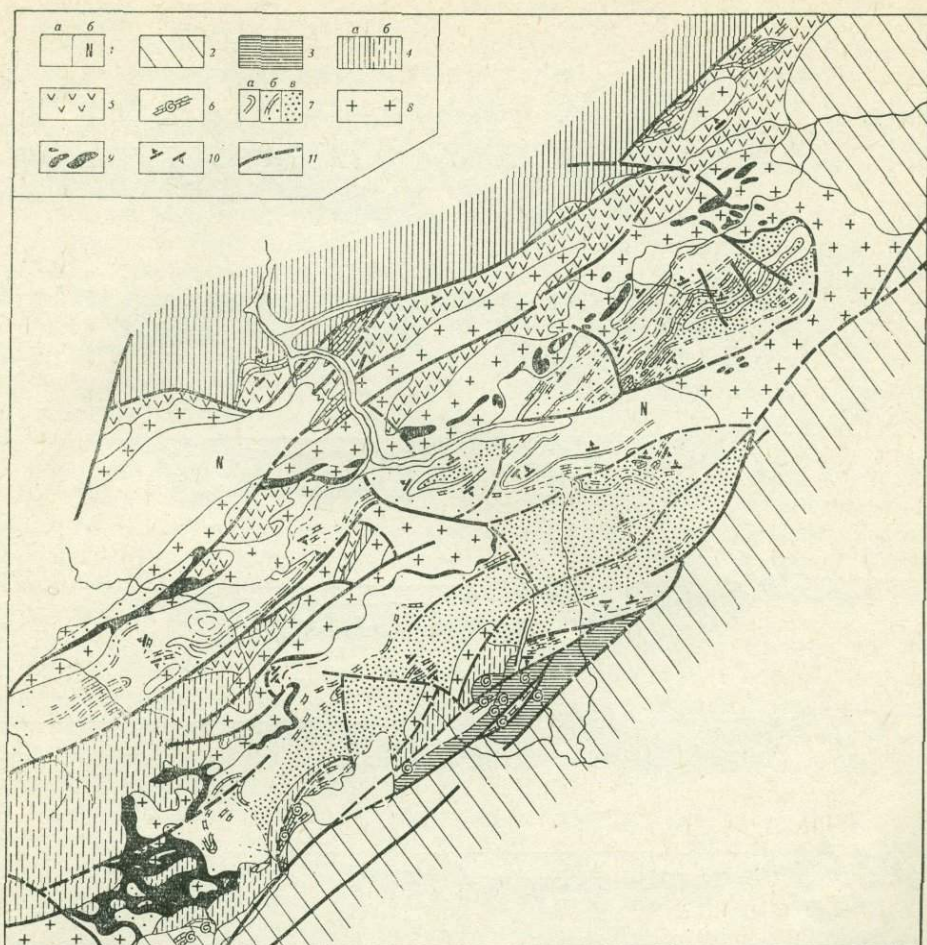


Рис. 9. Геологическая карта Пенжинского хребта, Сихотэ-Алиньско — Западно-Корьякская зона (Пономарева, Добрецов, 1966)

- 1, а — четвертичные отложения;  
 1, б — неогеновые отложения;  
 2 — меловые отложения;  
 3 — песчаники, алевролиты, конгломераты, мергели позднепермского возраста;  
 4 — каменноугольные отложения (а — достоверные, б — предполагаемые);  
 5 — верхняя эффузивно-осадочная толща девонского возраста;  
 6 — выходы рифогенных известняков (клипенов) со среднедевонской фауны;  
 7 — нижняя метаморфизованная эффузивно-осадочная толща (подсвitys) а — нижняя, б — средняя, в — верхняя);  
 8 — габбро;  
 9 — гипербазиты;  
 10 — элементы залегания пород;  
 11 — разломы

полоса актинолитовых, эпидот-актинолитовых, хлорит-биотит-альбитовых и глаукофановых сланцев, реже жедритовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев (Гельман, 1961; Гельман, Некрасов, 1968; Некрасов, 1971, 1972; Мишкин и др., 1969). Она вытянута параллельно Южно-Тайгоносскому надвигу. С этими породами тесно ассоциируют небольшие массивы габбро, габбро-диоритов, диоритов и тоналитов существенно натрового состава. В контакте с ними широко распространены мигматиты.

Отчетливо устанавливается, что метаморфизму подвергаются породы кингемевской свиты волжско-валанжинского возраста. Эта полоса развития метаморфических пород характеризуется сложной тектоникой. Вдоль надвигов бывают выжаты ультрабазиты с включениями эклогитов, часто амфиболлизированных. Последние представляют собой глыбы и блоки различных размеров. Они сложены гранатом и моноклинным пироксеном, сохранившимся в виде реликтов в агрегате амфибола. Любопытно, что на амфиболи-

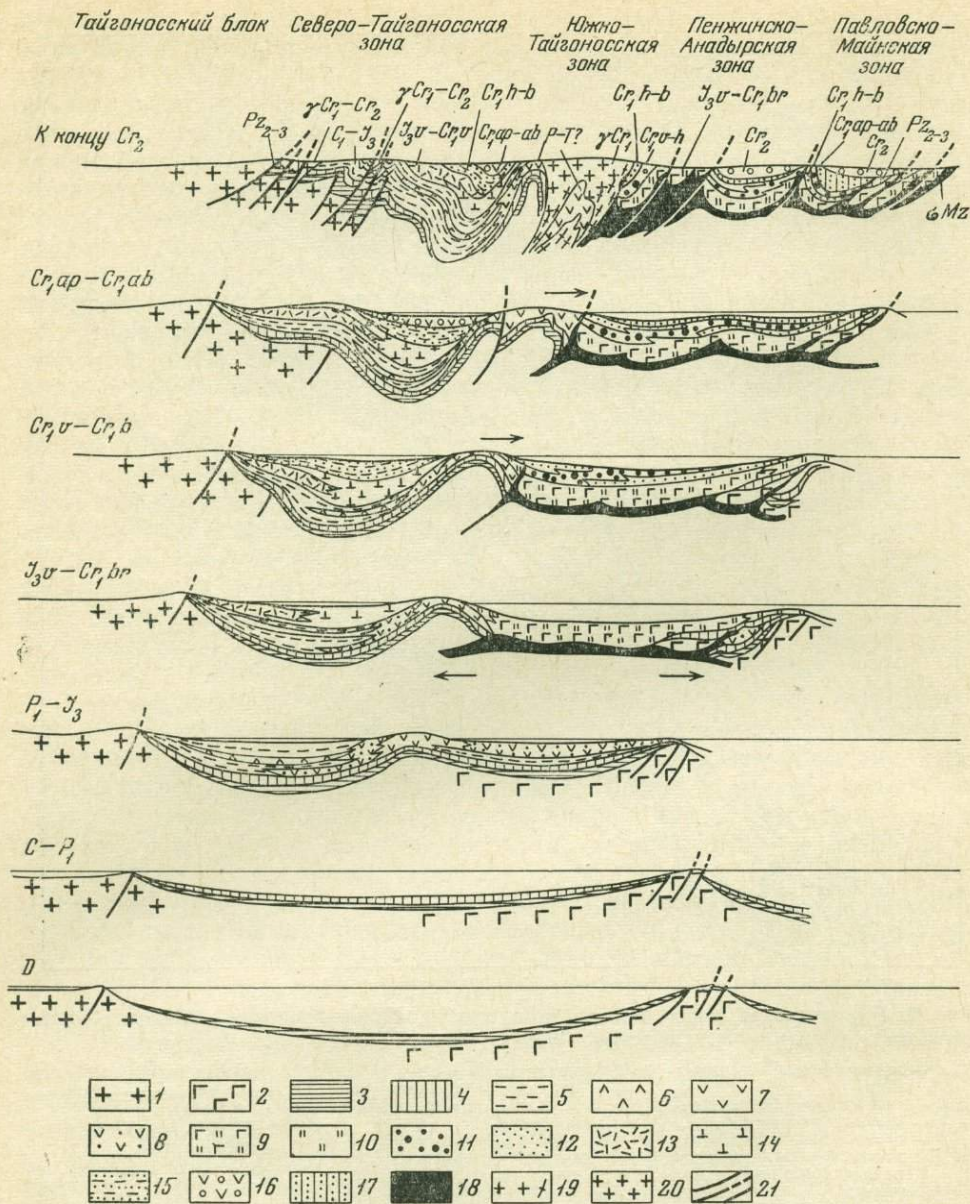


Рис. 10. Схема развития структур Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской зоны на п-ове Тайгонос (Некрасов, 1971)

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1 — комплекс основания мезозойд Северо-Востока СССР;                           | 6 — андезито-базальтовая, андезитовая, вулканогенно-осадочная андезитовая;    | 14 — андезито-базальтовая формация поздней юры — валанжинина;                 |
| 2 — додевонский комплекс Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской зоны;             | 7 — андезитовая;  | 15 — морская моласса готерива — баррема;                                      |
| 3 — додевонская вулканогенно-кремнистая формация;                              | 8 — вулканогенно-осадочная андезитовая;                                       | 16 — угленосная и субазральная андезито-базальтовая формация баррема — альба; |
| 4 — каменноугольные вулканогенно-кремнистые и терригенно-кремнистые формации;  | 9 — спилит-диабаз-кремнистая формация волжского и берниасского веков;         | 17 — морская моласса апта — альба;  |
| 5 — терригенные вулканомиктовые формации позднего палеозоя — среднего мезозоя; | 10 — туфогенно-терригенно-кремнистая формация волжского и берниасского веков; | 18 — гипербазиты;   |
| 6 — вулканогенные формации позднего палеозоя — среднего мезозоя;               | 11 — грубый флиш валанжинна — баррема;  | 19 — раннемеловые гранитоиды и метаморфические породы плагиогнейсового типа;  |
|  | 12 — терригенная формация готерива — баррема;                                 | 20 — меловые гранитоиды;  |
|  | 13 — липарит-андезитовая формация поздней юры — валанжинина;                  | 21 — разломы  |

зированные эклогиты накладываются более поздние метаморфические ассоциации, представленные альбитом, пренимом и серпентином. Вероятно, эклогиты представляют собой выносы пород более ранних метаморфических комплексов. Их радиологический возраст равен 183 млн. лет (Гельман, Некрасов, 1968). Однако не исключено, что они могут быть и более древними, а полученные цифры соответствуют более поздним наложенным метаморфическим процессам.

Иной тип метаморфических преобразований пород характерен для Южно-Тайгоносского антиклинория. Здесь широко развиты пироксен-биотитовые гнейсы, пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотит-куммингтонитовые, кордиерит-биотит-гранатовые сланцы. Метаморфизм пород колеблется от пироксен-роговиковой до амфибол-роговиковой фаций. Достаточно отчетливо устанавливается, что эти породы образованы за счет метаморфизма отложений каменноугольного возраста, в которые они переходят на относительно коротких интервалах с постепенным уменьшением степени метаморфизма пород вплоть до полного его исчезновения.

Распространение метаморфических пород, с одной стороны, контролируется зоной Южно-Тайгоносского надвига, а с другой — тесно связано с меловым Восточно-Тайгоносским массивом, сложенным породами габбро-плагиогранитного ряда. Метаморфические преобразования пород Южно-Тайгоносского поднятия по возрасту более молодые, чем глаукофановый метаморфизм в Пенжинско-Анадырском синклиниории.

Возраст метаморфизма пород в Южно-Тайгоносском антиклинории, как видим, ограничивается сравнительно узким возрастным интервалом — он заведомо послеваланжинский (возраст пород кингевеевской свиты) и досеноманский, так как галька метаморфических пород и гранитоидов Восточно-Тайгоносского прогиба обнаружена в отложениях маметчинской свиты Пенжинско-Анадырского прогиба.

Таким образом: 1) наиболее древними метаморфическими породами в рассматриваемой зоне являются эклогиты, гранатовые амфиболиты и амфиболиты, пространственно ассоциирующие с габброидами и ультрабазитами. Все эти породы выведены на поверхность вдоль зон крупных надвигов, и их контакты с покрывающими образованиями, как правило, тектонические. По геологическим данным, полученным в Пенжинском хребте, можно предполагать по крайней мере докаменноугольный возраст этих пород, что как будто подтверждается радиометрическими определениями возраста близких по составу пород в Сихотэ-Алине (622 млн. лет). Эти образования были, по всей вероятности, метаморфизованы до отложения силурийских осадков и представляют собой тот меланократовый фундамент, на котором и развивалась Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякская складчатая система.

2) Следующие метаморфические комплексы представлены зелеными и глаукофановыми сланцами. При этом намечаются два этапа глаукофанового метаморфизма — палеозойский и мезозойский. И тот, и другой приурочены ко времени формирования надвигов, чешуйчатых структур и зон краевых (шовных) поднятий (Таловско-Майнская зона). В стороны от зон крупных разломов глаукофановые сланцы замещаются породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Такое многократное проявление метаморфических формаций ряда А, вероятно, обусловлено длительностью собственно геосинклинальной стадии развития Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякской складчатой системы (Некрасов, 1972).

3) Самыми поздними по времени оказываются метаморфические комплексы плагиогнейсового типа, приуроченные к зонам геоантиклинальных поднятий. С ними тесно ассоциируют габбро-плагиогранитные массивы. Наиболее молодые из этих комплексов были сформированы в конце раннего мела (Южно-Тайгоносский антиклинорий). Не исключено, что аналогичные образования, но уже верхнепалеозойского возраста могут быть обнаружены в более ранних геоантиклинальных поднятиях, в частности в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.

## ХОККАЙДО — ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В пределах этой системы метаморфические комплексы известны в Центральном Хоккайдо (зоны Хидака и Камуикотан), на Сахалине и в Среднем хребте Камчатки.

### Центральное Хоккайдо

На о. Хоккайдо метаморфические породы развиты в двух зонах: Камуикотан и Хидака. Первая из них является, видимо, относительно молодым горстом, а зона Хидака представляет собой крупный длительно развивавшийся антиклинорий в пределах зоны верхнемеловой складчатости Центрального Хоккайдо («Геологическое развитие...», 1968; Марков и др., 1967; Hashimoto, 1958).

Наиболее древними породами, обнаженными в зоне Хидака, являются метаморфические образования. Ширина зоны достигает 20 км, длина — 150 км. Здесь распространены разнообразные интрузивные и метаморфические образования. Интрузивные образования, варьирующие по составу от ультраосновных до кислых, выделяются на юге Центрального Хоккайдо под названием интрузивного комплекса Поросиридейк («Геологическое развитие...», 1968; Sako, Osapai, 1962)<sup>1</sup>.

Центральная часть зоны шириной от 8 до 15 км сложена кордиерит-биотитовыми и биотитовыми мигматитами, слагающими ядра куполов и брахиформных антиклиналей. К западу мигматиты сменяются плагиоклазовыми порфиробластовыми гнейсами, а затем порфиробластовыми кристаллическими сланцами. Ширина выходов этих пород 8—15 км. Восточнее распространена узкая полоса, в которой биотит-плагиоклазовые гнейсы постепенно переходят в сланцеватые «роговики», а последние в свою очередь совершенно постепенно замещаются неметаморфизованными песчаниками формации Ракко надгруппы Хидака.

Все указанные метаморфические образования находятся в сложном соотношении с различными интрузивными породами, часть из которых имеет интрузивные контакты и в то же время оказывается сама метаморфизованной. Это, очевидно, свидетельствует о длительности и неоднократности процессов метаморфизма и магматизма в этой зоне.

Рассматриваемый комплекс пород слагает осевую часть гор Хидака, вплоть до северного побережья о. Хоккайдо, где вскрыты те же кордиерит-биотитовые и мусковит-биотитовые мигматиты, метадиабазы, прорванные интрузиями габбро и биотитовых гранитов (Sako а. о., 1961).

В зоне Камуикотан развиты различные зеленые сланцы, черные филлитовидные сланцы и кварцитовидные песчаники. Наряду с ними распространены неметаморфизованные породы — черные глинистые сланцы и песчаники. Широко развиты ультраосновные породы (Saito, 1963), сильно серпентинизированные. Последние пространственно связаны с метаморфизованными образованиями, зонами разломов и интенсивного динамометаморфизма.

Метаморфические породы зоны Камуикотан считаются возрастными аналогами группы Сорати (Osapai а. о., 1958). Как видим, вопрос о возрасте метаморфических образований зон Хидака и Камуикотан, очевидно, следует решать в зависимости от возраста пород Хидака и Сорати, с которыми метаморфические породы связаны постепенными переходами.

В Центральном Хоккайдо ниже фаунистически охарактеризованных отложений мела (группа Иезо) выделяются образования Сорати и Хидака. К. Хасегава, Х. Осани, М. Судзуки, К. Мацусита (Hasegawa а. о., 1961) показали, что они представляют собой единый комплекс осадков без перерывов и несогласий.

<sup>1</sup> Поскольку на о. Хоккайдо метаморфические комплексы хорошо изучены и их возраст доказывается наиболее надежно, их строение будет рассмотрено более подробно.

В основании разреза здесь залегают черные глинистые сланцы и черные тонкозернистые песчаники (группа Нижняя Хидака), сменяющиеся выше по разрезу глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями алевролитов, кремнистых пород, покровами основных эффузивов и сравнительно редкими прослоями известняков (группа Верхняя Хидака). Общая мощность пород групп Нижняя и Верхняя Хидака 5000—7000 м (Hasegawa, Sako, 1958).

К. Хасегава и другие (Hasegawa а. о., 1961), анализируя состав обломочного материала терригенных пород группы Верхняя Хидака, пишут, что он представлен в основном «мафическими компонентами» и обломками лав основного состава.

Вышележащая группа Сорати представлена сланцами, спилитами и диабазовыми лавами, кремнистыми породами (сланцами и яшмами) с редкими прослоями известняков, мощность пород группы Сорати 7500—8000 м (Osapai а. о., 1963).

Возраст отложений группы Сорати на основании находок остатков фауны, несомненно, мезозойский. Возможно, что самые верхние ее части относятся к уже нижним частям раннего мела («Геологическое развитие...», 1968; Osapai а. о., 1963).

Таким образом, в верхней части единого комплекса пород, каковыми являются образования надгруппы Хидака (включая породы групп Хидака и Сорати), имеются находки остатков триасово-юрской фауны. Нижние горизонты этой надгруппы имеют и более древний, возможно палеозойский, возраст. Таков же, очевидно, возраст и большинства метаморфических образований Центрального Хоккайдо. Не исключено, однако, что среди метаморфических пород имеются и более древние образования, относящиеся к породам выделяемого в других регионах меланократового основания (см. далее).

Выше пород надгруппы Хидака в центральной части о. Хоккайдо несогласно залегают меловые образования надгруппы Иезо, стратиграфия которых достаточно хорошо изучена.

Возраст группы Нижнее Иезо считается апт-альбским (иногда валанжин-альбским), Среднее Иезо — сеноман-туронским, Верхнее Иезо — нижне-сенонским. В последнее время в верхней части меловых отложений выделяется группа Хакобути, относящаяся, вероятно, к маастрихту и данию (?). Отложения этой группы залегают с несогласием на подстилающих образованиях.

Отложения верхнего мела заканчивают собственно геосинклинальный этап развития геосинклинали Иезо.

Разнообразные интрузивные образования Центрального Хоккайдо также имеют, как правило, домеловой, меловой и частично палеогеновый возраст. В метаморфической зоне Хидака это — сложный интрузивный комплекс Поросиридейк, представленный габбро, перидотитами, гранитами и дайками основного состава. Как известно, возраст пород этого комплекса домеловой. Правда, согласно данным У. Хасимото (Hashimoto, 1958), часть гранитов этого комплекса, возможно, более молодая (раннемеловая) и прорывает породы не только группы Сорати, но и группы Нижнее Иезо. Развитые в зоне Камуикотан серпентинизированные ультрабазиты являются более молодыми (позднемеловыми по времени последнего внедрения). Определения радиологического возраста гранитоидов дали цифры 16—17 млн. лет (по К-Аг методу, Shibata, 1968). Весьма вероятно, что метаморфические процессы, главным образом формирование пород плагиогнейсового типа (подряд Б-1, по А. А. Маракушеву), в зоне продолжались и в палеогене. Комплекс допалеогеновых отложений Центрального Хоккайдо смят в сложные сжатые складки и разбит многочисленными меридиональными разломами типа крутых надвигов. Широко развиты здесь разломы северо-восточного и субширотного направления имеют более молодой неогеновый возраст. По зонам меридиональных разрывов часто выжаты на поверхность узкие тела серпентинитов.

Таким образом, сейчас уверенно можно говорить о наличии в этой зоне мощной единой серии пород, охарактеризованной в верхних частях триасово-юрской фауны (группа Хидака). Учитывая данные о находке на о. Хоккайдо галек с фауной пермского возраста, очевидно, следует считать, что этот комплекс пород в возрастном отношении охватывает более длительный промежуток времени, начало которого неизвестно. Исключение представляют развитые среди плаггиогнейсов и кристаллических сланцев зоны Хидака сильно переработанные ксенолиты габброидов и амфиболитов.

Возраст ксенолитов неизвестен, но не исключено, что они могут относиться к более ранним комплексам своеобразного меланократового основания, сильно переработанного последующими процессами.

В формационном отношении мезозойские (домеловые) образования Центрального Хоккайдо чрезвычайно любопытны. Здесь широко развиты спилиты, диабазовые порфириды, туфы основного состава, яшмы и другие кремнистые образования, а также своеобразные толщи черных аргиллитов. Кроме этих образований широко распространены, особенно в верхней части комплекса, граувакки и глинистые сланцы. Любопытные данные о преобладании в составе граувакк обломков «мафических комплексов» отмечались ранее.

Приведенное краткое описание метаморфических комплексов и геологии Центрального Хоккайдо позволяет сделать еще один интересный вывод, заключающийся в том, что в основании разреза этой зоны (на меланократовом основании?) залегает весьма своеобразный ряд геологических формаций, представленный спилито-кератофировой, черносланцевой и граувакковой формациями, которые, как показал Н. А. Богданов (1969), свойственны глубоководным прогибам (талассогеосинклиналям) Тихоокеанского пояса. Этот прогиб затем был дифференцирован на отдельные частные прогибы и поднятия. Последние в дальнейшем и являлись зонами молодого (мезозойского) метаморфизма плаггиогнейсового типа. Нетрудно видеть, что в меловое время зона Центрального Хоккайдо морфологически напоминала двойную островную дугу. Эти зоны далее на север прослеживаются на о. Сахалин.

#### Остров Сахалин

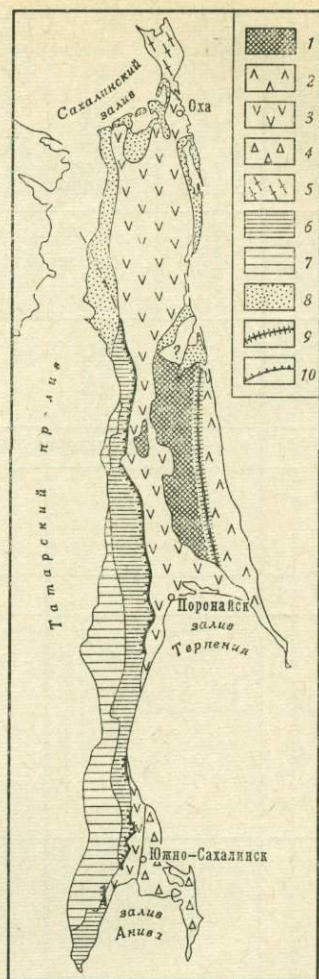
Метаморфические породы развиты на острове ограниченно. Самые крупные площади их распространения известны в пределах Восточно-Сахалинского, Сусунайского хребтов и Тонино-Анивского полуострова (рис. 11). Вопрос о возрасте метаморфических толщ острова решается разными исследователями по-разному. Взгляды исследователей о возрасте и стратиграфии метаморфических комплексов острова отчетливо видны из табл. 1, 2, взятых из работ А. Е. Егорова.

Как видим, до самого последнего времени многие геологи считали, что возраст метаморфических пород Сахалина если не докембрийский, то уж во всяком случае палеозойский (Алексейчик и др., 1963; Пащенко, 1958, и др.). Такое различие взглядов, очевидно, свидетельствует, что изучение метаморфических пород о. Сахалин, несмотря на многочисленные исследования, еще не может считаться достаточно полным, ибо их возрастная датировка до последнего времени зависела не столько от фактического материала, сколько от представлений того или иного исследователя на геологическую историю этой части Тихоокеанского тектонического пояса.

В последние годы эти образования детально были изучены и описаны А. Е. Егоровым (1967, 1969а, б; Егоров и др., 1969; Егоров, Егорова, Подзорова, 1969), исследования которого по-новому осветили многие вопросы их стратиграфии и тектоники. Как можно видеть из приводимых табл. 1, 2, все метаморфические и метаморфизованные образования подразделяются А. Е. Егоровым (1967; Егоров и др., 1969; Егоров, Егорова, Подзорова, 1969) на вальзинскую и набильскую (новиковскую) серии, причем

Рис. 11. Тектоническая схема о. Сахалин (по Ю. М. Пушаровскому, 1964б; видоизменена М. С. Марковым и др., 1967)

- 1 — Сахалинский горстовый массив;
- 2 — Восточно-Сахалинская блоковая зона;
- 3 — Срединно-Сахалинский грабенообразный прогиб;
- 4 — Южно-Сахалинская блоковая зона;
- 5 — складчато-блоковая зона о-ва Шмидт;
- 6, 7 — Западно-Сахалинский синклиорий;
- 6 — восточный борт и Крильонская центриклиналь;
- 7 — центральная часть;
- 8 — четвертичная депрессия;
- 9 — Восточно-Сахалинский разлом;
- 10 — Западно-Сахалинский надвиг (местами — взброс)



первая подразделяется на более дробные стратиграфические единицы — толщи.

Метаморфические породы Сахалина обнажаются в центральных частях поднятий, представляющих собой крупные горст-антиклинали в кайнозойской структуре острова (Пушаровский, 1964б; Марков и др., 1967; Мельников, 1971, и др.). В пределах Сусунайского хребта А. Е. Егоров (1967; Егоров и др., 1969; Егоров, Егорова, Подзорова, 1969) выделяет отложения вальзинской серии, которые он подразделяет на четыре толщи (рис. 12).

Нижняя кварцито-зеленосланцевая толща состоит из темно-зеленых эпидот-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов и кварцево-сланцевых сланцев. Встречаются породы, содержащие пумпеллит, актинолит и реликты моноклинного пироксена. Общая мощность толщи 300—500 м. Выше по разрезу залегает толща черных и темно-серых пльчатых серицито-кварцевых сланцев с невыдержанными прослоями зеленых сланцев и кварцитов. Общая мощность толщи около 650—700 м. Третья толща представлена переслаиванием кварцитов, слюдястых кварцитов, кварцево-альбит-серицитовых и зеленых сланцев. Мощность ее 300—500 м.

Разрез вальзинской серии венчается породами верхней зеленокаменной толщи. В ее составе преимущественно распространены хлорит-эпидотовые, кварцево-хлорит-эпидотовые сланцы с невыдержанными прослоями слюдястых кварцитов, кварцево-альбит-серицитовых сланцев и мраморизованных известняков. В зеленых сланцах встречаются реликты пироксена,

Таблица 1

Схема сопоставления доверхнемеловых образований Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова по данным различных исследователей

Возраст	М. Курусава, 1943		Я. Е. Пашенко, 1955		Т. И. Анодин		Л. Б. Кривицкий и др., 1952—1958 гг.		Охинское совещание («Материалы по разработке...», 1961)		Д. Ф. Семенов и др., 1962		Ю. Н. Тарасевич, 1965		А. Е. Егоров, 1969	
	Группа	Серия	Толща		Серия	Серия	Свита		Породы		Серия	Свита	Серия	Свита	Свита	Породы
Мезозой	Юра — нижний мел														Новиковская	Яшмы, спилиты, диабазы, кремнисто-глинистые сланцы
	Триас														Новиковская	Верхняя толща зеленокаменных пород, 1000 м
Палеозой	Верхний				Новиковская	Новиковская	Свита кремнистых сланцев, алевролитов и глинистых сланцев							Островская	Вальзинская (сусунайская)	Толща кварцитов, 500 м. Толща черных и темно-серых плейчатых сланцев, 700 м
	Средний	Судзуя			Сусунайская	Вальзинская	—	—				Дербышевская	Дербышевская			Нижняя толща зеленокаменных пород с прослоями зеленых и темно-серых сланцев, 500 м
	Нижний		Кварцево-хлоритовые сланцы		Сусунайская	Вальзинская	Свита зеленокаменных пород с линзами известняков	Слюдистые и графитистые сланцы, 2000 м				Лангерийская	Лангерийская			
Докембрий		Сусунайская	Кварциты графитистые и хлоритовые сланцы. Зеленые сланцы и зеленокаменные породы		Вальзинская	Свита зеленых кварцитов и слюдяных сланцев. Свита черных слюдяно-графитистых сланцев	Кварциты, хлоритосерицитовые и слюдяные сланцы, 1200 м. Актинолитпироксен-эпидотовые сланцы и известняки, 1200 м				Вальзинская					

Примечание. Таблица составлена по материалам работы А. Е. Егорова и др. (1969).

Таблица 2

Схема сопоставления доверхнемеловых образований Восточно-Сахалинских гор по данным различных исследователей

Возраст	П. Н. Тихонович, П. И. Полевой, 1915		И. Б. Плешаков, 1936		В. А. Махинин, 1955		А. А. Капица, 1958		Ю. М. Ковтунович, В. П. Ключев, 1958, 1960		Охинское совещание («Материалы по разработке...», 1961)		А. Е. Егоров, 1969			
	Серия, группа	Серия	Серия	Свита	Свита	Серия	Свита	Серия	Свита	Серия	Свита, толща	Свита	Породы			
Мезозой	Юра — нижний мел															
	Триас	Верхняя группа		Набильская												
Палеозой	Верхний					Рукутамская										
	Средний	Нижняя группа		Вальзинская		Гамонская		Надгамонская		Житницкая		Остринская		Хойская		
	Нижний					Подгамонская		Вальзинская		Дербышевская		Набильская		Набильская		
											Ивашицкая		Песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, 700 м. Аргиллиты, диабазы, алевролиты, песчаники, 850 м		Микрокварциты, диабазы, спилиты, 1000 м. Кварциты зеленые, реже слюдястые сланцы, 600—800 м	
											Филлитовидные алевролиты, яшмы, известняки, 550 м. Известняки, туфы, песчаники, туфы, 500 м		Темно-серые, плейчатые сланцы, 1000 м. Переслаивание темно-серых и зеленых плейчатых сланцев, 400 м			
											Актинолит-хлорит-эпидот-цоизитовые сланцы, 1000 м					
											Слюдистые сланцы и кварциты, 1500 м. Слюдистые и графито-сланцевые сланцы с линзами известняков, 2000 м					

Примечание. Таблица составлена по материалам работы А. Е. Егорова и др. (1969).

пумпеллит, стильномелан, реже глаукофан. В прослоях мраморизованных известняков в долине р. Знаменки А. Е. Егоровым были обнаружены остатки микрофауны мезозойского облика. Общая мощность верхней толщи 800—1000 м.

В Сусунайском хребте встречены сильно метаморфизованные породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и эклогитоподобные образования. В одном случае эти породы встречаются совместно с ультрабазитами в блоке, ограниченном разломами от пород вальзинской серии (бассейн р. Сокол). Как видно на зарисовках, приведенных в работе В. И. Шашкиной (1969), эклогитоподобные, гранат-клинопироксеновые породы, меланократовые габбро и ультрабазиты образуют своеобразные «пачки переслаивания».

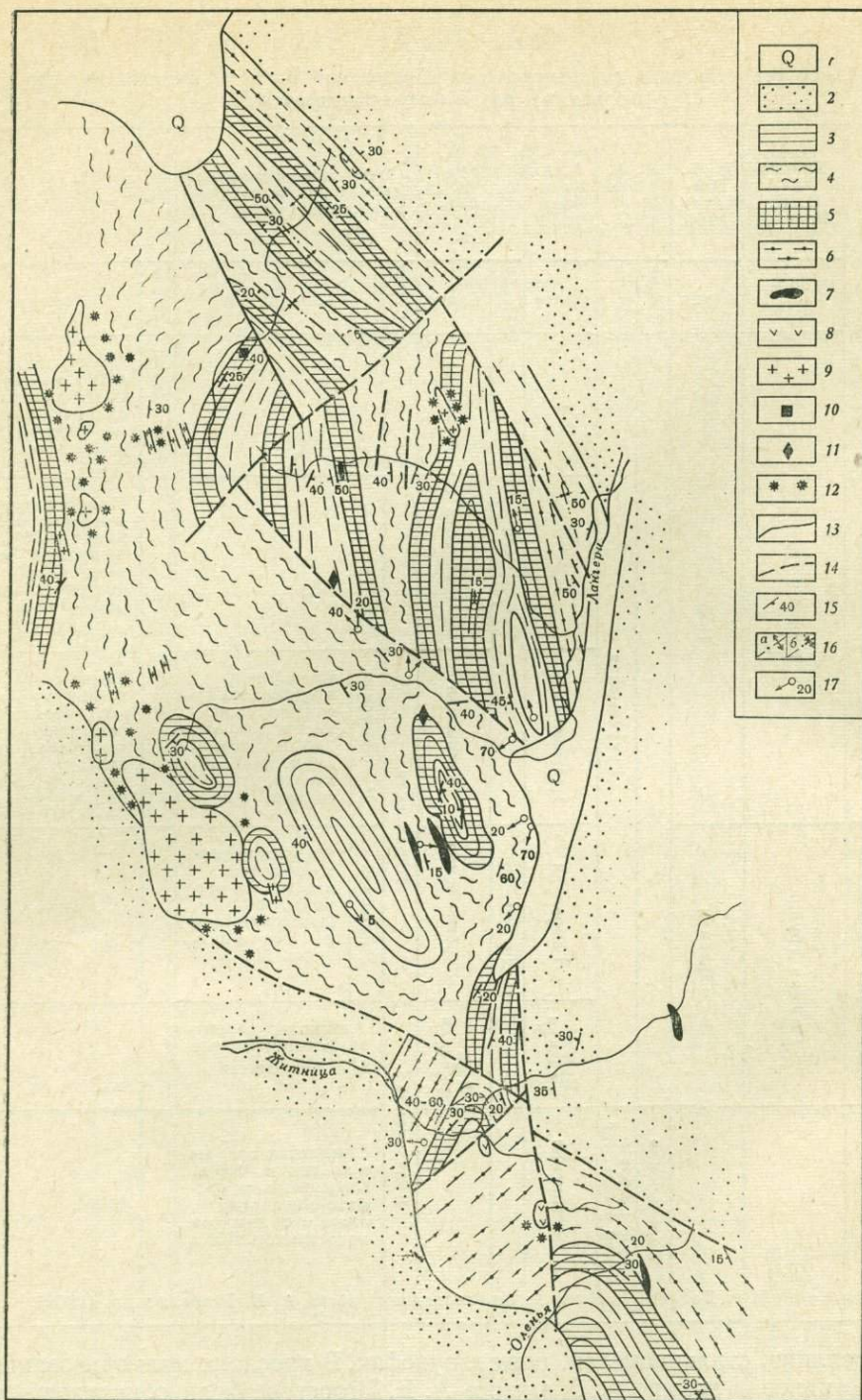


Рис. 12. Схематическая геологическая карта выходов метаморфических пород в Сусунайском хребте (Егоров и др., 1969)

- |  |   |   |
|--|---|---|
| 1 — четвертичные отложения;                          | 6 — толща филлитовидных сланцев, зеленокаменных пород и микрокварцитов; | матически измененные породы;                        |
| 2 — мезозойские отложения (набийская серия);         | 7 — ультрабазиты;   | 13 — стратиграфические контакты;                    |
| 3 — метаморфические образования (вальзинская серия): | 8 — метабазиты и спилиты;   | 14 — дизъюнктивные нарушения;                       |
| 3 — нижняя толща зеленых и черных сланцев,           | 9 — гранитоиды;   | 15 — элементы залегания;                            |
| 4 — толща темно-серых, черных плейчатых сланцев,     | 10 — лавсонитовые сланцы;   | 16 — оси складок (б — синклинали, а — антиклинали); |
| 5 — толща кварцитов и зеленых сланцев,               | 11 — глаукофановые и кросситовые сланцы;                                | 17 — элементы сланцеватости и плейчатости           |
|  | 12 — ороговикованные и метасо-  |   |

Их соотношения с глаукофановыми и зелеными сланцами остаются не ясными.

Обнаженные в пределах Восточно-Сахалинских гор метаморфические образования также выделяются в вальзинскую серию, в которой А. Е. Егоров (1969б; Егоров и др., 1969) выделяет несколько толщ.

Нижняя толща зеленых и черных сланцев состоит из чередования зеленых хлорит-актинолитовых, хлорит-актинолит-альбитовых сланцев с темно-серыми, почти черными кварцево-альбитовыми, кварцево-альбит-серицитовыми, часто углистыми сланцами. Породы прорваны пластовыми телами диорит-порфириров. Мощность толщи около 400 м.

Выше по разрезу зеленые сланцы исчезают, сменяясь черными сланцами с прослоями слюдистых кварцитов. Редко встречаются маломощные прослойки зеленых массивных пумпеллит-кварцево-хлорит-актинолитовых пород и маломощные линзы мраморизованных известняков. Общая мощность этой толщи оценивается А. Е. Егоровым в 800—1000 м.

Вышележащая толща кварцитов с толщей зеленых сланцев залегает согласенно. Основание этой толщи сложено белыми, серыми, иногда зеленоватыми часто слюдистыми кварцитами, которые выше по разрезу переслаиваются с зелеными слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами. В верхней части толщи наиболее распространены слабо рассланцеванные зеленокаменные породы, содержащие реликты пироксена. Общая мощность толщи около 600—800 м.

В некоторых разрезах преобладают зеленокаменные породы, среди которых описаны лавсонитовые и лавсонит-пумпеллитовые сланцы. Верхняя толща вальзинской серии в Восточно-Сахалинских горах, по мнению А. Е. Егорова, является стратиграфическим аналогом третьей и четвертой толщ вальзинской серии Сусунайского хребта.

В Восточно-Сахалинских горах разрез вальзинской серии венчается толщей метаморфизованных песчаников, алевролитов, аргиллитов и матаэффузивов (диабазов и спилитов). В породах отчетливо сохранились реликтовые структуры, несмотря на развитие таких новообразованных минералов, как серицит, пумпеллит, пренит, хлорит, кварц. Мощность этой толщи не превышает 1000 м.

Породы вальзинской серии в Восточно-Сахалинских горах дислоцированы проще, чем в Сусунайском хребте. Здесь наблюдаются достаточно простые, открытые структуры, хотя местами известны изоклинальные складки (рис. 13). Породы разбиты разломами на отдельные блоки. На востоке они контактируют по нормальному стратиграфическому контакту с отложениями вышележащей набильской серии (Егоров, 1967, 1969б).

Рассматривая первичный состав пород вальзинской серии, А. Е. Егоров (1967, 1969а) и Н. Л. Добрецов (1969) пишут, что метаморфические породы образованы за счет изменения кремнистых, кремнисто-глинистых, спилит-диабазовых и существенно аргиллитовых, видимо битуминозных, толщ. При этом отмечается изохимический характер метаморфизма, хотя отдельные локальные перемещения ряда элементов несомненны (Добрецов, 1969).

По ассоциациям пород эти толщи сходны с породами надгруппы Хидака и особенно группы Сорати, мезозойский возраст которых сейчас не вызывает сомнений.

Вышележащая набильская серия и ее аналоги в Сусунайском хребте (новиковская серия) представлены яшмами, спилитами, диабазами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и гравелитов, метаморфизованных в условиях цеолитовой фации. Мощность этих пород оценивается в несколько тысяч метров.

Находки фаунистических остатков в породах набильской серии приблизили нас к решению вопроса о возрасте метаморфических пород Сахалина. В 1962—1964 гг. в известняках остринской свиты и нижнехойской подсвиты (см. табл. 2) В. О. Савицким были обнаружены остатки кораллов и рудистов

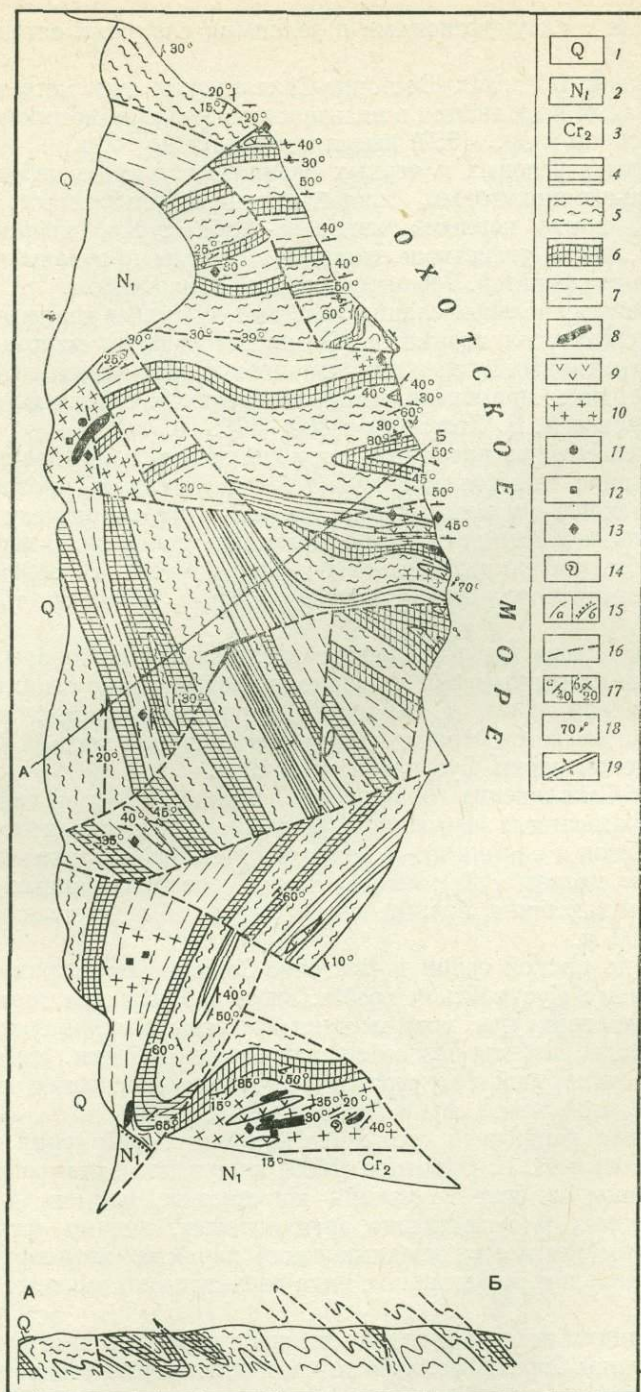


Рис. 13. Схематическая геологическая карта выходов метаморфических пород Восточно-Сахалинского хребта (Егоров и др., 1969)

- |  |  |   |
|--|--|---|
| 1 — четвертичные отложения;                      | 7 — верхняя толща зеленых сланцев;                                 | 13 — лавсонитовых сланцев,  |
| 2 — неогеновые отложения;                        | 8 — ультрабазиты;  | 14 — фауны;   |
| 3 — верхнемеловые отложения;                     | 9 — метадиабазы с реликтовой структурой;                           | 15 — стратиграфические контакты (а — согласные, б — несогласные); |
| 4 — 7 — метаморфические отложения;               | 10 — зона развития метаморфических пород эпидот-амфиболовой фации; | 16 — разломы;   |
| 4 — нижняя толща зеленых сланцев,                | 11 — 14 — места нахождения:  | 17 — элементы залегания (а — нормальные, б — опрокинутые);        |
| 5 — толща черных и темно-серых пльчатых сланцев, | 11 — измененных эклогитов;   | 18 — сланцеватость и пльчатость;                                  |
| 6 — толща кварцитов,                             | 12 — глаукофановых и кросситовых сланцев,                          | 19 — ось антиклинория   |

верхнеюрского — нижнемелового облика (*Stylina sachalinica* sp. nov., *Calamophilla flabellum* Blainn, *Cal. fukazawaensis* Eguchi и др.; Рождественский, 1966; Савицкий, Краснов, 1970). После этого в известняках житницкой свиты в шлифах были найдены фораминиферы отряда Zagenida, которые, по заключению Д. Л. Степанова, имеют верхнепалеозойский облик (по мнению А. Е. Егорова, породы житницкой свиты принадлежат к верхней части вальзинской серии).

В дальнейшем в породах новиковской свиты (аналог набильской серии) были найдены: *Sonneratia* sp., *Pterotrighonia hokkaidoana* Ichara, *Trighonia* sp. и радиолярии. Эти остатки фауны, по заключению В. Н. Верещагина и А. И. Жамойда, свидетельствуют о юрско-меловом возрасте вмещающих пород.

Как видим, юрско-меловой возраст слабо метаморфизованных пород набильской серии и ее стратиграфических аналогов несомненен. Видимо, эти образования одновозрастны с породами группы Сорати. Сложнее обстоит дело с датировкой пород нижележащей вальзинской серии. Дело в том, что, по мнению А. Е. Егорова (1967, 1969а) и других, породы вальзинской и набильской серий залегают согласно и без перерыва, как и породы надгруппы Хидака. Поэтому вальзинскую серию А. Е. Егоров считает верхнепалеозойской — триасовой. В то же время Н. Д. Добрецов (1969) пишет о существовании несогласия в основании набильской серии и считает нижележащие толщи каменноугольно-пермскими. Подтверждение этому он видит в том, что отдельные цифры радиологического возраста вальзинской серии попадают в интервал 200—178 млн. лет. Возраст 80—100 млн. лет (большая часть датировок), по мнению Н. Л. Добрецова, отвечает наложенному этапу метаморфизма. Близкое мнение о возрасте пород вальзинской серии и ее стратиграфических аналогов — даганской серии и житницкой свиты — было высказано и Д. Ф. Семеновым (1969).

Таким образом, метаморфические толщи о. Сахалин имеют относительно молодой возраст. Время метаморфизма этих пород, судя по радиометрическим данным (Афанасьев, 1968), оказывается достаточно длительным (от 206 до 70—60 млн. лет). По сравнению с о. Хоккайдо в пределах Сахалина отсутствуют метаморфические образования плагиогнейсового типа, если не считать небольших зон контактового метаморфизма вблизи массивов гранитоидов палеогенового возраста (Маракушев и др., 1971). Это, видимо, связано с общим погружением структурных зон о. Хоккайдо на север.

Не совсем ясно положение в разрезе амфиболитов и эклотитоподобных пород, вскрытых в тектонических блоках и тесно связанных с ультрабазиитами и габброидами. По аналогии с другими районами можно думать, что они представляют собой породы фундамента этих зон.

#### Западная и Центральная Камчатка

Далее на север структуры Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы могут быть прослежены на Западной Камчатке (Марков и др., 1967), где метаморфические породы обнажены в пределах Срединного хребта. Выходы метаморфических пород здесь прослеживаются в меридиональном направлении от верховьев р. Быстрой до верховьев р. Ичи на расстоянии около 210 км. Средняя ширина выходов метаморфических пород около 25-30 км. В современной структуре выходы метаморфических пород представляют собой горст, простирающийся вдоль восточной границы зоны верхнемеловой складчатости Западной Камчатки. Не исключено, что он располагается на месте краевого поднятия у восточного края Западно-Камчатской поздне-меловой складчатой зоны. Это предположение может быть подтверждено тем, что к западу и востоку от выходов метаморфических пород верхнемеловые толщи отличаются по составу. На западе — это преимущественно терригенные образования, а на востоке — вулканогенно-кремнистые породы ирунейского комплекса (Марковский, Ротман, 1969). Специфичен и состав

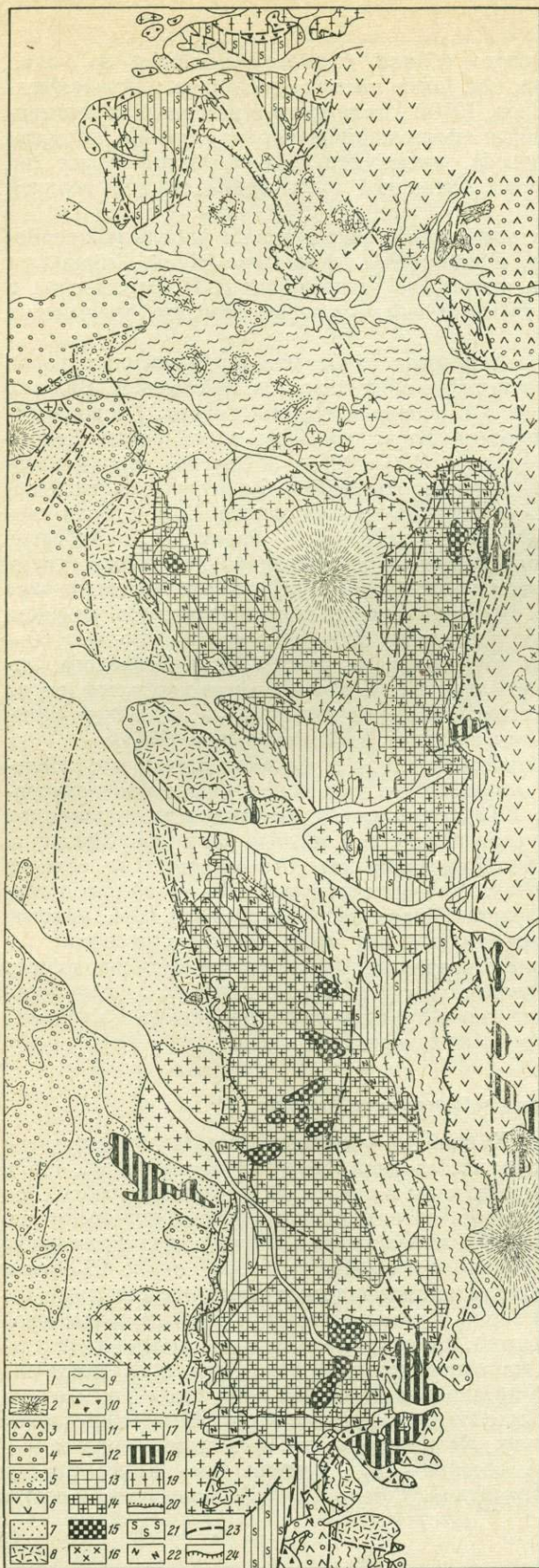


Рис. 14. Схематическая геологическая карта Среднего хребта Камчатки (составили Ю. А. Альбов и Ф. А. Шпагин, схематизирована автором)

- 1 — четвертичные ледниковые и аллювиальные отложения;
- 2 — четвертичные вулканиды;
- 3 — неогеновые вулканогенные породы основного и среднего состава;
- 4 — неогеновые осадочные образования;
- 5 — палеогеновые грубообломочные породы;
- 6 — меловые вулканогенно-кремнисто-терригенные породы (прунейская серия и ее аналоги);
- 7 — меловые терригенные образования (кихчикская серия и ее аналоги);
- 8 — мезозойские вулканогенные образования (квахонская свита и ее аналоги);
- 9, 10 — комплекс неравномерно метаморфизованных образований (малкинская серия);
- 9 — метаморфические сланцы преимущественно зеленосланцевой фации метаморфизма,
- 10 — метаморфизованные брекчи (андриановская свита);
- 11—15 — комплекс неоднократно метаморфизованных образований (камчатская серия);
- 11 — кристаллические сланцы с гранатом, андалузитом, плагиогнейсы,
- 12 — милониты по породам камчатской серии,
- 13 — плагиогнейсы с прослоями и телами амфиболитов,
- 14 — мигматиты,
- 15 — реликты пород, метаморфизованных в гранулитовой фации;
- 16—19 — интрузии и палингенные образования:
- 16 — неогеновые гипабиссальные интрузии диоритов, гранодиоритов и гранитпорфиров,
- 17 — палеогеновые интрузии амфибол-биотитовых гранитов и гранодиоритов,
- 18 — меловые интрузии габброидного состава,
- 19 — мезозойские интрузии и палингенные гранито-гнейсы, возможно докембрийские;
- 20 — роговики;
- 21 — зоны развития ставролита;
- 22 — диафториты по породам камчатской серии;
- 23 — разломы;
- 24 — надвиги

верхнемеловых вулканогенных пород — это продукты базальтовой и андезит-базальтовой известково-щелочной серии, что также может свидетельствовать о существовании поднятия в Центральной Камчатке в конце мела.

Метаморфические образования Срединного хребта представлены разнообразным комплексом пород: от мигматитов и гнейсов до аспидных и филлитовидных сланцев. При этом наиболее сильно метаморфизованные породы приурочены к центральной части горста, где многими исследователями они выделяются под названием камчатской серии, видимая мощность которой 5000 м. В последнее время Ю. А. Альбов и А. Ф. Шпагин подразделяют камчатскую серию на две части — колпаковский комплекс, сложенный преимущественно мигматитами, и собственно камчатскую серию. Однако правомерность выделения в качестве стратиграфических горизонтов таких пород, как мигматиты, вызывает сомнение. Среди пород камчатской серии преимущественно распространены существенно плагиоклазовые биотитовые, биотит-гранатовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы (рис. 14). Текстуры пород гнейсовые, часто плейчатые. Вблизи контактов с массивами гранитоидов в породах иногда появляются порфиروбласты калиевого полевого шпата.

В ряде мест среди плагиогнейсов и кристаллических сланцев отмечены достаточно мощные пачки или тела амфиболитов и меланократовых, пироксенсодержащих гнейсов. Широкое развитие этих пород описано А. Ф. Марченко в бассейнах рек Воровской и Озерной Камчатки. Здесь амфиболиты слагают отдельные тела мощностью до 80 м. Однако данных о соотношении этих пород с плагиогнейсами А. Ф. Марченко не приводит. Широкое развитие меланократовых пород в составе камчатской серии отмечают И. А. Сидорчук в верхнем течении р. Золотой, Д. А. Бабушкин и Л. Л. Герман в бассейнах рек Правой Воровской, Лунтос и Пеница. Эти исследователи считают, что амфиболиты приурочены к верхней части камчатской серии. Если же учитывать почти повсеместную мигматизацию пород наиболее глубоких горизонтов серии, этот вывод становится менее четким.

В связи с этим любопытны наблюдения Ю. А. Альбова, показавшего, что мигматиты камчатской (по его терминологии колпаковской) серии образовались за счет изменения пироксен-силлиманитовых существенно меланократовых пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В настоящее время реликты этих образований восстанавливаются по наличию остатков гиперстена или парагенеза гиперстена с силлиманитом и гранатом. На эти сильно метаморфизованные породы затем наложились процессы гранитизации и мигматизации, проходившие в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Затем они подверглись регрессивному метаморфизму с образованием эпидота, актинолита, хлорита, серицита, цоизита, альбита.

По данным Л. Л. Германа и Д. А. Бабушкина, в бассейне ручьев Кагнисин, Утудумиц и Левый Лунтос разрез состоит из амфиболитов, насыщенных послынными телами более поздних гранито-гнейсов и мигматитов.

В бассейнах рек Правая Коль и Сунтук выделяются, по данным С. З. Горбачева и В. Д. Бубнова, биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы и теневые мигматиты мощностью около 750 м. Далее следуют мигматизированные гнейсы с прослоями амфиболитов, мощность которых 150 м. Последние сменяются 150-метровой пачкой микрогнейсов и биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-ставролитовых кристаллических сланцев.

Для пород этой части метаморфического комплекса отмечаются следующие наиболее характерные парагенезы минералов: плагиоклаз — кварц — биотит — кордиерит, плагиоклаз — кварц — биотит — гранат, плагиоклаз — кварц — биотит — ставролит. Для меланократовых пород — плагиоклаз — амфибол — гранат (кварц). При этом ряд исследователей (И. А. Сидорчук, Ю. А. Альбов и др.) отмечают, что в составе камчатской серии ранее были распространены породы гранулитовой фации метаморфизма с развитием гиперстена, гиперстена с силлиманитом и гранатом.

Первичный состав этих пород расшифровывается с трудом. Большинство исследователей считают, что они образовались в основном за счет метаморфизма терригенных пород с прослоями эффузивов и туфов. По мнению Ю. А. Альбова, гиперстеновые гнейсы, первоначально развитые в нижней части метаморфид Срединного хребта, образовались по эффузивам основного состава.

Для сильно метаморфизованных пород Срединного хребта характерно развитие куполообразных структур. К их центральным частям часто приурочены массивы плагиигранито-гнейсов, имеющих постепенные переходы с вмещающими плагиигнейсами. Более молодыми, очевидно, оказываются массивы плагиигранитов и гранитов, распространенные также в центральных частях Срединного хребта. В контактах с плагиигранитами часто распространены контактово измененные породы, представленные мигматитами, роговиками, узловатыми и пятнистыми сланцами. Некоторые исследователи выделяют среди гранитов Срединного хребта несколько возрастных комплексов («Геология СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964), что пока еще не подтверждено достаточным фактическим материалом.

Таким образом, в составе метаморфических пород Срединного хребта выделяются достаточно сильно метаморфизованные породы, среди которых часто присутствуют пачки амфиболитов и других меланократовых пород. Не исключено, что последние и были тем субстратом, который в дальнейшем претерпевал явления мигматизации и гранитизации.

Рассматривая минеральные парагенезы пород камчатской серии, А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1971) оценивает возможные условия их образования следующими параметрами температуры и давления:  $T$  — 600 °С,  $P$  — 5—6 кбар. Ю. А. Альбов, отмечая развитие пород гранулитовой фации метаморфизма, пишет, что породы с гиперстеном и силлиманитом были метаморфизованы при температуре 800—700 °С (Перчук, 1970).

Выходы плагиигнейсов и кристаллических сланцев Срединного хребта часто отделены от менее метаморфизованных пород, относящихся к верхней части разреза метаморфического комплекса, породами андриановской свиты, распространенной далеко не повсеместно. Свита сложена амфибол-плагииоклазовыми, амфибол-слюдистыми, актинолитовыми сланцами и амфиболитами. В некоторых разностях этих пород отчетливо видны угловатые, а чаще разлинзованные обломки кварцево-биотит-плагииоклазовых и эпидот-плагииоклазовых сланцев. Мощности пород этой свиты невелика и редко превышает 200—300 м. Наличие обломков пород делает ее изучение важным для понимания истории осадконакопления пород метаморфического комплекса. Однако единства взглядов на первичную природу отложений андриановской свиты в настоящее время не имеется. Согласно взглядам одних исследователей, она образовалась за счет метаморфизма граувакковой толщи с отдельными прослоями конгломератов (Марченко, 1968). Этот вывод А. Ф. Марченко и И. А. Сидорчук делают, ссылаясь на обнаруженные ими реликты обломочных пород и слоистых структур в сланцах андриановской свиты. В шлифах, сделанных из предполагаемых обломочных пород андриановской свиты, видно, что и цемент, и обломки метаморфизованы одинаково. Другие исследователи (Лебедев, 1968; Горбачев и др., 1968) рассматривают образование андриановской свиты как невыдержанную по простирацию пачку метаморфизованных туфобрекчий. Наконец, существует точка зрения, что породы андриановской свиты представляют собой метаморфизованные пластовые интрузии основного и ультраосновного состава с включенными в них ксенолитами вмещающих пород (Л. Л. Герман, Ю. А. Альбов).

Сейчас, видимо, нельзя считать доказанным существование перерыва внутри метаморфического комплекса.

Верхняя часть метаморфического комплекса представлена мощной толщей метаморфических сланцев, а также филлитами и слюдистыми алевролитами. Метаморфизм этих пород колеблется от амфиболитовой фации

до фации зеленых сланцев. Ранее эти породы выделялись под названием малкинской серии. В настоящее время многие исследователи выделяют в составе этой толщи хейванскую свиту и вышележащую кихчикскую серию (С. З. Горбачев и др.), либо хейванскую и химкинскую свиты (И. А. Сидорчук, Ю. В. Бархатов и др.). В 1970 г. И. А. Сидорчук выше отложений химкинской свиты выделил породы стопольниковской и квахонской свит.

Разрез метаморфического комплекса заканчивается, по данным И. А. Сидорчука, породами квахонской свиты, состоящей внизу из зеленокаменно-измененных диабазовых порфиритов и их туфов, а сверху — из чередования эффузивов, туфов, туфогенных песчаников и алевролитов. Мощность пород квахонской свиты около 2000—2200 м. Местами породы квахонской свиты превращены в зеленые, а иногда глаукофановые сланцы.

Выше трансгрессивно залегают верхнемеловые отложения кихчикской, хозгонской и ирунейской свит. Согласно данным И. А. Сидорчука, контакты между породами метаморфического комплекса и верхнемеловыми отложениями в бассейнах рек Богдановича, Правой илевой Воровской повсеместно тектонические.

В бассейнах рек Правая Коль и Сунтуг С. З. Горбачевым и В. Н. Бубновым детально описан разрез стратиграфических аналогов химкинской свиты И. А. Сидорчука, в породах которой были обнаружены споры, свидетельствующие о мезозойском (триас — ранний мел) возрасте пород.

Аналогичные данные были получены и для пород, развитых в бассейнах рек Лунтос и Дукук. В 21 образце здесь были обнаружены комплексы спор и пыльцы, которые, по заключению О. И. Комаровой, свидетельствуют о раннемеловом, а иногда меловом возрасте вмещающих пород. Несколько особняком стоят данные И. А. Сиверцевой (ЛГУ), выделившей в породах этого комплекса девонские и каменноугольные споры (устное сообщение А. Ф. Марченко).

Радиологический возраст метаморфизма пород (К-Аг метод, валовые пробы, данные Л. В. Фирсова) колеблется от 35 до 105 млн. лет. В то же время радиологический возраст габбро-диоритов, прорывающих породы верхней части метаморфического комплекса, оказывается равным 132 млн. лет (тот же метод).

В верхних частях разреза метаморфического комплекса наблюдается чередование терригенных (существенно граувакковых и субграувакковых) пород с вулканическими породами основного состава. В целом для этой части разреза характерно то, что слагающие его породы метаморфизованы по-разному: от эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма до фации зеленых сланцев, местами и слабее. Однако всегда в породах верхней части метаморфического комплекса сохраняются реликты первичных структур и текстур.

Оценивая условия метаморфизма пород этой части рассматриваемого комплекса, А. А. Маракушев, М. А. Мишкин, И. А. Тарарин (1971) считают, что породы были изменены при температурах 450—500°C и ниже, давлении около 4 кбар и ниже. Отмечая, что условия метаморфизма этих пород отличны от таковых плагиогнейсов, они пишут: «По-видимому, зона гнейсов отвечает блоку, приподнятому по дизъюнктивным нарушениям относительно зоны сланцев и филлитов» (Маракушев и др., 1971, стр. 88—89).

Говоря о метаморфизме верхних частей метаморфического комплекса Срединного хребта, необходимо отметить еще два очень важных обстоятельства: 1) неравномерность метаморфизма по площади; 2) убывание его вверх по разрезу, что резко отличает эти породы от равномерно метаморфизованных пород камчатской серии.

Таким образом, существенным представляется тот факт, что метаморфизм пород верхней части метаморфического комплекса Срединного хребта в целом оказывается значительно более слабым, чем метаморфизм пород центральной части этой зоны.

Таблица 3  
Сопоставление стратиграфических схем метаморфических толщ  
Срединного хребта полуострова Камчатка

К. Е. Богданович, 1904	В. В. Наливкин, 1933	А. В. Щербаков, 1936, 1940	Г. М. Вилсон, В. М. Цимбал, 1941	В. Ф. Дьяков, 1955, 1956	М. Ф. Давид, 1955	В. А. Ярмолюк, 1952
Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3
Мезозой	Мезозой (?)	Мезозой (?)	Мезозой	Верхняя пермь — триас	Мезозой (триас — юра)	Мезозой (верхний мел)
Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5
Палеозой (моложе девона)	Палеозой (?)	Палеозой (?)	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой
Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4
Палеозой (позже девона)	Палеозой (?)	Палеозой (?)	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой
Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой

Примечание. Таблица составлена по материалам «Геологии СССР», т. XXXI, ч. 1, 1964.

О возрасте метаморфических образований Срединного хребта Камчатки можно сказать лишь, что они залегают ниже по разрезу, чем фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела (ирунейская свита и ее стратиграфические аналоги). Этому в общем не противоречат и палинологические данные, о которых упоминалось ранее и которые свидетельствуют о том, что находимые в верхних частях метаморфического комплекса спорово-пыльцевые комплексы охватывают в возрастном отношении интервал от триаса (может быть и верхнего палеозоя) до нижнего мела включительно. Однако многие вопросы все еще остаются неясными (табл. 3). К наиболее существенным из них относятся:

1) характер взаимоотношений пород метаморфического комплекса и фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений;

2) непрерывность разреза пород метаморфического комплекса или наличие в его составе нескольких толщ, разделенных перерывами и несогласиями и отличающихся по степени метаморфизма.

Так или иначе, уже сейчас достаточно отчетливо выявляется наличие в составе метаморфических образований Срединного хребта по крайней мере двух комплексов пород. Породы нижнего из них (камчатская серия) несут в себе следы раннего и сильного метаморфизма (возможно гранули-

А. Ф. Марченко, М. И. Горячев и др., 1961	В. П. Мокрусов, 1958	Охтинские стратиграфические ассоциации («Материалы по разрабатке...», 1961)	М. М. Лебедев, 1968; С. З. Горбачев, 1969—1970 гг.; А. А. Маракучев, И. А. Тарарин, М. А. Микшия, 1971 г.	И. А. Сидорчук, 1968—1970 гг.	Ю. А. Альбов, А. Ф. Шпагин, 1970 г.
Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3	Группа 3
Мезозой	Мезозой	Мезозой	Мезозой	Мезозой	Мезозой
Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5	Группа 5
Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой
Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4	Группа 4
Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой	Палеозой
Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой	Протерозой

товой фации). Первоначально в составе серии, видимо, преобладали меланократовые по составу породы (пироксеновые гнейсы и эклогиты). Все последующие изменения этих пород связаны с гранитизацией, мигматизацией и их преобразованиями в условиях более низких ступеней метаморфизма. Их длительный и неоднородный метаморфизм, специфичная складчатость, отличная от складчатости в вышележащих толщах, и вероятный отрыв во времени от накопления перекрывающих пород позволяют рассматривать этот комплекс как своеобразный фундамент Срединного хребта. Возраст пород камчатской серии, по всей вероятности, домезозойский. Если при дальнейших исследованиях подтвердится наличие в более верхних частях разреза палеозойских спорово-пыльцевых комплексов, то возраст пород фундамента может оказаться и более древним (раннепалеозойским или даже докембрийским).

Вышележащие довернемеловые образования (серия неравномерно метаморфизованных пород) имеют мезозойский, частично, возможно, и верхнепалеозойский возраст. Мощность этих образований местами достигает 3000—5000 м. Наиболее примечательной чертой пород этой серии является их неравномерный и в целом относительно слабый метаморфизм, благодаря чему первичные структуры, текстуры и состав пород восстанавливаются

Таблица 4  
 Данные определений радиометрического возраста метаморфизма пород  
 Срединного хребта Камчатки

Порода (в скобках — серия)	Место взятия пробы	Метод определения	Возраст, млн. лет	Автор
Плагиогранит	Бассейн р. Правая Коль	К-Аг, валовая проба	89,5	С. З. Горбачев
»	То же	То же	63	»
»	»	»	80	»
Плагиогранито-гнейс	»	»	74	»
Гнейс (камчатская серия)	»	»	94	»
Плагиогранито-гнейс	»	»	88±3	»
Гнейсовидный биотитовый гранит	»	»	69±4	»
Магматизированный гнейс (камчатская серия)	»	»	31	»
Плагиогранит	»	»	78,5±1,5	»
Андалузитсодержащий гранит	Район вулкана Хангар	»	250±50	Ф. Ш. Кутыев
Гранодиорит	р. Левая Коль	»	40	М. М. Лебедев
Биотитовый плагиогранит	Руч. Муром	»	65	»
Биотитовый плагиогранит	Руч. Ступенчатый	»	98	»
Биотитовый плагиогранит	» »	»	54,5	»
Биотитовый плагиогранит	Руч. Лебединский	»	54,5	»
Жила плагиогранита	Руч. Озерный	»	40	»
Биотитовый плагиогранит	р. Правая Коль	»	60	»
Биотитовый плагиогранит	Истоки р. Правая Коль	»	36	»
Плагиогранито-гнейс	р. Средняя Воровская	»	68	»
Двуслюдяной гранит	Руч. Левый Лунтос	»	57	»
Биотитовый плагиогранит	Истоки р. Правая Воровская	»	132	»
Двуслюдяной плагиогранит	р. Пытма	»	135	»
Мигматит (камчатская серия)	р. Правая Коль	»	97	»
Микрогнейс (камчатская серия)	р. Правая Коль	»	82	»
Узловатый филлит (комплекс неравномерно метаморфизованных пород)	Руч. Ошибочный	»	69	»
Плагиогнейсы (камчатская серия)	р. Дудук	»	173	Ю. А. Альбов
Микрогнейсы (камчатская серия)	р. Левая Коль	»	192	»
Мигматиты (камчатская серия)	?	»	60	»
Амфиболит (камчатская серия)	Верховья р. Левая Воровская	К-Аг, амфибол	96±12	Ю. А. Альбов, определено в лаборатории ИГЭМ
То же	То же	К-Аг, биотит	49±6	То же

Порода (в скобках—серия)	Место взятия пробы	Метод определения	Возраст, млн. лет	Автор
Амфиболит (камчатская серия)	Верховья р. Левая Воровская	К-Аг, амфибол	53±6	Ю. А. Альбов, определено в лаборатории ИГЭМ
Силлиманит-биотитовый плагиогнейс (камчатская серия)	Водораздел р. Правая Воровская и руч. Левый Лунтос	К-Аг, биотит	47±3	»
То же	То же	К-Аг, плагиоклаз	52±6	»

относительно легко — это метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования. Вулканогенные породы были представлены преимущественно базальтами и их туфами. Обломочные породы — субграувакковыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами, а также черными глинистыми и битуминозными сланцами.

Таким образом, в составе доверхнемеловых пород Срединного хребта Камчатки устанавливается существование двух комплексов пород — сильно метаморфизованного фундамента и слабее метаморфизованного комплекса базальтов, их туфов, граувакк и аспидных сланцев. При этом выясняется, что в составе пород комплекса фундамента первоначально значительную роль играли породы меланократового состава. В дальнейшем процессы гранитизации существенно изменили общий облик пород фундамента. Эти явления были развиты здесь в связи с общим тектоническим режимом Срединного хребта как зоны краевого поднятия Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы. Внедрения гранитоидов в этой зоне были многоактны, так же длителен и многоактен был процесс формирования метаморфических пород плагиогнейсового типа, о чем свидетельствуют очень различные данные радиологии (табл. 4). Судя по некоторым из них, этот процесс продолжался в позднем мелу и даже в палеогене.

#### Центральная часть Корякского нагорья

Далее на север выходы метаморфических пород, еще относительно слабо изученные, известны в Хатырском и Пекульнейском районах. Здесь преимущественно распространены различные зеленые и глаукофановые сланцы, жадеитовые породы, гипербазиты и габброиды (Кайгородцев, Жаркова, 1968; Добрецов, Курода, 1969; Александров, 1973). Эти породы встречаются в виде отдельных блоков и глыб в составе меланжа (Кайгородцев, Жаркова, 1968; Богданов, 1970), так что их стратиграфическое положение во многом не ясно. Ранее они относились к палеозою и даже докембрию («Геология и полезные...», 1965), в последнее время ряд исследователей придерживается точки зрения, что возраст их мезозойский (Кайгородцев, Жаркова, 1968; Гнибиденко, 1969).

Таким образом, краткое рассмотрение метаморфических пород Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы позволяет сделать следующие выводы о последовательности их образования.

1. Наиболее древними образованиями в этой зоне являются породы метаморфического меланократового фундамента. Они первоначально были представлены сильно метаморфизованными (гранулитовая и эклогитовая фации метаморфизма) меланократовыми образованиями. К сожалению, в пределах рассматриваемой складчатой системы они сохранились плохо, так как сильно переработаны и изменены позднейшими процессами. Небольшие выходы этих пород могут предполагаться в Центральном Хоккайдо,

на Сахалине и в Срединном хребте Камчатки, наиболее крупные выходы известны в западной части Корякского нагорья. Возраст этих пород, по всей вероятности, домезозойский, но не исключено, что в действительности он окажется и более древним.

2. Следующие метаморфические комплексы представлены зелеными и глаукофановыми сланцами (зона Камуикатан на о. Хоккайдо, о. Сахалин, центральная и восточная части Корякского нагорья). Возраст метаморфизма этих пород, как правило, меловой, так как в ряде мест метаморфизованными оказываются отложения нижнего мела (группа Сорати в зоне Камуикотан, о. Сахалин).

3. Наиболее молодыми в этой зоне являются метаморфические комплексы плагиогнейсового типа (подряд Б-1 по А. А. Маракушеву). Их формирование здесь, вероятно, продолжалось в позднем мелу и палеогене (зона Хидака, Срединный хребет Камчатки). В пределах Хоккайдо — Западно-Камчатской складчатой системы отчетливо выявляется, что распространение этих комплексов пространственно связано с длительно живущими геонантиклинальными поднятиями и было очень длительным, соизмеримым по времени с их ростом. Эти поднятия по ряду особенностей могут сопоставляться с поднятиями современных островных дуг.

### КАЙНОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

В пределах кайнозойской складчатой зоны Восточной Камчатки выходы метаморфических пород известны в Ганальском хребте, на Хавывенской возвышенности, п-ове Озерном и о. Карагинском. Структурное положение первого из упомянутых районов не совсем ясно, так как ряд особенностей геологического строения позволяют сравнивать его со Срединным хребтом. Не исключено, что Ганальский хребет нужно будет включать в состав предыдущей складчатой системы.

#### Ганальский хребет

Выходы метаморфических пород в этом районе расположены на водоразделе между правыми притоками р. Быстрой (реки Кижученок, Исхаладыч, Вактан Малкинский, Вактан Ганальский и др.) и р. Авачи. Средняя ширина выходов метаморфических пород не превышает 20—25 км при протяженности около 60 км. В современной структуре метаморфических пород Ганальского хребта представляют собой горст, простирающийся в северо-западном направлении и ограниченный на юго-западе и, вероятно, на северо-востоке зонами разломов. На юго-западе метаморфические породы по крупной зоне разломов контактируют с отложениями ирунейской свиты. На северо-востоке они перекрыты третичными образованиями. Проблемы стратиграфии и возраста метаморфических толщ Ганальского хребта являются предметом острых дискуссий (табл. 5).

В последние годы в этом районе проводились геологосъемочные работы (И. А. Сидорчук, Л. Л. Герман, Д. А. Бабушкин и другие), которые позволили уточнить ряд положений и по-новому осветили некоторые вопросы стратиграфии метаморфических пород. Летом 1969 г. здесь работал автор настоящего исследования, где совместно с Л. Л. Германом изучал стратиграфию нижних частей разреза метаморфических пород (бассейны рек Правой Перевозной, Вактана Малкинского и Ганальского и др.).

В настоящее время стратиграфия метаморфического комплекса представляется в следующем виде. В основании разреза залегают породы ганальской серии мощностью около 4000 м. Ганальская серия подразделяется на три части. Породы нижней части серии обнажены в центральной части Ганальского хребта, в верховьях рек Вахтан Малкинский, Тумхан и на водоразделе рек Вактан Малкинский и Правая Перевозная. Здесь распро-

Таблица 5

## Сопоставление стратиграфических схем метаморфических толщ Ганальского хребта Камчатского полуострова

Д. С. Харкевич, 1940 г.		В. А. Ярмолюк, 1952 г.		В. П. Мокрусов, 1958 г.		Охинское стратиграфическое совещание, («Материалы по разработке...», 1961)		Л. Л. Герман, 1970 г.	
Палеозой	Свита зеленокаменных сланцев	Докембрий	Ганальская толща	Хейванская свита, более 500 м	Протерозой и палеозой	Хейванская свита, более 500 м	Мезозой	Ирунейская свита (верхний мел)	
	Филлитовая свита			Стеновая свита, 2000—2200 м		Стеновая свита, до 2000 м		Стеновая свита. Метаэффузивы, зеленые сланцы, прослой известняков, 1200—1300 м	
Докембрий	Гнейсо-амфиболитовая свита ?	Докембрий	Ганальская толща	Свита зеленокаменноизмененных и рассланцованных эффузивов, более 2000 м	Протерозой и палеозой	Ганальская свита, до 2000 м ?	Докембрий — палеозой	Киргуровская свита. Переслаивание метапесчаников и метаэффузивов, 1500—1600 м	
				Свита амфиболитовых гнейсов и амфиболитов, 1000—1500 м				Кижученская свита. Филлиты, металево-ролиты, метапесчаники, 1100—1200 м	
								Дьявольская свита. Амфиболиты, меланократовые гнейсы, биотит-плаггиоклазовые сланцы, 2000 м	
							Ганальская серия	Воеводинская свита. Биотит-плаггиоклазовые сланцы, гнейсы, амфиболиты, 800 м	
								Тумханская свита. Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, меланократовые гнейсы 4500 м	

Примечание. Таблица составлена по материалам «Геологии СССР», т. XXXI, ч. 1 (1964).

странены амфиболиты, гранатовые амфиболиты (сохранившиеся лишь в виде отдельных линзовидных прослоев), амфибол-пироксен-плаггиоклазовые, эпидот-хлорит-биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, с отдельными и сравнительно редкими прослоями биотит-плаггиоклазовых, кварц-биотит-плаггиоклазовых сланцев, плаггиогнейсов и кварцитов. Общая мощность этих пород около 1000 м при мощности лейкократовых пород около 150 м. Часто породы этой части ганальской серии представлены гетеробластовыми, актинолит-плаггиоклаз-кварцевыми, эпидот-актинолит-плаггиоклазовыми, амфибол-плаггиоклазовыми, биотит-амфибол-плаггиоклазовыми, биотит-актинолит-эпидот-плаггиоклазовыми сланцами, образовавшимися в результате ретроградного метаморфизма амфиболитов и ассоциирующих с ними пород. В результате его наложения породы местами настолько изменены, что первоначальный облик их восстанавливается с большим трудом. Вблизи Юрчикского массива габбро-норитов Л. Л. Германом обнаружены три небольших выхода гранулитов (гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновых и двупироксеновых сланцев), соотношение которых с породами ганальской серии неясно (Герман, Шульдинер, 1973).

Таким образом, нижняя часть ганальской серии сложена сильно метаморфизованными, преимущественно меланократовыми породами — амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, претерпевшими в ряде мест сильный ретроградный метаморфизм.

Выше согласно залегают породы средней части серии, граница которой проводится по появлению сравнительно мощных пачек лейкократовых пород. Эта часть серии сложена преимущественно биотит-плагиоклазовыми гнейсами, среди которых встречаются прослои амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых и амфиболовых кристаллических сланцев, кварцитов, общая мощность их около 150—200 м.

Выше залегают амфиболиты и пироксен-плагиоклазовые сланцы, переслаивающиеся с биотит-плагиоклазовыми гнейсами, биотитовыми, биотит-пироксеновыми, биотит-силлиманитовыми сланцами. Известны отдельные горизонты кварцитов и мономинеральных амфиболовых сланцев. Мощность пакки переслаивания 250—500 м.

Верхняя часть серии сложена преимущественно меланократовыми породами — амфиболовыми, актинолит-амфибол-плагиоклазовыми, актинолит-биотит-хлорит-плагиоклазовыми сланцами, образовавшимися в результате ретроградного метаморфизма амфиболитов и пироксен-плагиоклазовых сланцев. Породы, как правило, сильно катаклазированы. Разрез серии венчается пачкой переслаивания диафторированных амфиболитов и биотит-плагиоклазовых гнейсов с отдельными прослоями силикатно-углекислотных пород и кварцитов. Мощность этой части разреза около 2000 м.

Таким образом, ганальская серия сложена в основном сильно метаморфизованными меланократовыми породами (амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми сланцами) с отдельными прослоями биотит-плагиоклазовых гнейсов, лейкократовых кристаллических сланцев и кварцитов. Подсчеты показывают, что меланократовые породы составляют 70—80 % общего объема ганальской серии. Как видим, в самом юго-западном блоке Ганальского горста вскрыт комплекс высокометаморфизованных преимущественно меланократовых пород, испытавших затем длительный метаморфизм (неоднократный диафторез, фельдшпатизацию и мигматизацию). Именно эти процессы повторного метаморфизма отличают породы ганальской серии от вышележащей стеновой серии, где метаморфизм оказывается одноактным. Породы ганальской серии смяты в относительно простые часто куполовидные складки и прорваны габбро-норитами Юрчикского массива, имеющего сложное строение. Основная часть его сложена среднезернистыми габбро-норитами с офитовыми структурами и трахитоидными текстурами. В периферических частях массива в большом количестве содержатся ксенолиты ультрабазитов, троктолитов, габбро-легматитов, оливиновых габбро и горнблендитов. В контакте с массивом породы ганальской серии превращены в пироксеновые роговики. Точный возраст пород Юрчикского массива не ясен, он заведомо допозднемеловой, так как эти породы подверглись метаморфизму, аналогичному метаморфизму, проявленному в породах стеновой серии и отсутствующему в породах ирунейской свиты.

Верхняя часть разреза метаморфид сложена породами стеновой серии. Соотношение их с породами ганальской серии до последнего времени трактовалось по-разному. Одни исследователи (М. М. Лебедев, А. А. Маракушев и др.) считали, что в зоне контакта наблюдается постепенный переход от сильно метаморфизованных пород ганальской серии к слабо метаморфизованным образованиям, которые считались стратиграфическими аналогами верхнемеловых отложений. Однако проведенные в 1970 г. Л. Л. Германом исследования показали, что эти два комплекса разграничены зоной нарушений, отчетливо прослеживающейся в верховьях рек Собачьей и Правой Авачи. Здесь зона представлена системой разрывов, падающих на юго-запад под углами 50—60°. Вблизи разломов породы ганальской серии

интенсивно диафторированы и сложно дислоцированы. По ней они надвинуты на слабо метаморфизованные образования стеновой серии, в которых также наблюдается сильный катаклиз и интенсивная мелкая складчатость.

Стеновая серия сложена метаморфизованными терригенными и вулканогенными образованиями. В нижней части серии распространена толща частого переслаивания метаморфизованных кислых эффузивов (кератофиров), темно-серых, черных филлитовидных глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и зеленых сланцев. В верхней части появляются отдельные прослои кварц-альбит-хлорит-эпидотовых сланцев, которые, вероятно, являются метаморфизованными туфами основного состава. Породам свойственны сланцеватые текстуры, линзовидные сегрегации молочно-белого кварца и микроплойчатость.

Выше залегает толща переслаивания метаалевролитов и метапесчаников с зелеными сланцами, образовавшимися за счет метаморфизма туфов, туффитов и туфопесчаников. В нижней и верхней частях разреза встречаются прослои и линзы метагравелитов, мелкогалечных конгломератов и мраморизованных известняков. Метаморфизованные гравелиты и конгломераты, очевидно, относятся к внутриформационным образованиям. Мощность пород средней части серии 700—800 м.

Разрез стеновой серии венчается разнообразными зелеными сланцами с прослоями кремнистых пород. Общая мощность сланцев около 1500 м. Породы представляют собой метаморфизованные туфы, туфогенные песчаники, эффузивы основного состава, кремнистые, кремнисто-карбонатные породы и реже глинистые сланцы. Для этих отложений характерны зеленоватая и зеленовато-серая окраска, плитчатая отдельность и сравнительно хорошая сохранность реликтовой слоистости. Породы стеновой серии относительно слабо метаморфизованы (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации), в результате чего большинство их сохранило реликтовые структуры и текстуры. Изредка в ее составе встречаются стильпномелановые сланцы и породы со щелочной роговой обманкой, которые, как отмечают Б. К. Долматов и Л. Л. Герман, пространственно тяготеют к зонам разломов.

В породах серии наблюдается сочетание бластовых и палимпсестовых (бластопсаммитовых, бластоалевролитовых и бластопорфириковых) структур. Текстуры пород параллельно-слоистые, слоисто-сланцеватые, иногда волнисто-сланцеватые. Нередко встречаются тонкопараллельные полосчатые текстуры, обусловленные чередованием прослоев различного состава. В метаморфизованных эффузивах бластопорфириковые выделения представлены альбитом, эпидотом, актинолитом.

Сохранность реликтов первичных структур в породах свидетельствует, что они никогда ранее не претерпевали более сильного метаморфизма. Это резко отличает их от ранее рассмотренных образований ганальской серии. Структурно породы стеновой серии слагают вытянутую в меридиональном направлении синклинальную складку, разбитую продольными и реже поперечными нарушениями, простирающие которой несогласно с широтными и куполовидными структурами, развитыми в породах ганальской серии.

На юго-западе хребта породы ганальской серии контактируют по разлому с верхнемеловыми отложениями ирунейской свиты. Разлом представляет собой серию крутопадающих (под углом 70—75°) на юго-запад более мелких разрывов, вблизи которых породы как ганальской серии, так и ирунейской свиты интенсивно дислоцированы, катаклазированы, а местами превращены в тонкополосчатые милониты.

Ирунейская свита в этом районе представлена толщиной алевропелитовых, псаммитовых и псефитовых туфов андезитов и базальтов, местами с отчетливой градиционной слоистостью. Согласно данным Б. К. Марковского и В. К. Ротмана (1969), эта часть разреза относится к нижним частям ирунейского вулканогенно-осадочного комплекса.

В самой верхней части разреза заметно преобладают эффузивы — базальты, андезито-базальты, трахибазальты и трахиандезиты, лавобрекчии. Общая мощность ирунейской свиты около 10 000 м.

Для пород ирунейской свиты характерны пропилитизация, слабые зеленокаменные изменения основной массы эффузивов, альбитизация, окварцевание — все те вторичные изменения, которые широко распространены в эффузивных толщах островных дуг. При этом породы всегда сохраняют первично-осадочные и вулканогенные структуры и текстуры.

Из предшествующего описания видно, что в пределах Ганальского блока метаморфических пород в составе геосинклинального комплекса и его фундамента развиты три комплекса пород: ирунейский, стеновой и ганальский.

Отчетливо устанавливается, что породы ганальской серии претерпели неоднократный и, вероятно, весьма длительный метаморфизм. Можно предполагать, что первоначально породы ганальской серии были метаморфизованы в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В шлифах меланократовых пород ганальской серии в ряде случаев удается наблюдать следующие реликтовые минеральные парагенезы: кварц + плагиоклаз + клинопироксен + гранат + (геденбергит?). Весьма характерны для этого комплекса пород существование реликтов гранулитовых структур (пластинчатого кварца), а также существование в прослоях высокоглиноземистых кристаллических сланцев ганальской серии следующих минеральных реликтовых парагенезов: гранат + кордиерит + высокотитанистый ярко-красный биотит + плагиоклаз + кварц + шпинель.

Высокометаморфизованные породы затем были преобразованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в результате чего возникли наиболее типичные образования ганальской серии — гранатовые амфиболиты, амфиболиты, амфибол-пироксеновые и биотитовые гнейсы.

Следующий этап метаморфизма проявился как в породах ганальской, так и в породах стеновой серий. Породы стеновой серии были превращены в зеленые сланцы с такими типичными минеральными ассоциациями: кварц + альбит + эпидот + хлорит + актинолит + мелкочешуйчатый биотит. Эти минеральные ассоциации местами были наложены на породы ганальской серии, превратив их в типичные диафториты.

На уже сформированные породы (амфиболиты, гранатовые амфиболиты, гнейсы и их диафториты) наложилась фельдшпатизация, и были образованы плагиогранито-гнейсы. В шлифах отчетливо устанавливается, что порфиробласты плагиоклаза накладываются на диафторированные породы ганальской серии. В фельдшпатизированных и гранитизированных породах наблюдаются реликты граната и клинопироксена, при этом гранат сохраняется в виде каплевидных и амебовидных пойкилитовых включений в плагиоклазах. Явления фельдшпатизации, очевидно, были связаны с привнесением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Возможно одновременно с этим (в связи с привнесением  $\text{Na}_2\text{O}$ ) происходило и формирование стильпномелановых сланцев и других пород, близких к комплексу глаукофановых метаморфид. В конце мела — в палеогене породы ганальской и стеновой серий и ирунейской свиты подверглись пропилитизации и цеолитизации. Эти процессы отчетливо различимы в породах ирунейской свиты, но почти незаметны в образованиях ганальской и стеновой серий.

Как мы видели, в пределах Ганальского блока отчетливо выделяются три комплекса пород, отличающихся историей их метаморфических преобразований.

1. Ирунейская свита верхнемелового возраста, породы которой претерпели лишь слабые зеленокаменные изменения и пропилитизацию в конце позднего мела — в палеогене.

2. Стеновая серия, породы которой подверглись метаморфизму фации зеленых сланцев и были фельдшпатизированы. Эти процессы закончились до позднего мела, так как отложения ирунейской свиты ими не затронуты.

Возраст пород стеновой серии, скорее всего, мезозойский, судя по комплексу спор и пыльцы, обнаруженному в ее породах И. А. Сиверцевой (устное сообщение Л. Л. Германа).

3. Породы ганальской серии характеризуются наиболее сложной и длительной историей метаморфических изменений. Выяснилось, что помимо уже описанных ранее метаморфических преобразований они были метаморфизованы в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, о чем свидетельствуют реликтовые минеральные парагенезы и структуры, сохранившиеся в этих породах. Затем почти повсеместно они были диафторированы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и превращены в гранатоподобные амфиболиты, амфиболиты, пироксен-амфиболовые и биотитовые гнейсы.

Естественно, что последние два этапа метаморфизма не были кратковременными, а требовали довольно значительного времени. Это дает основание считать, что ганальская серия значительно древнее стеновой серии. Это подтверждается и различием складчатых структур в породах двух серий. Немногочисленные радиологические определения дают крайне молодые значения возраста пород (поздний мел — палеоген). Необходимо, однако, учитывать, что все они сделаны К-Аг методом и, вероятно, отмечают время наложенных более молодых метаморфических изменений и контактовых воздействий палеогеновых и миоценовых интрузий, известных в пределах Ганальской зоны.

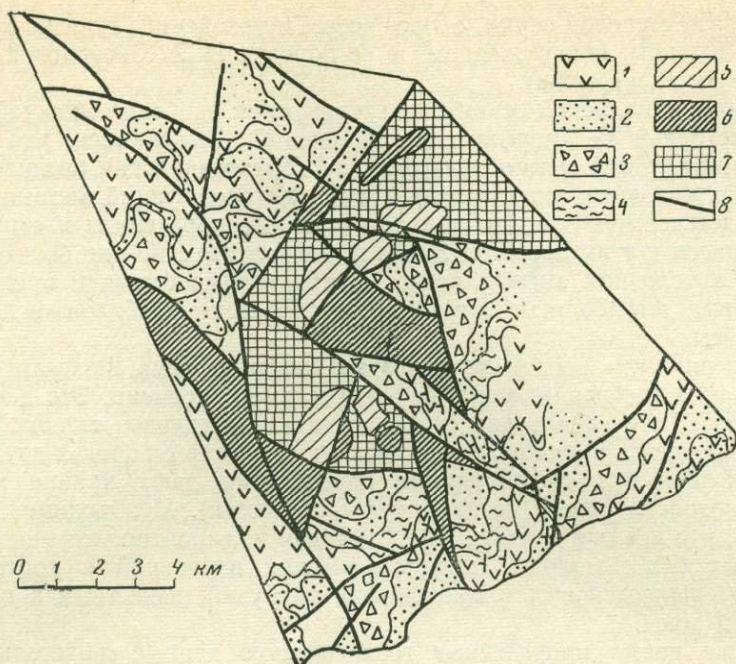
В то же время приведенные геологические данные свидетельствуют, с моей точки зрения, что возраст пород ганальской серии по крайней мере домезозойский. Эти породы, как и ряд рассмотренных ранее комплексов, к моменту накопления пород стеновой серии и ирунейской свиты (собственно геосинклинальные отложения) играли роль своеобразного фундамента. Состав этого фундамента в Ганальском метаморфическом блоке меланократовый и, видимо, сохранился относительно неизменным, так как явления гранитизации, мигматизации и фельдшпатизации в этой зоне развиты очень слабо.

#### Полуостров Озерной и Хавывенская возвышенность

Хавывенская возвышенность представляет собой куполообразное, вероятно, молодое поднятие. В центре его обнажены породы метаморфического комплекса, представленные, по данным Б. И. Сляднева и С. А. Мельниковой, гранат-пироксен-амфиболовыми, плагиоклаз-гранат-амфиболовыми сланцами, эклогитоподобными породами, кварцитами с прослоями кварц-альбит-эпидот-амфиболовых сланцев. Последние напоминают зеленые сланцы стеновой серии. Однако исследования С. А. Мельниковой (Марченко и др., 1969) показали, что первоначально они представляли собой меланократовые гнейсы, гранатоподобные амфиболиты и гранатоподобные кварциты. Это позволяет рассматривать их как стратиграфические аналоги ганальской серии. Определения радиологического возраста этих пород К-Аг методом по валовым пробам дали цифры 122 млн. лет.

Общая мощность метаморфических пород Хавывенской возвышенности достигает 1500—1700 м. Они смяты в относительно простые складки, оси которых простираются в северо-западном направлении.

Близкие по составу породы вскрываются восточнее на п-ове Озерном, где они имеют заведомо домеловой возраст (рис. 15). Здесь метаморфические породы слагают вместе с ультрабазитами и габброидами блоки, тектонически выведенные на дневную поверхность из-под палеогеновых отложений. Сложное внутреннее строение этих блоков не позволяет описать последовательность залегания пород в метаморфическом комплексе. Согласно данным Б. И. Сляднева, С. А. Мельниковой и М. Ю. Хотина, (Хотин, 1972б), здесь обнажаются разнообразные габброиды, амфиболиты,



**Рис. 15.** Схематическая геологическая карта юго-восточной части п-ова Озерного (бассейн рек Третьей, Четвертой, Пятой). Составил М. Ю. Хотин

Палеогеновые отложения: 4 — кремнистые породы; 6 — амфиболиты и габброиды;  
 1 — эффузивы основного состава; 5 — верхнемеловые отложения — эффузивы, туфы, туффиты, яшмы, кремнисто-глиняные породы; 7 — ультраосновные породы; 8 — разломы  
 2 — песчаники и алевролиты,  
 3 — грубообломочные породы;

гранатовые амфиболиты, хлорит-эпидот-амфиболовые, эпидот-амфибол-кварцево-альбитовые и кварцево-альбитовые сланцы. В некоторых блоках мощность этих пород превышает 1000 м. Они перекрываются в истоках рек Третьей и Четвертой отложениями верхнего мела. Непосредственный контакт здесь не вскрыт. Однако наличие в составе базальных слоев верхнего мела обломков выветрелых габброидов свидетельствует о наличии перерыва и несогласия в основании практически метаморфизованных меловых отложений. Последние представлены базальтами, диабазами, спилитами, яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами и пелитоморфными известняками. Истинная мощность этих пород не ясна, так как они вскрыты лишь в виде отдельных останцев на ультрабазитах, габброидах и метаморфических породах.

Лежащие выше палеогеновые отложения представлены мощной вулканогенно-осадочной толщей, залегающей несогласно на меловых отложениях, метаморфических породах, габброидах и ультрабазитах. В основании разреза здесь залегают лаво- и туфобрекчии базальтов, которые выше согласно перекрываются базальтами, андезито-базальтами и их туфами. Разрез венчается существенно терригенной пачкой, состоящей из чередования вулканомиктовых песчаников и алевролитов.

Таким образом, на п-ове Озерном метаморфические образования имеют заведомо домеловой возраст.

#### Остров Карагинский

Породы метаморфического комплекса обнажены вместе с ультрабазитами и габброидами в центральной части острова (рис. 16). На геологической карте и схематическом разрезе отчетливо видно, что о. Карагинский представляет собой горст, в центральной части которого обнажены ультраба-

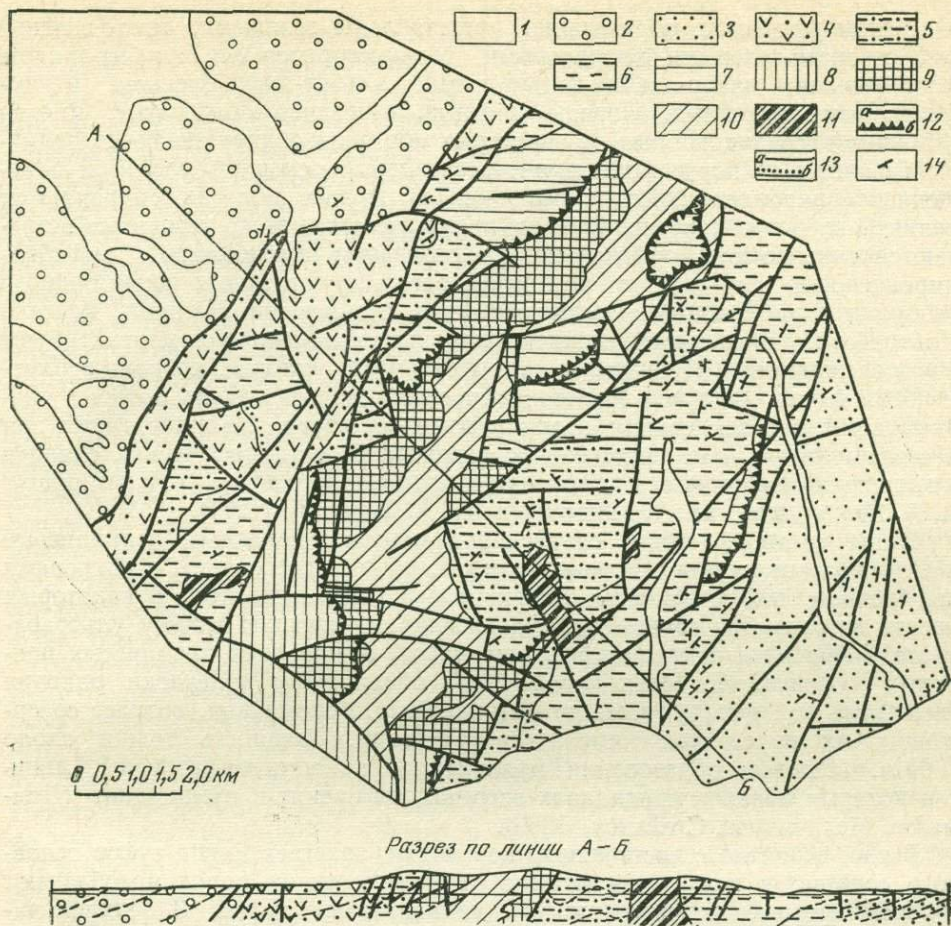


Рис. 16. Схематическая геологическая карта и разрез центральной части о. Карагинского  
Составил М. Ю. Хотин по данным Б. К. Долматова, С. А. Мельниковой и др.

- |   |   |  |
|---|---|--|
| 1 — четвертичные отложения;   | олигоцен) — песчаники и   | 9 — альбит-роговообманковые  |
| 2 — неогеновые отложения;   | аргиллиты;  | альбит-эпидот-хлоритовые   |
| 3 — свита мыса Промежуточного (олигоцен) — аргиллиты, алевриты, песчаники, гравелиты;   | 6 — аргиллитовая толща (эоцен — олигоцен) — аргиллиты, песчаники, конгломераты, туфы;   | сланцы, амфиболиты, габброиды;                                     |
| 4 — туфовая толща (олигоцен) — агломеративные туфы, туфобрекчии, лавы пироксеновых, базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов; | 7 — хапичья свита (верхний мел — палеоцен) — андезиты, базальты, туфы, кремнистые туфы; | 10 — гипербазиты;  |
| 5 — песчаная толща (эоцен —   | 8 — верхний мел — туфы основного состава, силиты, кремнистые туфы;                      | 11 — диабазы;  |
|   |   | 12 — разрывные нарушения (а — сбросы, сдвиги, б — надвиги);        |
|   |   | 13 — стратиграфические контакты (а — нормальный, б — несогласный); |
|   |   | 14 — направление падения слоев                                     |

зиты и метаморфические породы. Они слагают линейный блок, вытянутый в меридиональном направлении. В центральной его части вскрыты гипербазиты (в основном дуниты и перидотиты). Реже в виде отдельных тел неправильной формы встречаются пироксениты. Ультраосновные породы местами сильно серпентинизированы. С ультрабазитами тесно связаны небольшие тела оливиновых габброидов, весьма разнообразных по внешнему облику.

Выходы метаморфических пород с двух сторон окружают полосу гипербазитов. Ширина их местами около 1,5 км. Соотношения метаморфических пород с ультрабазитами не совсем ясны, так как контакты их обнажены плохо. Иногда в контактовых зонах наблюдаются антигоритовые сланцы, которые не могут рассматриваться как продукты высокотемпературного контактового метаморфизма ультрабазитов.

Метаморфические образования представлены зелеными, темно-зелеными, серовато-зелеными хлоритовыми, тальк-хлоритовыми, альбит-эпидот-хлоритовыми, кварц-альбит-эпидотовыми, альбит-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами. Породы плотные, отчетливо полосчатые, иногда вторично рассланцованные. В некоторых образцах обнаруживаются реликты базальтовых порфиритов с интерсертальной основной массой и замещенными вкрапленниками пироксенов. В других породах сохраняются реликты слоистых текстур. В то же время в составе этого комплекса встречаются сильнее метаморфизованные образования (амфиболиты и амфибол-пироксеновые сланцы), с которыми ассоциируют линзы пегматоидного габбро и горнblendитов. Соотношения их с зелеными сланцами неясны. Ультрабазиты и метаморфические сланцы по зонам разломов контактируют с вышележащими образованиями, в нижней части которых собрана верхнемеловая фауна. Разломы представляют собой взбросы, вдоль которых развиты зоны рассланцевания и милонитизации пород. Наличие таких зон и создает впечатление постепенного перехода от метаморфических сланцев к вышележащим кремнистым породам верхнемелового возраста, о чем пишут А. А. Маракушев, М. А. Мишкин и И. А. Тарарин (1971).

Выше метаморфических образований залегают пепловые, лапиллиевые и агломератовые туфы основного состава, кремнистые сланцы с покровами подушечных лав, диабазовых порфиритов и реже андезитов. В некоторых местах встречаются горизонты, содержащие плавающую гальку ультрабазитов, габброидов и метаморфических пород. В прослоях кремнистых пепловых туфов С. А. Мельниковой были обнаружены отпечатки раковин *Inoceramus* sp., датирующие, по мнению В. Н. Верещагина, возраст содержащих их пород как кампан-маастрихтский. Мощность толщи около 1000 м. Меловые образования практически не метаморфизованы, лишь в некоторых лавах в миндалинах встречаются пренит и пумпеллит (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969).

Выше, вероятно с постепенным переходом, залегают толща туфов основного состава, в которой в отличие от нижележащих пород преобладают грубообломочные (агломератовые и лапиллиевые) туфы. В верхней части толщи встречаются прослой туфогравелитов и туфопесчаников, в которых были найдены остатки фауны поздне мелового — палеоценового возраста (определение Г. П. Борзуновой). Мощность этих пород около 130 м. Вверх они согласно сменяются мощной песчано-аргиллитовой толщей, состоящей из переслаивания черных аргиллитов с конкрециями глинистых известняков, песчаников, реже конгломератов, покровов спилитов. Мощность толщи около 2000 м. Возраст пород, на основании находок фаунистических остатков, эоцен-олигоценый (Долматов, Мельникова, Стефанов, 1969).

Разрез олигоценых (возможно и нижнемiocеновых) отложений различен в западной и восточной частях острова. На западе — это толща агломератов, туфов и туфобрекчий с покровами пироксеновых базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Мощность ее достигает 450 м. В восточной части острова песчано-аргиллитовая и вулканогенная толщи замещаются черными тонколистоватыми плотными аргиллитами, содержащими отдельные пачки зеленых, ярко-зеленых, иногда вишнево-красных кремней и кремнистых сланцев. В виде отдельных сравнительно редких прослоев встречаются серые полимиктовые песчаники и покровы подушечных лав, а также линзы темно-серых и коричневатых пелитоморфных известняков. Характерная особенность толщи — наличие округлых лепешковидных включений зернистых известняков, содержащих фауну олигоцен-нижнемiocенового облика. Однако в полевых условиях отчетливо устанавливается, что включения известняков явно переотложены, так как по их краям раковины часто обломаны.

Весьма вероятно, что в конце палеогена уже начал формироваться Центрально-Карагинский горст, который и обусловил фациальные различия

в строении палеогеновых отложений на западе и востоке острова. Неогеновые отложения, известные на западе острова, залегают с перерывом, слабо дислоцированы и литифицированы и слагают другой структурный комплекс.

Как видим, в северной части Восточной Камчатки ниже верхнемеловых образований распространены зеленые сланцы, амфиболиты и габброиды, пространственно тесно связанные с ультрабазитами. Их метаморфизм предшествовал накоплению отложений верхнего мела и палеогена, которые по облику напоминают многие современные глубоководные океанические осадки (кремнистые сланцы, кремни, монотонные толщи черных аргиллитов). Метаморфические толщи, следовательно, могут рассматриваться как своеобразный фундамент этих отложений.

Таким образом, в Восточно-Камчатской кайнозойской складчатой системе отчетливо выделяются два комплекса метаморфических пород.

Первый комплекс представлен первоначально сильно метаморфизованными породами. В них выявляются реликты гранулитовых и эклогитовых минеральных парагенезов и структур. Затем они были изменены в условиях амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фаций метаморфизма. Именно амфиболиты, гранатовые амфиболиты и амфиболовые сланцы слагают основную часть этого комплекса пород. Местами они ретроградно метаморфизованы и превращены в зеленые сланцы. В этих случаях они с трудом отделяются от вышележащих пород. Наиболее хорошо эти образования представлены в Ганальском хребте, где их видимая мощность достигает 4 км. Возраст этих пород скорее всего домезозойский.

Более молодой комплекс сложен зелеными, реже глаукофановыми сланцами. Наиболее полно породы этого комплекса распространены в Ганальском хребте (стеневая серия). Для них характерен одноактный неоднородный метаморфизм, во многих местах в породах комплекса хорошо распознаются первично осадочные и вулканогенные структуры и текстуры пород. Первоначально эти породы представляли собой эффузивы основного состава, их туфы, кремнистые сланцы и граувакки.

Выше их залегают лишь слабо метаморфизованные отложения конца позднего мела, что и позволяет датировать время их метаморфизма.

Породы плагиогнейсового типа в этой складчатой системе распространены ограниченно. Начальные стадии формирования этих пород известны в Ганальском хребте и в меньшей мере на Хавывенской возвышенности. Это, видимо, связано с очень молодыми неогеновыми процессами поднятия и складчатости в Восточно-Камчатской системе.

#### СОВРЕМЕННАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА КУРИЛ

В пределах Южной Камчатки — Курил — Восточного Хоккайдо не имеется выходов пород древнее позднего мела. Однако о составе пород фундамента можно судить по включениям в лавах. Эти образования недавно были детально изучены Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко (1971; Родионова, 1970). Включения в лавах неоген-четвертичного возраста известны почти на всех островах Курил. Они залегают в различных по составу лавах — от андезитов до оливиновых базальтов и имеют резкие контакты с вмещающими породами.

Типы включений и относительное содержание каждого типа отчетливо видны из табл. 6 и рис. 17, приводимых в работе Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко (1971). 65—70% включений представлено породами меланократового состава: габбро — 20,9%; амфиболиты и горнблендиты — 9,8%; эпидот-альбитовые амфиболиты — 4,0%; оливин-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-гиперстеневые сланцы — 9,9%. Кроме этих пород развиты плагиоклазовые пироксениты (5—1%) и анортозиты (3,1%), которые, как будет показано, всегда тесно ассоциируют с габбро-амфиболитовым комплексом. Значительно меньше распространены слабее метаморфизованные породы меланократового состава,

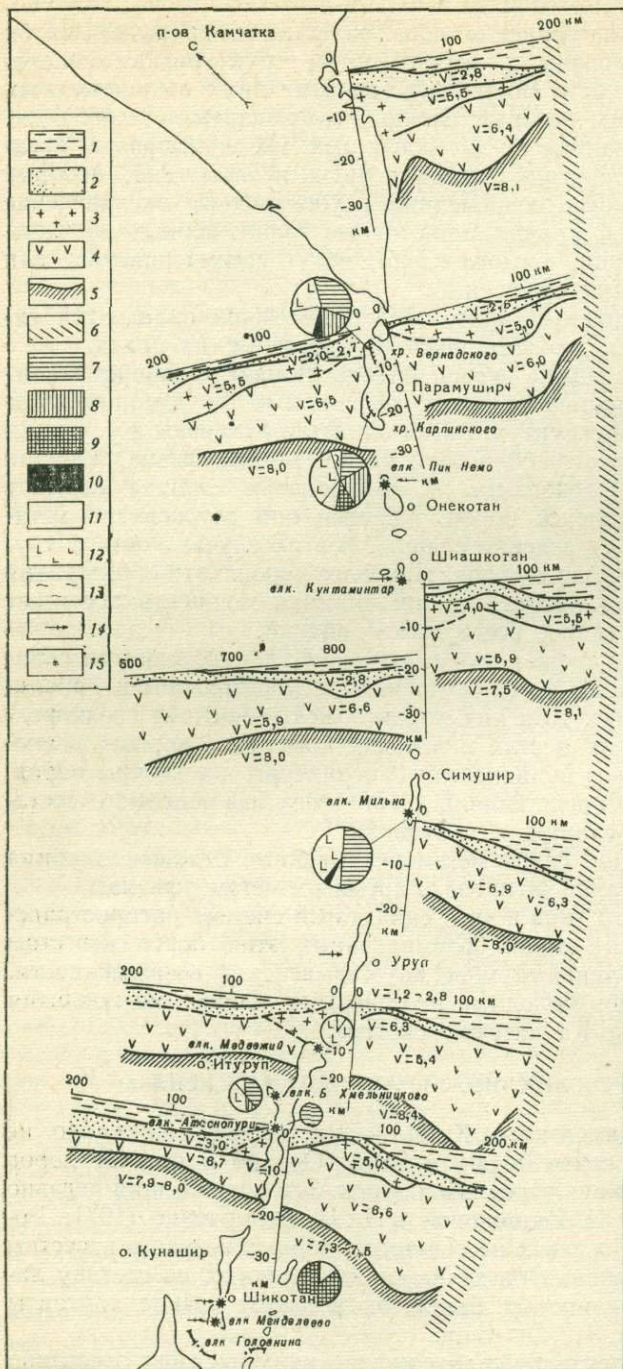


Рис. 17. Строение земной коры Курильского региона и распространение различных типов ксенолитов (Родионова, Федорченко, 1971)

- 1 — вода;
- 2 — осадки;
- 3 — «гранитный» слой;
- 4 — «базальтовый» слой;
- 5 — поверхность Мохоровичича;
- 6 — область оси глубоководного желоба;
- 7 — 13 — ксенолиты;
- 7 — габбро-анортозитов, диабазов, диоритов,
- 8 — ультраосновных и основных пород,
- 9 — горблендитов, амфиболитов,
- 10 — гранитоидов,
- 11 — основных сланцев,
- 12 — роговиков, кварцитов, окварцованных пород,
- 13 — эгирин-авгитовых пород;
- 14 — единичные находки ксенолитов;
- 15 — вулканы.

Диаметр кружка отражает относительное количество ксенолитов

которые Р. Н. Родионова рассматривает как контактово-метаморфизованные обломки пород вулканогенно-осадочного слоя Курил. И совсем в небольшом количестве обнаружены породы лейкократового состава. Рассмотрим наиболее распространенные типы пород, а также те их разновидности, которые важны для понимания природы фундамента. Среди включений выделяются три группы: ультраосновные породы, габброиды и анортозиты, амфиболиты и кристаллические сланцы основного состава.

Таблица 6

Типы пород ксенолитов в лавах Курильских островов и их распространение  
(Родионова, Федорченко, 1971)

Порода	Большая Курильская гряда				Встречаемость <sup>1</sup>		Пределы колебания кислотности (SiO <sub>2</sub> , вес. %)
	Северные Курилы	Центральные Курилы	Южные Курилы	Малая Курильская гряда	количество образцов	встречаемость, %	
Плагиоклазсодержащие пироксениты	7				7	3,1	42,69—48,00
Оливин-анортитовые породы (типа алливалитов)	2				2	0,9	41,62—42,84
Кристаллические сланцы (гранулиты):							
оливин-пироксен-плагиоклазовые	9				9	4,0	38,05—43,92
пироксен-плагиоклазовые	7	3	2		12	5,3	47,05—55,77
плагиоклаз-гиперстеновые	1				1	0,4	47,57
Амфиболиты, реже горблендиты	5			17	22	9,8	38,91—47,83
Эпидот-альбитовые амфиболиты				9	9	4,0	43,84
Серпентиниты			1	1	2	0,9	
Габбро (оливиновые, двупироксеновые, роговообманковые), нередко сильно метаморфизованные (перекристаллизованные, амфиболитизированные и т. д.)	13	13	14	7	47	20,9	44,73—52,14
Пироксенсодержащие анортозиты	1	5	1		7	3,1	46,85—52,08
Диабазы	4				4	1,8	40,66—49,34
Роговообманковые диориты			8		8	3,6	55,49—57,59
Плагиограниты		1			1	0,4	68,07
Гранито-гнейсы эгирин-авгитовые с гранатом	2				2	0,9	60,56
Сланцы:							
пироксен-биотит-плагиоклазовые	7				7	3,1	48,37—53,39
зеленые (альбит-хлорит-эпидотовые, кварц-альбит-хлорит-эпидотовые)	5				5	2,2	
Окварцованные породы и кварциты	5	2	3		10	4,4	66,08—70,55
Роговики:							
кварцевые			3		3	1,4	77,15—87,01
тридимитовые	1	2	7		10	4,4	60,91—80,14
кордиеритовые	4	3	6		13	5,8	46,27—56,78
пироксен-плагиоклазовые	19	14	8		41	18,3	51,56—69,69
Эгирин-авгитовые породы с плагиоклазом	2		1		3	1,3	49,70—48,87

<sup>1</sup> Приведенные сведения о встречаемости различных петрографических типов ксенолитов явно не отражают соотношения реальных объемов тех или иных пород в составе земной коры района (прежде всего это касается роговиков).

Ультраосновные породы представлены двумя разновидностями — серпентинитами и плагиоклазсодержащими пироксенитами. Серпентиниты известны в лавах вулкана Медвежий о. Итуруп и состоят из агрегата серпентина, брусита и рудного минерала. В шлифах наблюдаются реликтовые формы кристаллов оливина. Это, а также парагенезис серпентина с бруситом, по мнению Р. И. Родионовой (1970), свидетельствует о том, что первоначально эти породы представляли собой дуниты.

Плагиоклазсодержащие пироксениты сложены моноклинным пироксеном, образующим крупные зерна. В пироксенах отмечаются мелкие включения рудного минерала. Промежутки между кристаллами пироксена выполнены мелкими ксеномофными зернами плагиоклаза. Пироксениты распространены преимущественно в лавах вулканов островов Большой

Курильской гряды. Как будет показано, такие породы образуются в начальных этапах процесса габброизации дунитов и перидотитов.

Породы собственно габброидного состава чрезвычайно разнообразны. Здесь встречены оливиновые, двупироксеновые, роговообманковые габбро, габбро-нориты, а также оливин-анортитовые породы типа алливалитов. Местами обнаружены метаморфизованные разновидности габброидов. Р. И. Родионова (1970, стр. 115) пишет: «термин «габбровый» применяется для обозначения полнокристаллических, как правило, среднезернистых пород, сложенных основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит), моноклинным и ромбическим пироксеном, к которым иногда присоединяется оливин или роговая обманка. От типичных представителей группы габбро эти породы обычно отличают их структуры, нередко очень близкие к структурам пород метаморфических». Часто встречаются и характерные бластовые структуры. Наиболее распространены эти включения в лавах островов Большой Курильской гряды. Известны также и включения анортозитов, которые состоят на 75—80% из основного плагиоклаза (лабрадора и битовнита) и на 25—20% из авгита и гиперстена. Для них характерны интенсивный катаклиз и развитие бластических структур. Близки по составу, а иногда и по структуре включения диабазов и габбро-диабазов.

На островах Малой Курильской гряды включения представлены амфиболитами, эпидот-альбитовыми амфиболитами и кристаллическими сланцами основного состава. Амфиболиты состоят из роговой обманки и основного плагиоклаза (лабрадор-битовнит). В зернах амфибола часто видны реликты пироксена и оливина. В ограниченных количествах присутствуют альбит, эпидот, хлорит. Наличие реликтов пироксена и оливина позволяет предполагать, что амфиболиты образовались за счет амфиболитизации более высоко метаморфизованных пород, возможно эклогитов. Среди включений встречаются также мономинеральные амфиболовые породы — горнblendиты. Структуры амфиболитов гранобластовые, горнblendитов — гипидиоморфнозернистые. Текстуры часто ориентированные, полосчатые и плейчатые.

Дальнейшее развитие процессов регионального метаморфизма приводит к альбитизации плагиоклаза и появлению эпидота и хлорита, в результате чего возникают эпидот-альбитовые амфиболиты. Широко развиты в пределах Малой Курильской гряды также кристаллические сланцы меланократового состава — оливин-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-гиперстеновые. Структуры пород массивные, гранобластовые, диабластовые, иногда порфиробластовые. Текстуры гнейсовидные, массивные, неяснополосчатые. Плагиоклаз в этих породах представлен лабрадор-битовнитом, пироксены — диопсидом, авгитом, бронзит-гиперстеном и гиперстеном. Помимо перечисленных выше минералов в породах всегда присутствует рудный минерал, количество которого иногда достигает 1,5—2%. Р. И. Родионова считает, что эти породы были образованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Необычайно характерны для них бластез, катаклиз и другие деформации. Нетрудно видеть многие черты сходства этих включений с амфиболитами Ганальского хребта и других районов Камчатки.

Кроме рассмотренных типов пород в составе включений широко распространены окварцованные породы и роговики, которые составляют около 30% общего числа обнаруженных пород. Р. И. Родионова рассматривает их как контактово-метаморфизованные породы вулканогенно-осадочного слоя и нижележащих горизонтов земной коры. Минеральные парагенезы свидетельствуют, что роговики образовались в условиях высоких температур (1000—1200°C) и низких давлений.

Очень ограниченно в составе включений представлены породы гранитоидного состава — плагиограниты (0,9%), которые известны на юге Курил. Наличие этих пород, с одной стороны, может свидетельствовать о существовании на глубине кислых дифференциатов андезитовых магм, а с другой —

о начале формирования «гранитного» слоя земной коры за счет процессов метасоматической переработки и метаморфизма нижних частей вулканогенно-осадочного слоя. Последнее находит подтверждение и в геофизических данных, показывающих, что на северном и южном флангах Курил в составе земной коры появляются горизонты, скорости прохождения сейсмических волн в которых близки к типичным скоростям «гранитного» слоя.

Таким образом, судя по имеющимся данным, глубокие горизонты земной коры Курильской островной дуги сложены главным образом породами основного состава, которые могут рассматриваться как породы ее фундамента. Эти породы, как мы увидим в дальнейшем, очень сходны с породами габбро-амфиболитового комплекса других островных дуг. Интересно, что в области наиболее интенсивно растущего поднятия с вулканизмом и наиболее повышенным тепловым потоком преимущественно развиты габброиды, тогда как в менее активных зонах их место занимают амфиболиты и меланократовые гнейсы.

Выше были рассмотрены метаморфические породы Охотского региона. Этот обзор показал, что в их составе можно выделить три комплекса: 1) породы меланократового основания, 2) комплекс зеленых и глаукофановых сланцев (метаморфические формации ряда А, по А. А. Маракушеву), 3) комплекс плагиогнейсового типа (формации подряда Б-1, по А. А. Маракушеву).

Нетрудно видеть, что возраст последних двух комплексов закономерно меняется по мере движения к востоку Охотского региона, т. е. в том же направлении, в котором омолаживается возраст ранней стабилизации тектонических зон. Это, вполне естественно, позволяет предполагать, что формирование упомянутых комплексов связано с развитием геосинклинальных систем в переходной зоне от континентов к океану, что два этих процесса взаимно обусловлены.

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ  
НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ  
ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА  
И СКЛАДЧАТЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ**

Рассмотрение геологии метаморфических пород Охотского региона показало, что здесь помимо метаморфических формаций ряда А (глаукофанового) и подряда Б-1 (плаггиогнейсового) широко развиты породы меланократового фундамента. Поскольку выделение такого фундамента представляется чрезвычайно важным для понимания соотношения структур континентов и океанов при проводимых ниже обзорах, наибольшее внимание будет уделено этим комплексам пород. Метаморфические формации ряда А и подряда Б-1, описание которых подробно сделано А. А. Маракушевым, А. А. Мишкиным и Н. И. Тарариным (1971) и Н. Л. Добрецовым (1969) рассматриваются более кратко.

**ФУНДАМЕНТ ОСТРОВНЫХ ДУГ  
(СОВРЕМЕННЫХ GEOSINKЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ)**

**Полуостров Камчатский мыс**

Один из районов Камчатки, где отчетливо устанавливаются соотношения геосинклинального комплекса осадков с подстилающими породами фундамента — п-ов Камчатский мыс. Он расположен на восточном побережье Камчатки против Командорских островов, является западным окончанием Алеутской дуги и сочленяется со структурами Восточной Камчатки по торцу в районе впадины оз. Нерпичье (Марков и др., 1969; рис. 18).

В пределах рассматриваемого района на дневную поверхность выведены стратифицированные отложения мела, палеогена, неогена и подстилающие их породы меланократового фундамента. В основании видимого разреза залегают разнообразные по внешнему облику, структурам и текстурам габброиды. Им подчинены гипербазиты, базальты и диабазы. Все эти породы вытягиваются непрерывной полосой вдоль южного берега полуострова (от устья р. Каменной до долины р. Мутной на расстоянии около 19 км) при средней ширине около 4 км. Наиболее полно они вскрыты в долинах рек Мутной, Медвежьей, Стремительной и Водопадной, а также в береговых обрывах Камчатского залива между устьями рек Стремительной и Водопадной.

Изучавшие эти породы геологи (Долматов, Хотин, 1969; и др.) рассматривали их как многофазные образования плутона. Так, Б. К. Долматов (1972) выделил в пределах массива четыре последовательные фазы внедрения. К первой он относит крупнозернистые диаллаговые габбро, оливиновые габбро и анортозиты, в следующую фазу были внедрены пегматоидные габбро, затем мелкозернистые габбро. Формирование массива закончилось внедрением даек диабазов.

Более поздние исследования (Марков и др., 1972) показали, что габброиды представляют фундамент меловой толщи и не могут рассматриваться в качестве интрузивного массива. Они характеризуются сложным

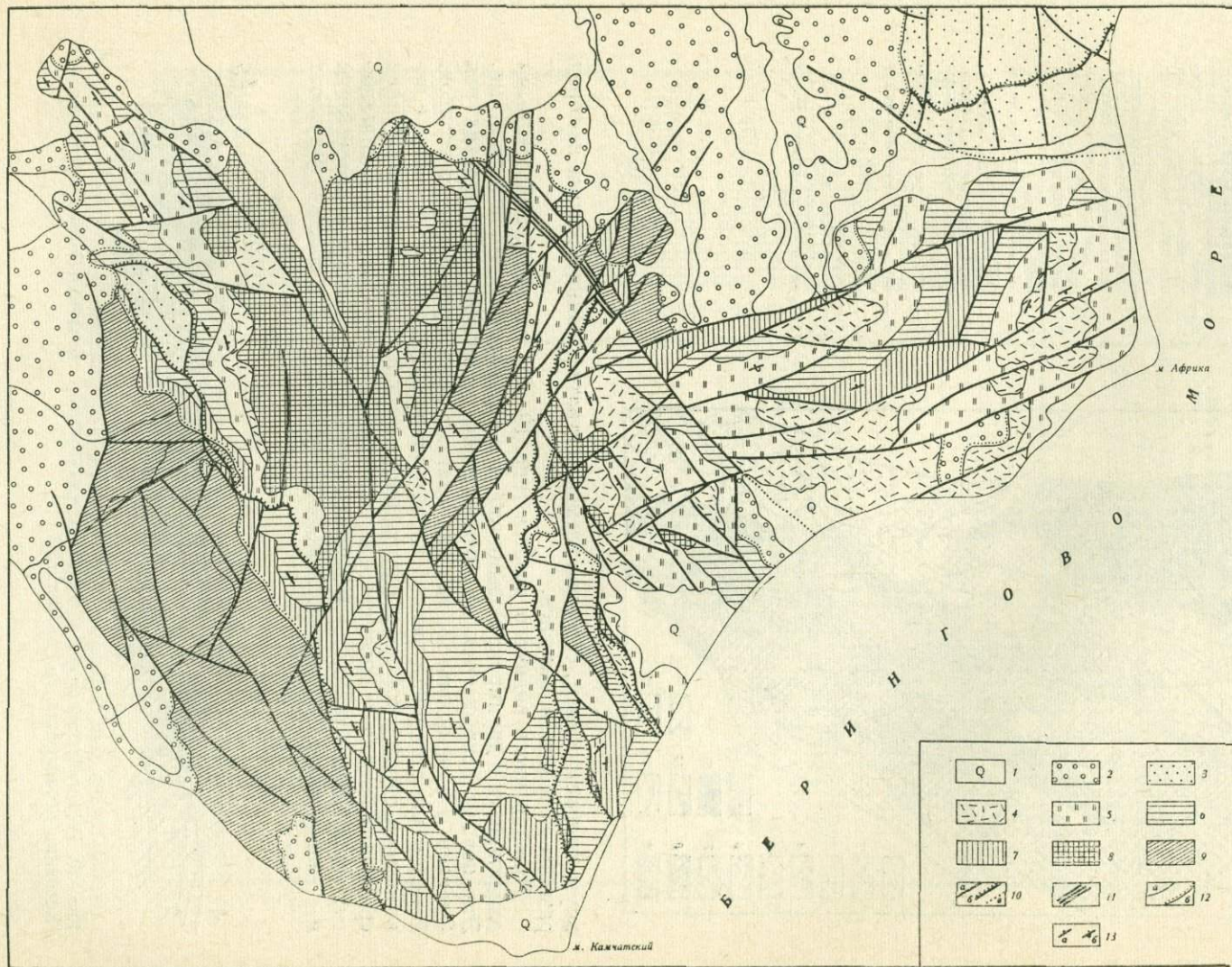
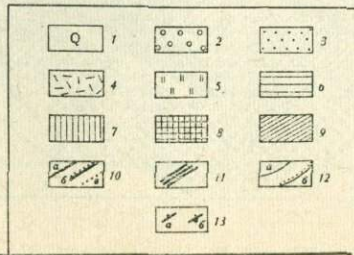


Рис. 18. Схематическая геологическая карта южной части п-ова Камчатский мыс. Составил М. Ю. Хотин

- 1 — четвертичные отложения (аллювиальные, ледниковые, морские);
- 2 — неогеновые отложения;
- 3 — палеогеновые отложения, столбовская серия;
- 4—7 — верхний мел, африканская серия;
- 4, 5 — пикежская свита (4 — верхняя подсвита — песчаники, алевролиты, аргиллиты, 5 — нижняя подсвита — туфы, туффиты, кремнистые туффиты);
- 6, 7 — смагинская свита (6 — верхняя подсвита — туфы, туффиты, яшмы, известняки, эффузивы, 7 — нижняя подсвита — туфы, туффиты, базальты, яшмы, гналокластиты);
- 8 — ультраосновные породы (серпентиниты, дуниты, перидотиты, пироксениты);
- 9 — габбро, габбро-диабазы, метабазиты, включения ультрабазитов;
- 10 — разрывы (а — установленные, б — надвиги, в — предполагаемые под четвертичными отложениями);
- 11 — Пикежская зона дислокаций с выходами меланжа;
- 12 — стратиграфические контакты (а — нормальный, б — несогласный);
- 13 — направление падения слоев (а — нормальное, б — опрокинутое)



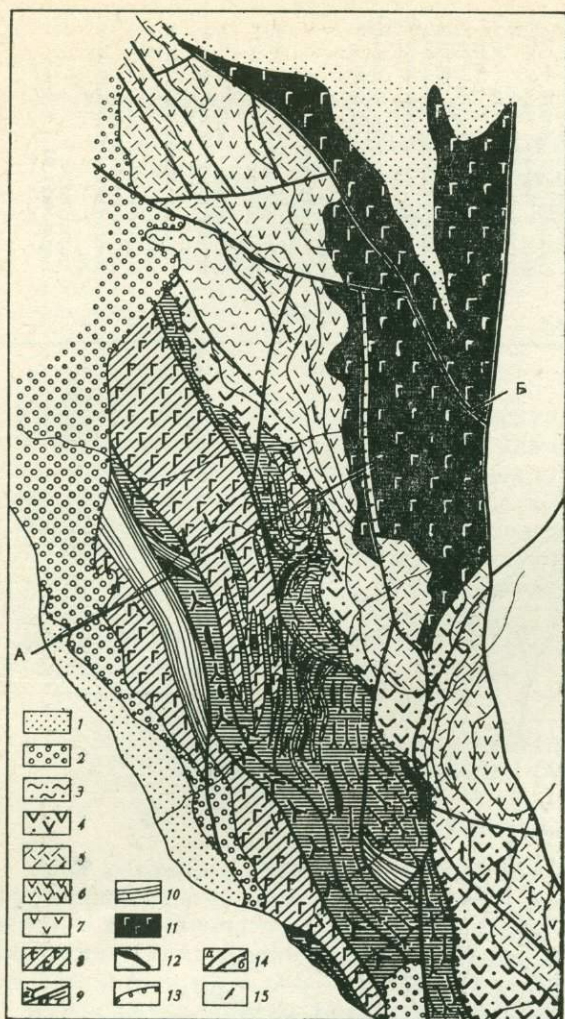


Рис. 19. Карта выходов пород меланократового фундамента на п-ове Камчатский мыс

- 1 — четвертичные отложения;
- 2 — неогеновые отложения;
- 3 — палеогеновые отложения;
- 4—7 — верхнемеловые отложения;
- 4 — толеитовые шаровые базальты, гиадокластиты, яшмы, известняки, туфы, туфосилициты (нижняя подсвита смагинской свиты),
- 5 — туфы, туффиты, яшмы, известняки, эффузивы (верхняя подсвита смагинской свиты),
- 6 — туфы, туффиты, кремнистые туффиты (нижняя подсвита пикежской свиты)
- 7 — песчаники, алевролиты, аргиллиты (верхняя подсвита пикежской свиты);
- 8—12 — комплекс пород фундамента:
- 8 — силлы и дайки базальтов и диабазов,
- 9 — габброиды (а — массивно-полосчатые диабазовые габбро, б — тонкополосчатые оливин-пироксеновые габбро),
- 10 — базальты, шаровые лавы базальтов,
- 11 — дуниты, перидотиты, пироксениты,
- 12 — серпентинизированные дуниты;
- 13 — несогласия;
- 14 — разломы (а — вертикальные, б — наклонные);
- 15 — элементы залегания пород

внутренним строением, содержат элементы стратификации и состоят из пород разного возраста и генезиса.

Нижняя часть видимого разреза (рис. 19—21) сложена гнейсовидными оливиновыми и двупироксеновыми габбро и подчиненными им перидотитами. Эти породы вскрываются на ограниченной территории в верховьях рек Оленьей и Стремительной, где они слагают ядра куполовидных складок. В целом для этой части разреза характерно грубополосчатое строение с повторением одной и той же последовательности пород. Нижнюю часть таких «ритмов» составляют аподунитовые оливиновые габбро. В виде расплывчатых линзовидных тел среди них встречаются серпентинизированные дуниты и аподунитовые перидотиты, представляющие собой результат

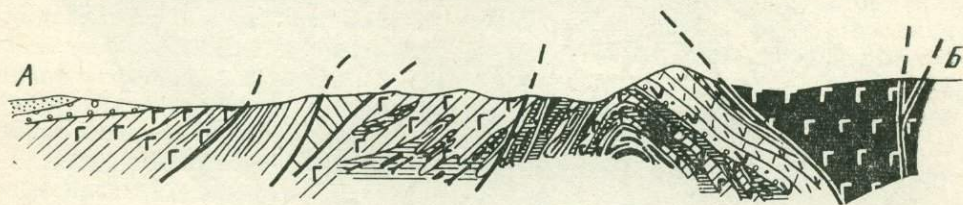


Рис. 20. Геологический разрез к карте выходов пород меланократового фундамента. Условные обозначения см. на рис. 19

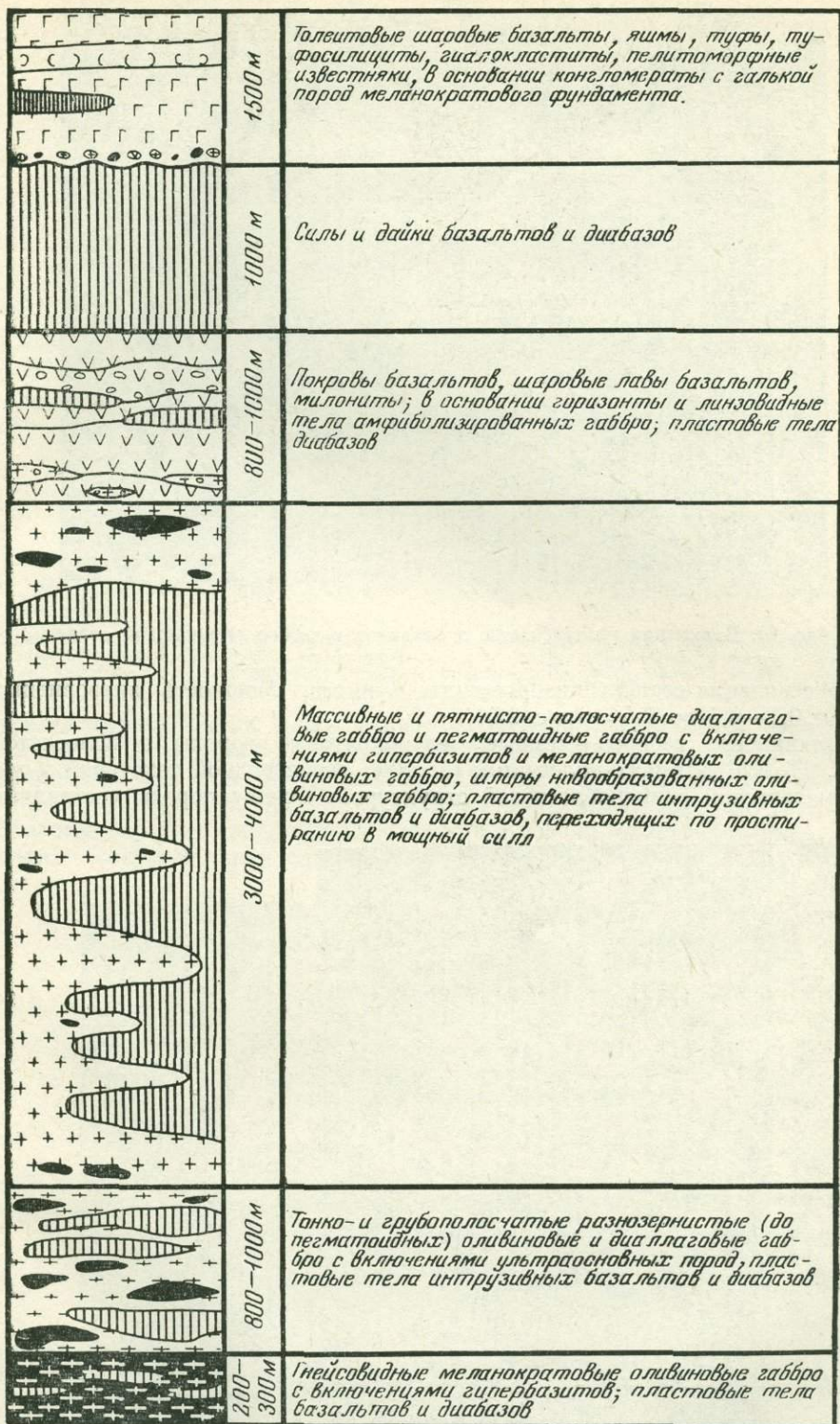


Рис. 21. Разрез пород меланократового фундамента п-ова Камчатский мыс (по материалам Г. Е. Некрасова, М. Ю. Хотина и автора)



Рис. 22. Включения ультрабазитов в оливиновом габбро. Камчатский залив

пироксенизации серпентинизированных дунитов. Мощность линзовидных тел от 0,1—0,5 до 2,5 м (рис. 22).

Оливиновое габбро — темные меланократовые породы с полосчатой (рис. 23) или пятнисто-полосчатой (рис. 24) гнейсовидной текстурой и метасоматической гипидиобластовой структурой. Основу породы составляют

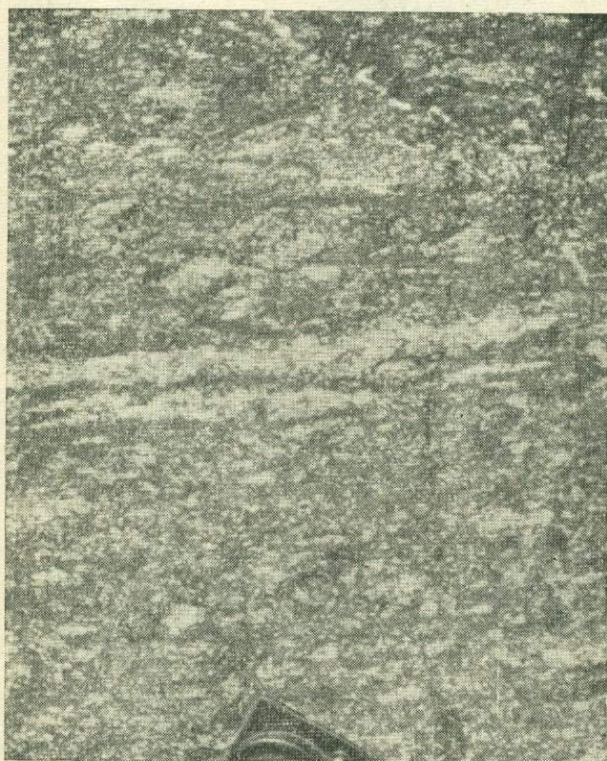
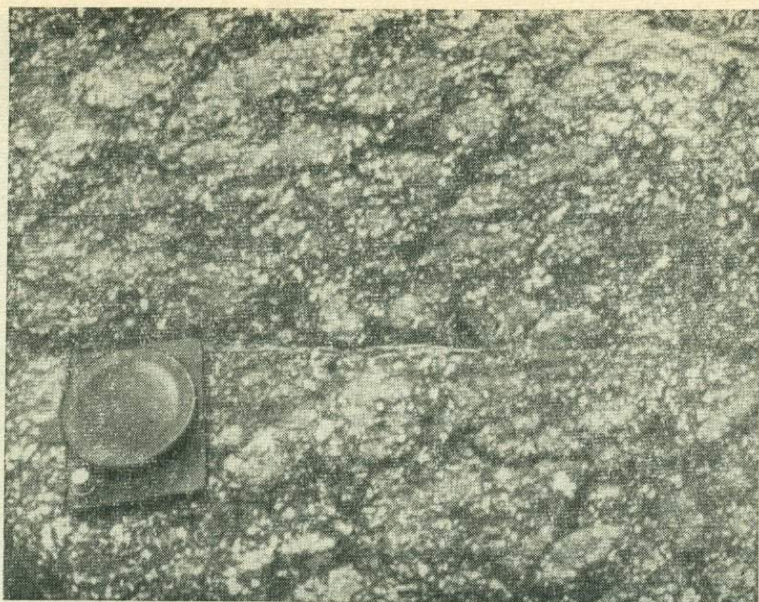


Рис. 23. Полосчатое гнейсовидное оливиновое габбро. Верховья р. Оленьей

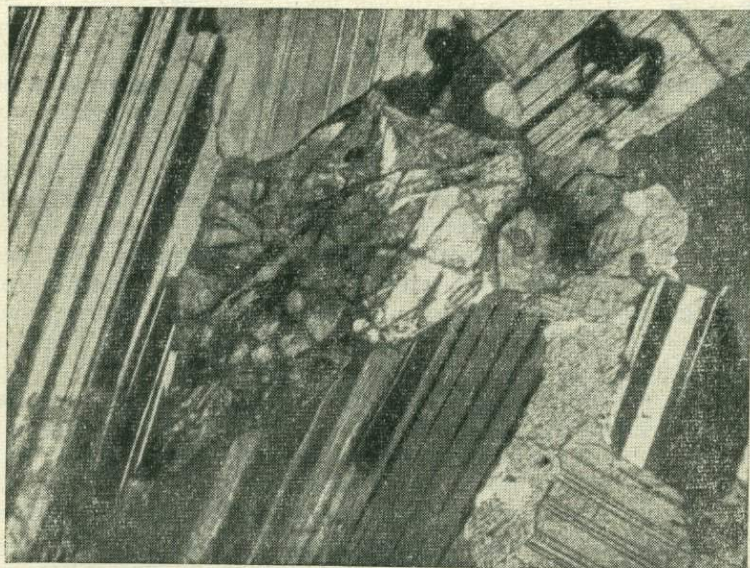
Черное — параллельно-волокнистая ткань серпентинизированного дунита; более светлые полосы — агрегаты новообразованного битовнита (белое), моноклинного и ромбического пироксена (серые вкрапленники). Фото Г. Е. Некрасова



**Рис. 24.** Пятнисто-полосчатое гнейсовидное меланократовое оливиновое габбро. Верховья р. Оленьей

Черное — параллельно-волокнистая ткань серпентинизированного дунита; серое — порфиробласты новообразованного диаллага, овальная форма которых придает породе текстуру очкового гнейса; белое — идиобласты и неправильные по форме выделения битовнита. Фото Г. Е. Некрасова.

параллельно-волнистая ткань серпентинизированного дунита и метасоматически развивающийся за счет ее основной плагиоклаз и диаллаг. Резко подчиненное значение имеет ромбический пироксен. Основной плагиоклаз (битовнит № 82—85) образует полосчатые или линзовидные агрегаты гранобластового, реже гранолепидобластового строения, ориентированные, как правило, согласно параллельно-волокнистой ткани серпентинизированного



**Рис. 25.** Реликты серпентинизированного оливина в диаллаговом габбро. Шлиф  $\frac{10/3-1}{H-72}$ .  
Увел.  $4 \times 3,7$

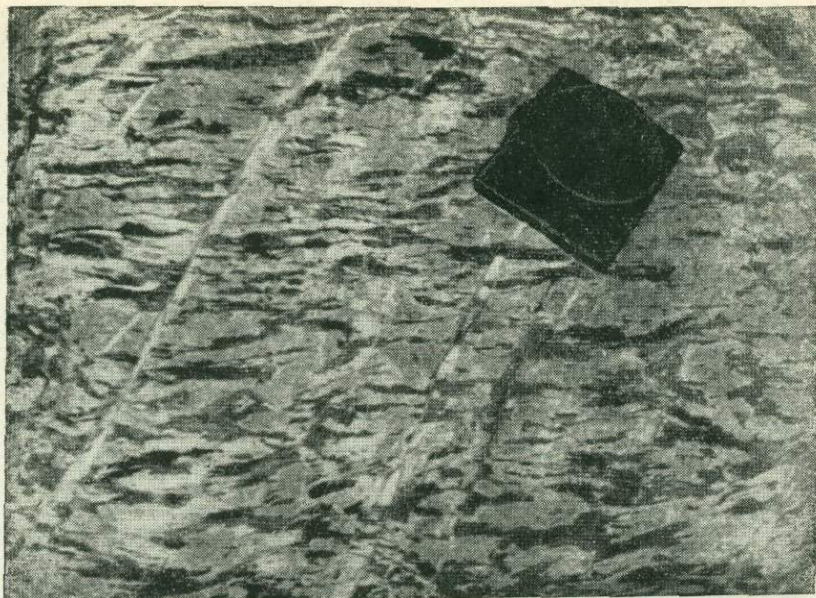


Рис. 26. Разгнейсованное крупнозернистое диаллаговое габбро. Фото Г. Е. Некрасова

дунита; реже он слагает секущие четковидные выделения и прожилки. Мощность полос и линзочек новообразованного полевого шпата достигает в среднем 0,5—1, реже 2—3 см (см. рис. 23, 24). Моноклинный пироксен ( $+2V=50-54^\circ$ ,  $cNg=42-45^\circ$ ) представлен продолговатыми овальными в продольном сечении кристаллами размером от 1—2 до 3—5 мм в длину. Иногда размер кристаллов пироксенов достигает 1,5—3 см. Порода в этом случае напоминает по текстуре очковые гнейсы. Ромбический пироксен ( $-2V=80-85^\circ$ ) встречается в ассоциации с моноклинным в виде неправильных жилообразных выделений размером в доли миллиметра. Границы этих выделений оказываются секущими по отношению к волокнам серпентина и в свою очередь срезаются идиоморфными кристаллами моноклинного пироксена и основного плагиоклаза.

Полосчатые гнейсовидные оливиновые и дупироксеновые габбро, составляющие нижнюю часть «ритма», вверх по разрезу сменяются более светлоокрашенными гнейсовидными оливин-пироксеновыми и пироксеновыми габбро. Количество серпентинизированного оливина в них сокращается до нескольких процентов, и он сохраняется лишь в виде неправильных или продолговатых по форме реликтов размером 0,5—2 мм (рис. 25).

Заканчивается «ритм» лейкократовыми гнейсовидными пироксеновыми габбро (рис. 26). Они характеризуются гранолепидобластовой структурой и состоят в основном из битовнита с размером зерен 0,5—2 мм, среди которого равномерно рассеяны линейно ориентированные идиобласты столбчатого моноклинного пироксена размером до 1—1,5 см в длину. Мощность таких «ритмов» колеблется от 2—3 до 5—7 м. При этом  $\frac{2}{3}$  объема приходится на долю меланократовых оливиновых габбро и подчиненных им перидотитов и дунитов. Общая видимая мощность этой части разреза около 300—500 м.

Вверх по разрезу меланократовые породы постепенно сменяются тонко- и грубополосчатыми разномасштабными (от мелкозернистых до крупнозернистых пегматоидных) диаллаговыми подчиненными им оливин-диаллаговыми габбро, заключающими линзовидные включения ультраосновных пород мощностью 2—5, реже 1—3 см. От нижележащих пород эта часть разреза отличается большей лейкократовостью, отсутствием ориентированных структур и меньшим количеством включений ультраосновных пород.

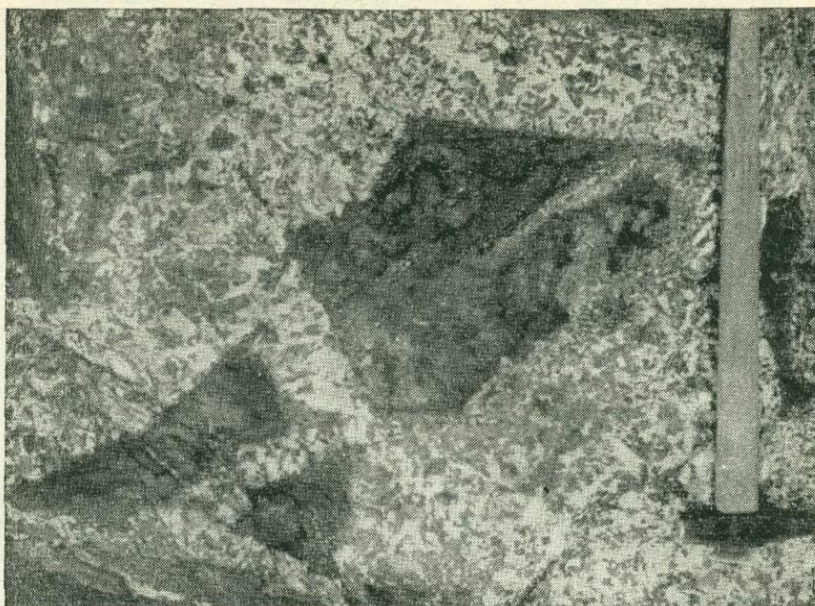


Рис. 27. Включения ультраосновной породы в габбро

Видна последовательность метасоматического преобразования ультраосновной породы в габбро; серпентинизированный дунит (темное) — полосчатое меланократовое оливниное габбро — среднезернистое диаллаговое габбро с реликтами серпентинизированного оливина — крупнозернистое и пегматоидное габбро. Последнее слагает внутренние по отношению к ультрабазитам зоны метасоматической колонки и образует прожилки в ультрабазите и меланократовом оливниновом габбро. Фото Г. Е. Некрасова

Характерны для этой части разреза согласные, реже секущие жилообразные тела гигантозернистых пегматоидных диаллаговых габбро мощностью от 0,5—0,75 до 1—2 м. Общая мощность этой части разреза габброидов и ультраосновных пород составляет около 800—1000 м.

Выше в разрезе располагаются массивные и пятнисто-полосчатые разнозернистые диаллаговые габбро. Среди них, как и в нижней части разреза, встречаются включения ультраосновных пород мощностью до 2—5 м и протяженностью до нескольких десятков метров, однако количество их здесь резко уменьшается. Контакты ультраосновных пород с вмещающими габброидами здесь более резкие (рис. 27). В то же время характер переходов от ультраосновных пород к габброидам принципиально не меняется. Внутренняя часть включений ультраосновных пород сложена массивными, окрашенными в зеленовато-черный цвет аподунитовыми серпентинитами, обладающими типичной для таких пород решетчато-волокнутой, петельчатой или параллельно-волокнутой структурой.

Серпентинизация дунитов проявлена неравномерно. Наряду с участками сплошного замещения оливина серпентином наблюдаются такие, где последний развивается в оливине по трещинам, и тогда удается наблюдать панидиоморфнозернистую первичную структуру породы. Параллельно-волокнустая структура преобладает. Местами она подчеркивается ориентированными вдоль волокон прожилками или цепочками рудного минерала.

Особое структурное положение по отношению к параллельно-волокнутой ткани породы занимают изредка встречающиеся моноклинные пироксены, представленные диопсидом и диаллагом. Диопсид образует неправильные прожилкообразные выделения, под острым углом пересекающие полосчатую ткань серпентинита или неправильные по форме кристаллы в интереснейшем пространстве между псевдоморфозами серпентина по оливину. Диаллаг наблюдается исключительно в виде неправильных жилообразных выделений на границе диопсида и полужамещенных серпентином кристаллов оливина и отчетливо корродирует как тот, так и другой минералы

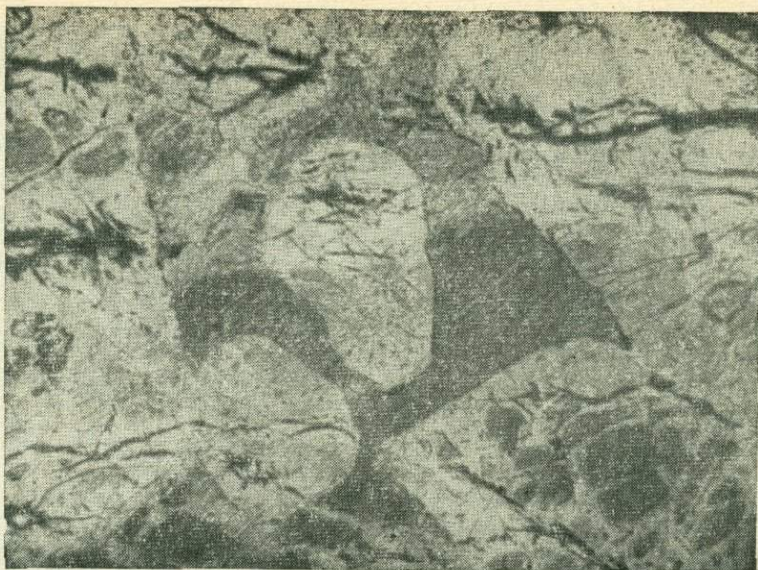


Рис. 28. Жилообразные выделения новообразованного диаллага в серпентинизированном дуните. Шлиф 53/70. Увел.  $4 \times 3,7$

(рис. 28). В оторочках вокруг ультрабазитовых включений, ширина которых достигает 10—15 см, количество моноклинного пироксена, представленного здесь исключительно диаллагом, резко увеличивается и достигает 25—30% объема породы. Кроме диаллага появляется и основной плагиоклаз. Диаллаг наблюдается также в виде жилообразных выделений шириной от 0,5 до 2—3 мм, ориентированных преимущественно поперек или вдоль параллельных волокон серпентина. Иногда внутри зерен диаллага прослеживается рудно-серпентиновая полосчатость. Внутри отдельных прожилков иногда можно наблюдать неправильные угловатые по форме реликты вмещающей полосчато-волокнистой массы серпентина, придающие таким участкам породы брекчиевидную текстуру и свидетельствующие о том, что новообразованный диаллаг возник вдоль зон катаклаза. Основной плагиоклаз занимает точно такую же структурную позицию, как и диаллаг. Причем одни и те же прожилки сложены в одной части диаллагом, а в другой — плагиоклазом. Разница между ними заключается в том, что последний количественно уступает диаллагу. Границы прожилковых выделений новообразованного диаллага и плагиоклаза в целом подчинены рисунку решетчатой структуры серпентина, в результате чего реликты полосчато-волокнистой или решетчато-волокнистой ткани серпентина в ряде случаев имеют правильные угловатые очертания. Без учета всех перечисленных явлений правильная форма реликтов дунита в серпентиновой ткани в некоторых случаях может быть ложно воспринята как показатель его идиоморфизма по отношению к диаллагу.

Еще далее в направлении к габбро в зоне, ширина которой колеблется для разных включений от 30—40 см до 2—2,5 м, количество новообразованного диаллага и основного плагиоклаза постепенно увеличивается. Полосчато-волокнистая ткань серпентина сохраняется уже лишь в виде округлых или неправильных по форме реликтов (см. рис. 28). При этом, несмотря на значительную разобщенность реликтов серпентина, ориентировка наиболее крупных жилок серпентина и рудного минерала подчиняется общему направлению.

При дальнейшем развитии пироксена (диаллага) и плагиоклаза реликты решетчато- и параллельно-волокнистой ткани серпентина полностью исчезают, порода по составу отвечает обычным диаллаговым габбро. Это зе-

леновато-серые от крупнозернистых до гиганто-кристаллических породы, состоящие из удлинённых кристаллов пироксена и таблитчатых короткостолбчатых зерен основного плагиоклаза. Структура пород неравномернозернистая, метасоматическая, с резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену, местами псевдопойкилитовая. Плагиоклаз, количество которого составляет в среднем 55—58%, представлен зональными кристаллами таблитчатой формы. Состав узкой каймы отвечает лабрадор-битовниту № 70, ядра — битовниту № 80—82. Распределение плагиоклаза в породах описываемого ряда крайне неравномерное. Местами он образует скопление идиоморфных зерен, а в других участках больший объем занимает пироксен в виде очень крупных резко ксеноморфных кристаллов, содержащих идиоморфные вроски плагиоклаза. Моноклинный пироксен представлен резко ксеноморфными по отношению к плагиоклазу (рис. 29) крупными зернами, иногда вытянутыми или призматическими. По оптическим данным он отвечает клинопироксену ( $2V = +47 - +54^\circ$ ;  $cNg = 36 - 42^\circ$ ) с содержанием  $CaFeSi_2O_6$  от 40 до 44%. Кристаллы бесцветные, часто сдвойникованы, обладают ясной диаглаговой отдельностью. По краю зерен часто образуется реакционная кайма роговой обманки.

Выше диаглаговых габбро в разрезе располагаются черные и буро-фиолетовые массивные базальты. Среди них отмечаются также горизонты шаровых лав (рис. 30). Базальты характеризуются интерсертальной структурой, образованной радиально-лучистыми лейстами основного плагиоклаза, между которыми расположены листоватые и лучистые агрегаты моноклинного пироксена и разложенное стекло (?). В чередовании с базальтами встречаются мелкообломочные брекчии. Наиболее тонкообломочные косослоистые разности обломочных пород, вероятно, являются пепловыми туфами.

Шаровые базальты и базальтовые порфириты представлены оливиновыми разностями. Корка шаровых базальтов сложена стекловатыми базальтовыми порфиритами. В них наблюдаются хорошо ограниченные кристаллы оливина, моноклинного пироксена и плагиоклаза (интрателлурические вкрапленники); порфиробласты более позднего плагиоклаза (лабрадор) создают гломеропорфировые структуры. Можно видеть, как игольчатые выделения плагиоклаза второй генерации «пррезают» зерна оливина. Оливин часто замещен антигоритом. Порфиробласты погружены в бурую часто неполяризовую массу, в которой при большом увеличении удастся различить коричневые слабо угасающие «снопики» и лучистые агрегаты кристаллов моноклинного пироксена. При углублении к центру отдельных шаров количество стекла убывает, в результате чего порода принимает нормальный базальтовый, а зачастую и диабазовый облик. По мере приближения к неправильным телам габброидов степень раскристаллизации пород увеличивается, и в шлифах можно наблюдать совершенно постепенный переход к габбро. Часто в таких породах видны остатки стекловатой массы эффузивов.

Базальты в низах разреза заключают крупные сильно милонитизированные тела габброизованных серпентинизированных дунитов. Мощность таких тел достигает 10—15 м. Выше по разрезу в базальтах наблюдаются полосы, жилообразные выделения и линзы (мощностью от 0,3 до 2—3 м) амфиболовых средне- и крупнозернистых габбро. Контакты габброидов с вмещающими породами расплывчатые, извилистые. Вблизи контакта последних наблюдаются прожилки, расплывчатые пятна и скопления крупных кристаллов плагиоклаза и амфибола. Вмещающие породы в зонах развития габброидов также сильно милонитизированы и превращены в мелкозернистые метаморфические амфибол-плагиоклазовые породы (амфибол + андезин-лабрадор) со структурой, меняющейся от роговиковой до гранобластовой. Все это свидетельствует о габброизации базальтов в условиях низких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма.

Габброиды и базальты пронизаны огромным количеством пластовых тел и даек авгитовых диабазов и базальтов. В нижней части разреза меланокра-

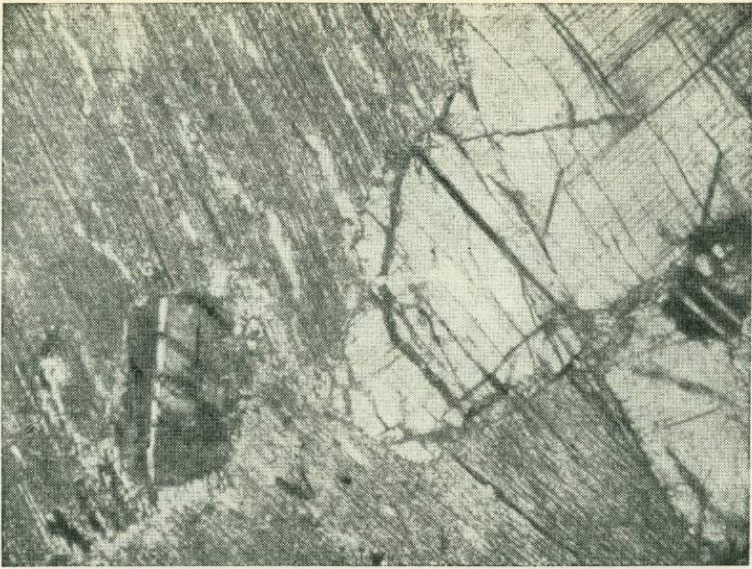


Рис. 29. Крупнозернистое диаллаговое габбро. Шлиф  $\frac{5}{H-72}$ . Увел.  $4 \times 3,7$



Рис. 30. Реликты подушечной отдельности в диабазах верхней части габброидного комплекса п-ова Камчатский мыс, р. Медвежья



Рис. 31. Дайки базальтов и долеритов в габброидах, берег Камчатского залива

тового фундамента они образуют систему пластовых тел мощностью от 0,5—1 до 15—20 м, неравномерно повторяющихся в разрезе через 0,5—10 м (рис. 31). Вверх по разрезу количество и мощность пластовых тел увеличиваются и они сливаются в гигантский силл мощностью 2500—3000 м и протяженностью 15—20 км. Силл состоит из отдельных пластовых тел диабазов различного строения — от мелкозернистых с офитовой и гиало-офитовой структурой до крупнозернистых с диабазовой структурой. Контакты одного тела диабазов с другим интрузивные, что свидетельствует о длительности формирования дайкового комплекса.

Средняя часть разреза фундамента, сложенная в основном диаллаговыми габбро, почти лишена пластовых тел и даек диабазов. Вновь эти породы появляются уже в верхней части разреза. Количество их вверх по разрезу резко увеличивается, и самая верхняя его часть сложена практически одними диабазами.

Габбро-диабазы и диабазы верхней части разреза зеленовато-серые, темно-серые, почти черные с порфиоровыми выделениями плагиоклаза. Текстура пород массивная или мелкопятнистая из-за наличия мелких сростков пироксенов. Структура порфировая, долеритовая. Породы состоят из идиоморфных вытянутых лейст основного плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены изометричными зернами моноклинного пироксена. Акцессории чаще всего представлены магнетитом, вторичные минералы амфиболом и хлоритом, реже — эпидотом.

В порфиоровых разностях вкрапленники плагиоклаза образуют призматические зерна размером от 1 до 2,5 мм. Общее количество фенокристов достигает 30%. По составу плагиоклаз отвечает лабрадор-битовниту (№ 70—80), тогда как в основной массе он представлен лабрадором (№ 60—70). Вкрапленники плагиоклаза большей частью деанортитизированы, с развитием серицита, хлорита и цеолитов. Моноклинный пироксен, по составу близкий к клинопироксенам диаллаговых габбро, выполняет интерстиции в виде изометричных зерен размером 0,1—0,15 мм. Как правило, по пироксену развивается светло-зеленый волокнистый уралит ( $2V = +77^\circ$ ,  $cNg = 14^\circ$ ), агрегаты почти бесцветных игольчатых зерен актинолита ( $2V = +80^\circ$ ,  $cNg = 12^\circ$ ) и листоватые зерна хлорита.

Амфиболизация габброидов, габбро-диабазов и базальтов, видимо, связана с появлением поздней генерации плагиоклаза и деанортитизацией плагиоклаза вкрапленников.

В отдельных зонах мощностью от 3 м до нескольких десятков метров породы фундамента (включая интрузивные диабазы и базальты) милонитизированы, катаклазированы и метаморфизованы до амфиболовых сланцев.

Как видим, в южной части п-ова Камчатский мыс развиты разнообразные по составу и внешнему облику породы основного и ультраосновного состава. Петрографическое изучение этих пород и их соотношений позволяет сделать вполне определенные выводы об их происхождении. Габброиды (пироксеновые и оливковые габбро, габбро-пегматиты и др.), развитые преимущественно в нижних частях разреза пород фундамента, образовались, скорее всего, за счет процессов метасоматической переработки (пироксенизации и фельдшпатизации) ультраосновных пород. Для верхней части фундамента, где широко развиты шаровые базальты, процесс габброизации, по-видимому, был аналогичен, но либо протекал в иных породах и иной фациальной обстановке, либо был оторван во времени от более ранней габброизации.

Не исключено, что в составе фундамента встречаются породы, образование которых связано с частичным анатексисом и перемещением вещества внутри комплекса габброидов, в результате чего появились породы с типичными диабазовыми и офитовыми структурами (пегматоидные габбро). Габброизация ультраосновного цоколя и перекрывающих его базальтов завершилась внедрением пластовых тел и даек диабазов. Наиболее молодыми процессами в становлении фундамента можно считать рассланцевание и амфиболизацию. С ними связано и появление новообразованного более кислого плагиоклаза. Возможно, что появление роговой обманки и более кислого плагиоклаза было оторвано во времени от рассмотренных ранее процессов.

Габброиды, обнаженные в южной части п-ова Камчатский мыс, разбиты серией субширотных и северо-западных разломов типа взбросов на серию блоков, вытянутых параллельно простиранию южного берега полуострова (Марков и др., 1969). Благодаря этому такая последовательность залегания габброидов — с преобладанием включений ультраосновных пород в нижней части и включений метавулканитов в верхней — повторяется в некоторых разрезах дважды (реки Мутная, Медвежья и др.).

Разломы в габброидах представляют собой вертикальные 20—30-метровые зоны превращенных в тектоническую глинку пород, содержащих отдельные линзовидные тела размером  $10 \times (2-3)$  м серпентинизированных ультрабазитов. При ударе молотком последние распадаются на отдельные будины. Наличие этих пород, выжатых в зонах разломов, позволяет предполагать, что ниже габброидов располагаются ультраосновные образования.

Таким образом, очевидно, что меланократовый фундамент на п-ове Камчатский мыс состоит в нижней части из габброидов (метасоматически измененных ультрабазитов), а в верхней — из базальтов и рвущих их диабазов и долеритов. Каково было первичное соотношение ультрабазитов и перекрывающих их эффузивов неясно, так как средняя часть комплекса пород фундамента представлена сейчас сложным сочетанием разнообразных метасоматических габброидов, а кроме того нарушена серией продольных разломов (см. рис. 18, 19).

Самыми древними стратифицированными образованиями на полуострове являются меловые отложения африканской серии (Борзунова и др., 1969; Марков и др., 1969). Их контакты с габброидами вскрыты в долинах почти всех рек, впадающих в Камчатский залив с севера. Иногда (долины рек Мутной и Водопадной) эти два комплекса пород контактируют по зоне разлома, падающего довольно полого на север-северо-восток под отложения мела. Вблизи зоны разлома в габброидах и эффузивах верхнего мела наблюдается повышенная трещиноватость, а сама плоскость разлома выполнена глиной трения мощностью около 20—25 м. Однако в ряде мест (долины рек Мед-

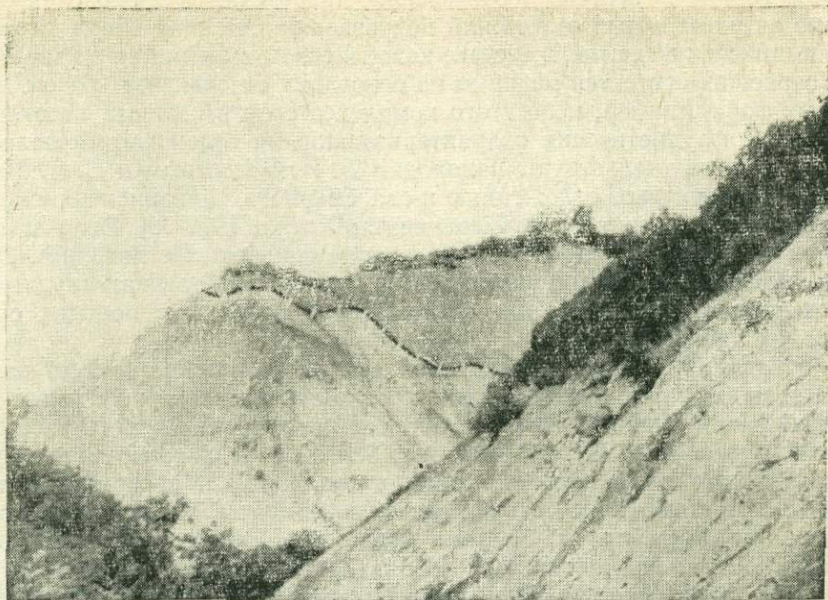


Рис. 32. Несогласный контакт отложений верхнего мела и габброидов, правый приток р. Каменной

вежью, Стремительной, Каменной) наблюдается ненарушенное, нормальное налегание эффузивов основания африканской серии на габброиды.

В первом от берега моря правом притоке р. Каменной в 750 м выше его устья этот контакт хорошо виден издали, так как на зеленые, темно-зеленые габброиды налегают красные эффузивы и туфы африканской серии. Вблизи контакта габброиды теряют монолитность, распадаясь на отдельные блоки, часто неправильной формы. Ближе к контакту раздробленность габброидов увеличивается, отдельные блоки уменьшаются в размерах. Пространство между ними выполнено зеленой хлоритово-глинистой массой<sup>1</sup>. Мощность зоны разрушенных габброидов в разных обнажениях разная. В долине р. Каменной она достигает 10—12 м, в правом ее притоке она меньше и равна 3—5 м. Контакт эффузивов с габброидами неровный с отдельными карманами. Он четко прослеживается в правом борту реки Каменной, полого погружаясь вверх по течению реки (рис. 32). Вышележащие отложения верхнего мела представлены красноватыми на выветрелой поверхности и темно-серыми на свежем сколе порфириновидными шаровыми базальтами. Эти породы содержат отдельные прослои красных туфобрекчий и гиадокластитов. Отдельные мелкие обломки габброидов, диабазов и базальтов оказываются заключенными в междушаровых пространствах, где они цементируются красным туфовым материалом и зеленой хлоритово-глинистой массой. Такие же обломки наблюдаются и в прослоях красных туфов. В прослоях туфобрекчий и здесь, и выше по разрезу обнаруживаются обломки всех пород разреза фундамента. Близкое строение контакта верхнемеловых отложений с габброидами наблюдалось автором в долине р. Стремительной и М. Ю. Хотиным в долине р. Медвежьей. Все эти данные с несомненностью свидетельствуют о том, что габброиды залегают ниже отложений верхнего мела, являясь тем фундаментом, на котором проходило накопление последних.

В составе вышележащего комплекса пород выделяются уже упоминавшиеся отложения верхнего мела (африканская серия), палеогена (стол-

<sup>1</sup> По данным В. И. Муравьева она состоит из хлорита и коренсита.

бовская серия) и неогена (богачевская, тышевская и ольховская свиты). Первые из упомянутых отложений подразделяются снизу вверх на смагинскую и пикежскую свиты, в составе каждой свиты выделяется по две подсвиты. Возраст их считается меловым на основании отдельных находок верхнемеловых фораминифер, небогатого комплекса спор и пыльцы, несогласного перекрытия фаунистически охарактеризованными отложениями палеогена. Об этом же свидетельствуют и находки Б. И. Слядневым и С. А. Мельниковой в аналогичных отложениях п-ова Озерного раковин верхнемеловых иноцерам (определения М. А. Пергамент; Хотин, 1972 б). Все эти данные датируют верхний возрастной предел рассматриваемых отложений. Однако их нижняя возрастная граница в общем не известна, так как скудные фаунистические и флористические остатки были собраны в породах средней и верхней частей разреза.

В основании разреза африканской серии в большинстве мест залегает пачка шаровых лав с отдельными прослоями красных пелитовых туфов и туфобрекчий (нижняя часть смагинской свиты). Мощность этой пачки в верхнем течении р. Мутной достигает 80—90 м. В средней части ее содержится 7—8-метровый прослой красных пелитовых и алевритовых туфов. В пачке эффузивов присутствуют диабазы, спилиты, оливиновые базальты и базальтовые порфириды. Местами мощность эффузивов меняется, вплоть до полного их исчезновения (р. Водопадная).

Вышележащие части нижней подсвиты смагинской свиты сложены чередованием пелитовых, алевролитовых, реже алевропсаммитовых туфов, зеленых, зеленовато-серых, с тонкими, часто выклинивающимися прослоями и линзами ярко-зеленых, реже красных кремней и кремнистых туфов. Для пород характерны неясно полосчатые, сходные с турбидитными текстурой. Местами встречаются типичные красные и фиолетовые яшмы. Мощность пород нижней подсвиты смагинской свиты колеблется в разных разрезах от 1000 до 1200 м.

Вверх по разрезу отложения нижней подсвиты постепенно сменяются породами верхней подсвиты. Граница между ними проводится по появлению пачек и неправильной формы тел, состоящих из эффузивов и кремнисто-карбонатных пород. В некоторых разрезах встречается до семи таких тел. Мощности каждого из них варьируют от 2—3 до 40—50 м. Каждый горизонт кремнисто-карбонатных пород начинается покровом эффузивов (базальтов), залегающих в его основании. Вышележащая часть горизонта обычно имеет двух- или трехчленное строение и представляет собой тонкое (1—5 см) переслаивание красных, розовых, серых яшм с пелитоморфными серыми, коричневыми, розовыми известняками. Часто к ним добавляются прослой красных гематитизированных аргиллитов. Остальная часть разреза верхней подсвиты сложена неясно слоистыми пелитовыми, алевропелитовыми и реже алевропсаммитовыми туфами и туффитами, внешне сходными с породами нижней подсвиты. Мощность пород колеблется от 500 до 800 м.

Выше с постепенным переходом эти породы сменяются отложениями пикежской свиты, которая разделяется на две подсвиты. Нижняя из них представлена в основном монотонными неясно слоистыми зеленоватыми и зеленовато-сиреневатыми пелитовыми кремнистыми туфами с отдельными прослоями и линзами серых дымчатых полупрозрачных кремней, вишневых алевритовых и зеленоватых кристаллолитокластических туфов. В составе туфов различаются обломки плагиоклаза, пироксенов, кварца и эффузивов. В породах широко развиты цеолиты, реже встречаются пренит и пумпеллит. В верхней части подсвиты в ряде разрезов появляются линзы и маломощные прослой мелкозернистых биотитовых песчаников. Общая мощность подсвиты около 700—800 м.

Совершенно иное строение имеет верхняя подсвита пикежской свиты, залегающая согласно и с постепенным переходом на подстилающих образованиях. Она сложена темно-серыми мелкозернистыми биотитовыми песча-

никами с прослоями алевролитов, черных аргиллитов и пелитовых туфов. Прослои не выдержаны по простиранию, часто выклиниваются. Мощность отдельных прослоев варьирует от 0,6 до 2 м. В некоторых разрезах (верховья рек Медвежьей и Мутной) количество прослоев черных аргиллитов резко увеличивается. Довольно редко в песчаниках наблюдаются мелкие желваки серых тонкозернистых известняков. В песчаниках Г. Н. Курновой определен верхнемеловой комплекс спор и пыльцы. Песчаники характеризуются неравномернoзернистой структурой и массивной текстурой. Они состоят из обломков полевых шпатов (до 55—60%), представленных преимущественно плагиоклазами среднего и основного состава, кварца (до 20—25%), биотита (5—10%), микропегматита (до 1%) и акцессорных минералов: апатита (доли процента), сфена (до 1%), эпидота (до 2%), ортита (доли процента), циркона (доли процента). Обломки пород представлены андезитовыми порфиритами (до 3%) и пепловыми туфами (до 2%). Мощность пород верхней подсвиты пикежской свиты меняется от 500 до 700 м в разных разрезах, в целом увеличиваясь к востоку.

М. Ю. Хотин (1972а, б), изучавший литологию отложений африканской серии, отмечает, что в их составе могут быть выделены две ассоциации пород. Нижняя из них — вулканогенно-кремнистая — сложена в основном тонкими туфами с прослоями и линзами яшм, туфогенных силицитов, кремнисто-карбонатных и кремнисто-карбонатно-туфогенных пакетов, более грубых туфов, туффитов, туффидов и покровами эффузивов. Для нее характерно наличие турбидитных текстур в прослоях более грубых туфов и туффитов и незначительные фациальные изменения в целом при невыдержанности отдельных мелких прослоев. Весьма характерны эффузивы, известняки, яшмы, полностью аналогичные тем, которые были описаны Э. Бейли и М. Блейком (1969а) для францисканской формации Береговых хребтов Калифорнии. В состав этого комплекса следует включать отложения смагинской свиты и нижней подсвиты пикежской свиты.

От нижележащих образований резко отличаются существенно терригенные образования верхней подсвиты пикежской свиты. Преобладающие породы этого комплекса — граувакковые аркозы (по терминологии В. Д. Шутова, 1967), в которых распространены обломки экзотических пород — микропегматитов и минералов — ортита и циркона. Нельзя, однако, забывать и о том, что преобладающая роль в составе обломочной фракции этих пород принадлежит «местному» материалу и что песчаники постепенно сменяют отложения вулканогенно-кремнистого комплекса.

Меловые отложения п-ова Камчатский мыс прорваны ультраосновными породами массива горы Солдатской. При решении вопроса о характере внедрения пород этого массива возникают те же проблемы, которые уже неоднократно обсуждались в геологической литературе (Добрецов, 1964б; Книппер, 1969б; и др.). Дело в том, что неправильная форма массива с отдельными глубокими «заливами» во вмещающие породы, наличие узких полосок (2—3 см) ороговикoванных пород вдоль контакта с массивом как будто свидетельствуют о внедрении горячей ультрабазитовой магмы (Долматов, Хотин, 1969). В то же время очень малая мощность зон осветления и ороговирования, наличие в гранатах роговиков 53—60% гроссуляра, что позволяет предполагать температуру их образования в пределах 600—800°C (данные Н. В. Луцкиной), говорят о внедрении в общем уже переохлажденной или не полностью расплавленной магмы. К тому же контакты массива повсеместно полого падают под него. Одновременно с этим вдоль зон крупных разломов в пределах полуострова наблюдаются типичные протрузии ультраосновных пород, прорывающие те же самые толщи мелового возраста. Видимо, проблема внедрения ультраосновных пород и характер их взаимоотношений с вмещающими образованиями на п-ове Камчатский мыс (да и не только здесь) еще нуждаются в дополнительном сборе фактического материала. Строение массива сложное, в его составе выделяются гарцбургиты, дуниты, горнблендиты, в очень незначительном количестве при-

сутствуют серпентиниты, развитые преимущественно вдоль зон разломов (Долматов, Хотин, 1969).

На габброидах, отложениях мелового возраста и ультраосновных породах с перерывом и угловым несогласием залегают палеогеновые образования (столбовская серия; Борзунова и др., 1969). В составе серии выделяются (снизу вверх): тарховская, верещагинская, рифовская и баклановская свиты. Эти образования, имеющие общую мощность 10 000—12 000 м, представлены преимущественно терригенными и туфогенными породами с отдельными покровами базальтов и прослоями туфобрекчий в верхней и нижней частях разреза. Очень характерно наличие ритмичных, флишевидных пачек, а верхняя часть рифовской свиты и баклановская свита представляют собой типичный вулканогенный флиш. В палеогеновых отложениях часто встречаются обломки габброидов, ультрабазитов и пород мелового возраста. Возраст отложений столбовской серии достаточно надежно (несмотря на отдельные расхождения) датируется по остаткам макро- и микрофауны. Согласно данным Г. П. Борзуновой, Н. М. Райковой и других палеонтологов, возраст верещагинской свиты может быть палеоцен-эоценовым, рифовской — эоценовым, а баклановской — эоцен-олигоценным. Соответственно с этим возраст фаунистически не охарактеризованных пород тарховской свиты условно принимается палеоценовым (Борзунова и др., 1969).

Выше с разрывом и угловым несогласием залегают отложения нижнего и среднего миоцена (тюшевская серия), представленные терригенными породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами) с характерным флишеидным переслаиванием. Выходы этих пород на п-ове Камчатский мыс крайне ограничены. Они распространены в виде узких линзовидных тел, прижатых к зонам надвигов север-северо-восточного простирания. Мощность тюшевской серии на п-ове Камчатский мыс не превышает 200—250 м.

Вышележащие отложения верхнего миоцена и плиоцена слабо дислоцированы, а местами залегают почти горизонтально, перекрывая все толщи. Они приурочены в основном к впадине озера Нерпичьего, обнажаясь в ее краевых частях. Представлены эти отложения в нижней части обломочными толщами, сменяющимися вверх по разрезу толщей синих глин.

Структура п-ова Камчатский мыс резко отличается от таковой Восточной Камчатки (хр. Кумроч; Марков и др., 1969). В пределах полуострова преимущественно распространены разрывные и складчатые структуры северо-западного простирания. В целом полуостров представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, наиболее приподнятая южная часть которого сложена породами верхнего мела, гипербазитами и габброидами, протягивающимися вдоль юго-западного его побережья. Южное крыло горст-антиклинория опущено под воды Камчатского залива, но, судя по аэромагнитным данным, его строение здесь существенно не меняется. Северо-восточное крыло горст-антиклинория сложено палеогеновыми образованиями и отделено от ядра крупной зоной разломов (Пикежская зона разломов), к которой приурочены линзовидные тела серпентинитов, блоки габброидов и пород верхнемелового возраста. В вулканогенно-кремнистых образованиях африканской серии отчетливо выделяются складки с размахом крыльев от 0,3—0,8 до 1,3—2,0 км. Крылья этих складок, углы падения в которых варьируют от 45 до 70°, осложнены многочисленными антиклиналями и синклиналями более низких порядков. Широко развиты сбросо- и взбрососдвиги (Марков и др., 1969). Почти все дислокации этой зоны находят объяснение при принятии существования правосторонней сдвиговой компоненты северо-западного простирания. Исключение составляют субмеридиональные надвиги, которые, видимо, наложены на северо-западные структуры полуострова и их образование скорее всего связано со складчатыми движениями на Восточной Камчатке. В районе депрессии оз. Нерпичьего, видимо, происходит резкое торцовое сочленение северо-восточных структур Восточной Камчатки и северо-западных Алеутской дуги (Марков и др., 1969).

По сравнению со смежными частями Алеутской дуги этот район тектонически более приподнят, а слагающие его отложения сильнее дислоцированы. Благодаря этому здесь обнажены породы фундамента, подстилающего меловые и кайнозойские отложения этой части дуги. По всей видимости, породы меланократового фундамента и слагают тот геофизический «базальтовый» слой, который хорошо улавливается в пределах Алеут сейсмическими исследованиями.

Вышележащие стратифицированные образования мела, палеогена и неогена представлены двумя основными комплексами пород: вулканогенно-кремнистым и терригенно-флишоидным. Первый из них приурочен к нижней части разреза (африканская серия и тарховская свита) и для него по аналогии с францисканской формацией Калифорнии могут предполагаться глубоководные условия осадконакопления (Бейли, Блейк, 1969а; Хотин 1972а; Хотин, Марков, 1972).

Эти породы метаморфизованы слабее комплекса габброидов (прениит-пумпеллиитовая и цеолитовая фации метаморфизма). Появление терригенно-флишоидного комплекса, видимо, свидетельствует о развитии поднятий в Алеутской дуге и о существовании близких постоянных источников сноса. Это подтверждает и состав обломочного материала. Процесс роста Алеутской островной дуги продолжается и в настоящее время, к северу и к югу от нее продолжают формироваться обломочные толщи, образующиеся за счет размыва зон поднятий.

Более южные выходы пород меланократового основания рассматривались при описании метаморфических комплексов Камчатки и Сахалина. Существование аналогичных комплексов горных пород устанавливается и в Японии (структурный пояс Куросэгава).

#### Остров Хонсю (структурный пояс Куросэгава)

Южнее зоны Самбагава, в пределах зоны Титибу, на дневную поверхность в тектонических блоках выведены метаморфические образования, более древние, чем породы зоны Самбагава. Их рассмотрение интересно, поскольку они являются тем фундаментом, на котором произошло заложение древней палеозойской островной дуги Японии (во всяком случае внешней ее части). Выходы этих образований получили наименование структурного пояса Куросэгава. Местоположение пояса, а также местоположение выходов метаморфических пород отчетливо видны на карте, приведенной в статье Т. Матсумото и других (Matsumoto а. о., 1968; рис. 33).

Пояс Куросэгава представляет собой крупную зону разломов, вдоль которой выведены (выжаты) на дневную поверхность отдельные блоки метаморфических пород (комплекс Тэрано), своеобразные протокластические гранитоиды Митаки, а также более молодые образования («Геологическое развитие. . .», 1968; Matsumoto а. о., 1968). Выходы этих пород представляют собой отдельные линзовидные тела вдоль разломов (рис. 34, 35). Размеры некоторых из них достигают  $5 \times 1$  км, но чаще всего  $40 \times 50$  см. Даже в мелких телах, как правило, бывают выведены на поверхность все три упомянутых комплекса горных пород.

Комплекс Тэрано в районе Митаки представлен сильно окремненными сланцами и амфиболитами, распространенными в виде ксенолитов в гранитах Митаки. На о. Сикоку на юго-западном продолжении зоны Титибу были обнаружены гранатовые амфиболиты и эпидот-актинолитовые сланцы. Гранаты этих пород содержат около 10% магния и сходны с гранатами некоторых эклогитов. Часть этих пород, видимо, является регрессивно измененными габбро и эклогитами. Как отмечают авторы монографии «Геологическое развитие Японских островов» (1968), по метаморфизму породы комплекса Тэрано резко отличаются от глаукофановых сланцев зоны Самбагава. В последней глаукофановым и зеленосланцевым метаморфизмом затронуты эффузивы, кремнистые и глинистые сланцы, граувакки позднего

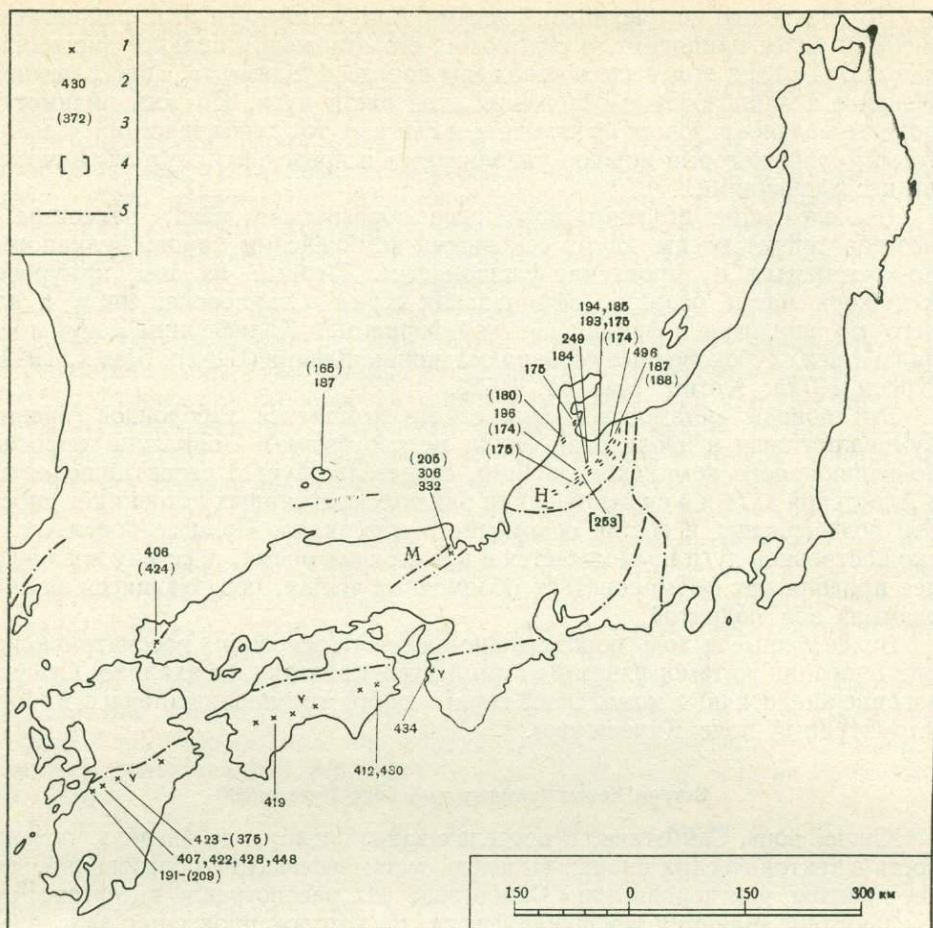


Рис. 33. Карта распространения метаморфических пород, взятых для определения радиологического возраста (Matsumoto a. o., 1968)

1 — районы распространения метаморфических пород;  
2 — 4 — цифры, полученные:  
2 — Rb — Sr методом,

3 — K — Ar методом,  
4 — Rb<sup>206</sup> — Rb<sup>207</sup> методом по циркону;  
5 — зона Медианы.

Буквы на карте:  
H — зона Хида;  
M — пояс Майзуру;  
V — пояс Куросэгава

палеозоя и, возможно, раннего мезозоя. Возраст метаморфизма мезозойский (Добрецов, Курода, 1969; Hayase, Ishizaka, 1967).

Как видим, во внешней зоне Японии вскрывается весьма своеобразный комплекс пород, представленный в нижней своей части амфиболитами, габброидами и эклогитоподобными породами, являющимися, видимо, тем основанием, на котором произошло заложение Японской островной дуги.

Здесь же выжаты по разломам верхнесилурийско-нижнедевонские отложения группы Оканаро (Hamade, 1965). Они представлены песчаниками, аргиллитами, спилитами, кератофирами и их пирокластическими аналогами. Встречаются редкие и маломощные прослои внутриформационных мелкогалечных конгломератов. Галька этих пород представлена в основном породами группы Оканаро, но встречаются и отдельные гальки экзотических пород — гранитов, серицит-биотитовых сланцев и биотитовых гнейсов.

Эти породы, как и породы группы Тэрано, встречаются в виде ксенолитов в гранитоидах митаки. Последние представляют собой биотитроговообманковые гранодиориты и крупнозернистые лейкократовые биотитроговообманковые граниты. Иногда встречаются небольшие тела габбро. Структуры пород несколько необычны — они неоднородны, сильно

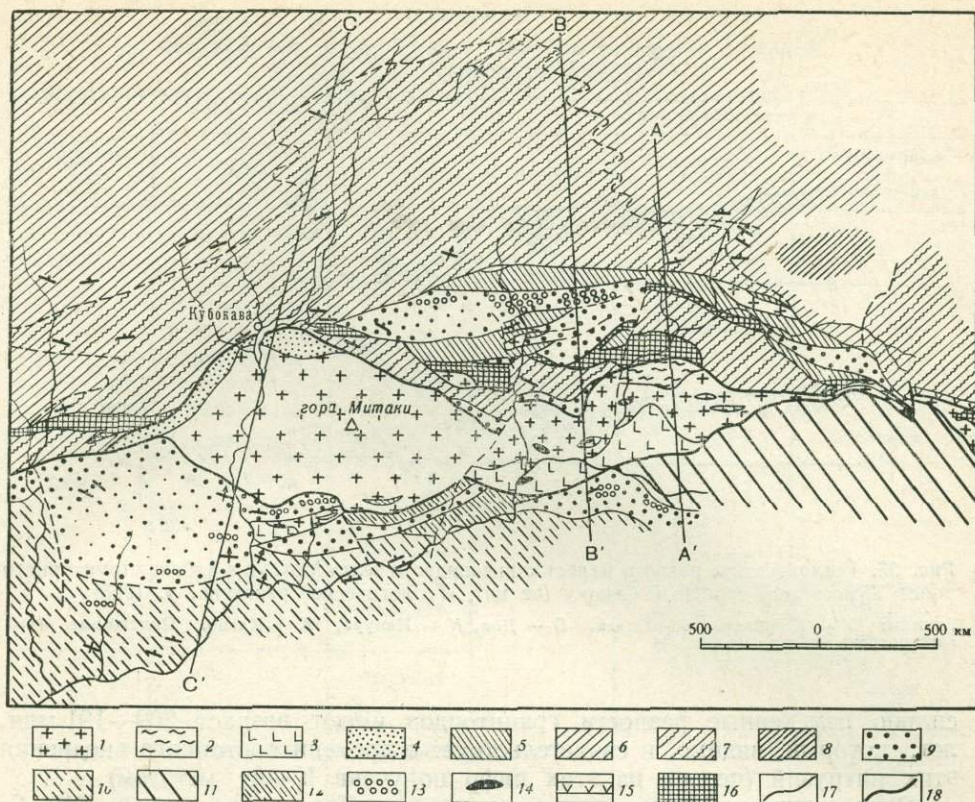


Рис. 34. Геологическая карта районов Митаки и Тэрано (западный Сикоку), иллюстрирующая строение структурного пояса Куросэгава (из кн.: «Геологическое развитие...», 1968)

- |  |                                |                                    |   |   |   |                            |                         |  |   |                              |  |   |                         |                                  |                             |                                   |                    |                  |                       |                             |               |                         |
|--|--------------------------------|------------------------------------|---|---|---|----------------------------|-------------------------|--|---|------------------------------|--|---|-------------------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------|-----------------------|-----------------------------|---------------|-------------------------|
| 1 — 5 — породы и формации структурного пояса Куросэгава: | 1 — изверженные породы Митаки, | 2 — метаморфические породы Тэрано, | 3 — группа Оканаро (верхний силур — девон), | 4 — формация Кубокава (возможно, пермского возраста, испытала слабый контактовый метаморфизм) | 5 — молдые палеозойские отложения, включенные в | изверженные породы Митаки; | 6 — 10 — северная зона: | 6 — группа Юсукава (средняя и верхняя? пермь), | 7 — группа Дитто (метаморфизована до образования кристаллических сланцев) | 8 — группа Нагасаки (пермь), | 9 — группа Кагио и ее аналоги (верхняя юра или нижний карбон), | 10 — аналог группы Немура и ее аналоги (пермь); | 11 — 16 — средняя зона: | 10 — группа Дои (верхняя пермь), | 11 — группа Немура (пермь), | 12 — группа Ондзи (нижняя пермь), | 13 — конгломераты, | 14 — известняки, | 15 — дайковые породы, | 16 — ультраосновные породы; | 17 — разломы; | 18 — надвиг Каманокава. |
|--|--------------------------------|------------------------------------|---|---|---|----------------------------|-------------------------|--|---|------------------------------|--|---|-------------------------|----------------------------------|-----------------------------|-----------------------------------|--------------------|------------------|-----------------------|-----------------------------|---------------|-------------------------|
- A—A', B—B', C—C' — линии разрезов. (см. рис. 35). Линзовидное тело, заключенное в разломах надвига, представляет основную часть пояса Куросэгава

раздроблены и полосчатые. Переходы между породами, слагающими отдельные полосы, постепенные.

От каменноугольных и пермских образований гранитоиды Митаки, как правило, отделены зонами разломов. Однако имеются указания на то, что в ряде мест наблюдаются их апофизы в отложениях нижней перми («Геологическое развитие Японских островов», 1968; Mastumoto a. o., 1968). Это дает основание ряду исследователей говорить о ремобилизации этих гранитов и их повторном внедрении в раннепермское время. Как видим, и во внешней зоне Японии на дневную поверхность оказывается выведен меланократовый фундамент. Можно думать, что аналогичные образования подстилают также метаморфиды зон Рекэ и Самбагава.

Согласно данным Т. Матсумото и других (Matsumoto a. o., 1968), возраст гранитов Митаки, определенный Rb—Sr методом по биотитам, равен 434—375 млн. лет. Эти данные и заставляют некоторых японских геологов говорить о ремобилизации гранитоидов Митаки в пермскую эпоху. Некоторые

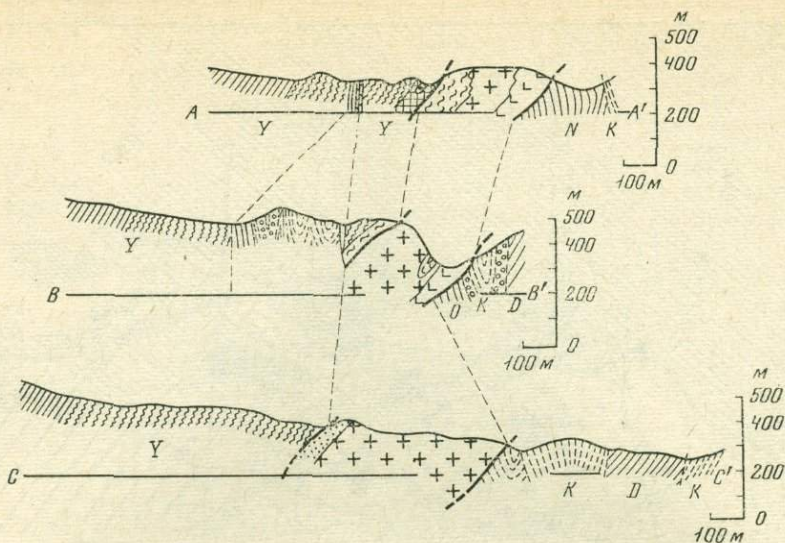


Рис. 35. Геологические разрезы вкост «линзовидного тела» Митаки в районе структурного пояса Куросэгава, западный Сикоку (из кн.: «Геологическое развитие...», 1968)

Группы: Y — Юсукава, O — Ондзи, D — Дои, N — Немура, K — Кагио, Положение каждого разреза указано на рис. 34

сильно измененные разности гранитоидов имеют возраст 209—191 млн. лет, который, видимо, и свидетельствует о времени повторного внедрения этих интрузий (первая из этих цифр получена К—Аг методом).

Радиологический возраст пород комплекса Тэрано, по данным Rb—Sr метода по мусковиту, оказывается равным 448—442 млн. лет и близким к возрасту гранитоидов Митаки. Несомненно, однако, что последние прорывают отложения комплекса Тэрано и радиологические данные скорее свидетельствуют о времени следующего этапа метаморфизма. Возраст самих же меланократовых пород комплекса Тэрано может быть и более древним.

Рассмотрение метаморфических толщ внешней части Японской островной дуги показывает, что в ее основании залегают метаморфические образования «симатического» состава, представленные амфиболитами, роговообманковыми гнейсами, эклогитоподобными породами и габбро. Возраст метаморфизма этих пород, как неоднократно отмечалось, равен 500—450 млн. лет. Для решения вопроса о том, какую тектоническую природу имело это меланократовое основание Японской островной дуги, принципиальным представляется рассмотрение особенностей тех осадков, которые накапливались на нем.

Как известно, такими образованиями являются отложения силура и нижнего девона («Геологическое развитие...», 1968). Эти отложения известны только в трех районах Японской островной дуги: 1) в южной части гор Китаками; 2) в зоне Хида и 3) в блоках древних пород, выведенных на поверхность вдоль структурного пояса Куросэгава. Их рассмотрению посвящено достаточно много работ (Hamada, 1959, 1965; Minato, 1966; Suzuki, Minato, 1958; «Геологическое развитие...», 1968; и др.), хотя единодушной точки зрения на условия их накопления и тектоническую природу среди японских геологов нет. Возраст этих отложений и их корреляция видны из табл. 7, взятой из работы Т. Хамада (Hamada, 1965).

Из этой таблицы отчетливо видно, что наиболее древние образования встречаются в структурном поясе Куросэгава. Здесь они представлены песчаниками с прослоями тонкослоистых зеленых плотных туфов базальтового состава, наиболее часто встречающихся в средней части (стадия  $g_1$ ). Мощность этих пород всего около 10—15 м (рис. 36).

Таблица 7

Сопоставление силурийских и девонских отложений о. Хонсю  
(Hamada, 1965)

Система	Возраст		Район распространения		
	Ярус	Подъярус	Зона Хида	Китаками— Абукума	Структурный пояс Куросэгава
Девон	Фаменский		Серия Кийоми	Серия Тобигамоори	?
	Живетский		—	Серия Накадзато	Стадия $g_4$
	Эйфельский				
	Кобленцкий		Серия Така- харагава	Серия Оно	
	Жединский		Серия Фукай	Серия Такаинари	Стадия $g_3$
	Лудловский	Верхний			
Нижний					
Силур	Венлокский	Верхний	—	—	Стадия $g_2$
		Средний			Стадия $g_1$
		Нижний			

Выше следуют образования стадии  $g_2$ . Это известняки, известковистые и туфогенные песчаники, туфогенные сланцы с отдельными прослоями конгломератов. Последние представляют собой сланцы с мелкой (до 3 см) хорошо окатанной и рассеянной галькой пород, экзотических для территории Японии. Общая мощность конгломератов не превышает 25 м.

Образования вышележащей стадии  $g_3$  представлены массивными органогенными известняками с примесью туфогенного материала и редкими прослоями туфов и андезитов. Мощность известняков резко изменчива, но не превышает 240 м. По характеру остатков фауны, изменению мощностей и особенностям литологии они больше всего, как отмечает Т. Хамада, напоминают рифовые известняки начальной стадии роста рифа.

Отложения серии Каваути, распространенные в горах Китаками, напоминают породы стадии  $g_3$ . Они представлены черными и серыми битуминозными известняками, чередующимися с черными тонкими сланцами. Их мощность не превышает 250—300 м. В составе серии Каваути распространены своеобразные известняковые брекчии, напоминающие брекчии подножий рифов.

В венлокское и раннелудловское время в районе Японских островов, видимо, начинают формироваться рифовые постройки. При этом, как пишет Т. Хамада (Hamada, 1965), рифы, развитые во внешней зоне Японии, сильно напоминают современные барьерные рифы Тихого океана, в то время как рифы районов Китаками — Абукума более похожи на внутренние рифы, развивающиеся близко к береговой линии. Образованию рифов и в том, и в другом районе предшествует накопление толщи черных сланцев, известняков, туфогенных пород и очень маломощных прослоев внутриформационных конгломератов.

Более верхние части разреза существенно отличаются от нижележащих. В районе Китаками — Абукума это отложения серии Такаинари, представленные 50—100-метровой толщей красно-розовых, серовато-черных, зеленых кремнистых и кремнисто-туфогенных сланцев с большим количеством радиолярий.

Во внешней части Японии (структурный пояс Куросэгава) — это мощная толща туфогенных пород с прослоями кератофигов, андезитов, базальтов и их туфов. В породах этой части разреза также обильны остатки радиолярий (стадия  $g_4$ ). Встречаются линзовидные маломощные прослои конгломератов, содержащие гальку (до 3 см в диаметре) гранитов и метаморфических пород.

Аналогичные образования сменяют радиоляриты серии Такаинари в районе Китаками — Абукума (серии Оно, Накадзато и Тобигамори), охватывающие по возрасту интервал от верхов силура до конца девона. Лишь в зоне Хида до кобленцкого времени продолжается накопление рифогенных известняков (серия Фукуй), которые выше по разрезу сменяются алевролитами с прослоями известняков и порфириновых туфов.

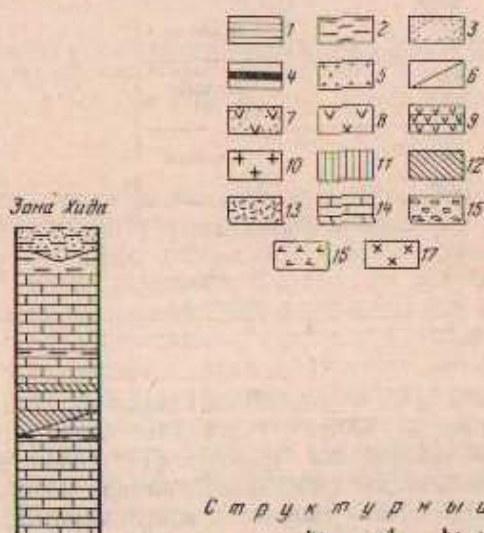


Рис. 36. Схема сопоставления разрезов силурийских и девонских отложений Японии (Hamada, 1965)

- 1 — кремнистые породы;
- 2 — сланцы;
- 3 — песчаники;
- 4 — тонкослоистые аргиллиты;
- 5 — конгломераты;
- 6 — зоны переслаивания;
- 7 — туфогенные песчаники;
- 8 — риолиты зеленокаменно-измененные;
- 9 — сланцевые риолиты;
- 10 — риолиты;
- 11 — туфы кератофигов;
- 12 — туфы плаггиолиаритов;
- 13 — туфы диабазов и базальтов;
- 14 — известняки;
- 15 — линзы известняков;
- 16 — известняковые конгломераты и брекчии;
- 17 — гранитоиды



Мощности «надрифового» комплекса пород огромны и местами (район Китаками — Абукума) достигают 3000—4000 м.

Почти все геологи рассматривают породы «надрифового» комплекса как типичные эвгеосинклинальные образования (Minato, 1966; Hamada, 1965; «Геологическое развитие. . .», 1968; и многие др.).

Следовательно, с конца силура и до начала девона в Японской островной дуге возникли типичные геосинклинальные условия осадконакопления. В этой связи крайне интересным представляется рассмотрение тех пород, которые залегают между эвгеосинклинальной колонной пород и симатическим фундаментом Японской островной дуги.

Именно по этому вопросу не существует единого мнения у японских геологов. М. Минато в книге «Геологическое развитие Японских островов» (1968, стр. 59) пишет: «Таким образом, силурийские отложения (а, видимо, и нижнедевонские. — М. М.) Японии не только наиболее древние, фаунистически охарактеризованные, но и эпиконтинентальные, сформировавшиеся после длительного периода эрозии, имевшего место в позднем синии. Доказательством этому служит их относительно небольшая мощность и обедненность пирокластическим материалом. Эти морские осадки несомненно отлагались на довольно устойчивом фундаменте». Как видим, концепция вполне определенная.

Рассмотрим теперь характер силурийских и нижнедевонских отложений. Здесь отчетливо выделяются несколько литолого-генетических комплексов пород. Во-первых, это рифовые известняки, которые свидетельствуют не только об эпиконтинентальных условиях накопления. Во-вторых, это радиоляритовые кремнистые сланцы, черные аргиллиты и туфогенные сланцы, которые, наоборот, являются наиболее типичными глубоководными океаническими осадками, о чем пишут и сами японские геологи (Hamada, 1959, 1965). Следует напомнить, что эти породы часто не только образуют самостоятельные пачки, но и находятся в переслаивании с песчаниками. Следовательно, единственными породами, которые могут рассматриваться как доказательство мелководного характера силурийско — нижнедевонских отложений, являются песчаники и линзовидные прослойки внутриформационных конгломератов. Однако нельзя забывать, что эти породы находятся в переслаивании с радиоляритами, что в конгломератах находится лишь мелкая галька экзотических пород (Hamada, 1965) и что остатки фауны в этих породах часто окатаны и, видимо, переотложены («Геологическое развитие. . .», 1968). Сейчас известно, что в глубоководных частях океана благодаря наличию мутьевых потоков часто накапливаются терригенные отложения вплоть до крупногалечных конгломератов. Видимо, именно этим фактом и можно объяснить переслаивание в одном и том же разрезе радиоляритов, песчаников и конгломератов. Возможность совместного нахождения таких ассоциаций пород в глубоководных океанических осадках стала особенно очевидной после опубликования результатов бурения в Атлантике — скв. 6 и 7 в районе Бермудских островов («Initial Reports. . .», 1968 — 1972).

Имеющиеся данные скорее свидетельствуют в пользу точки зрения тех геологов (Hamada, 1965; и др.), которые считают отложения силура и низов девона относительно глубоководными.

Если эти выводы справедливы, то на симатическом фундаменте во внешней части Японской островной дуги в силуре и в начале девона накапливались типичные океанические осадки. Затем в этой зоне сформировались две полосы рифов (одна из них располагалась в зонах Хида и Китаками, а вторая в зоне Самбагава). Возможно, именно эти области и предопределили затем расположение зон поднятий и плаггиогнейсового метаморфизма.

Только после этого формируются типичные эвгеосинклинальные девонские отложения. Причем в прогибание была вовлечена и зона Хида.

Хотелось бы обратить внимание на один интересный факт: с заложением эвгеосинклинали Японских островов в девоне тесно связана смена типично океанического относительно однообразного базальтоидного магматизма рез-

ко дифференцированными вулканическими сериями с появлением спилитов, кератофиров, а иногда и андезитов. Причина такого изменения характера вулканических продуктов неясна, но, видимо, эти процессы каким-то образом связаны.

#### Остров Яп

Остров расположен в зоне сочленения островных дуг Палау и Марианской, хотя географически он относится к группе Каролинских островов, отделенных от него глубоководным желобом.

С работ Э. Кайзера (Kaiser, 1903) и Р. Тайамы (Тауама, 1935) было известно о развитии в пределах острова сильно метаморфизованных пород, наличие которых позволило Г. Штилле (1964) рассматривать эту часть Тихого океана как новообразованную и заложившуюся на коре континентального типа. Однако еще Э. Кайзер (Keiser, 1903) отметил большое своеобразие метаморфических пород острова.

В основании разреза залегают меланократовые метаморфические породы (Johnson а. о., 1960; Shiraki, 1971). Они выделяются под названием формации Яп, которая сложена амфиболитами, зелеными сланцами, габброидами, небольшими телами (соотношения которых с вмещающими породами неясны) серпентинитов и перидотитов. Наиболее широко среди пород комплекса распространены амфиболиты, пятнистые горнблендиты, гранатовые амфиболиты. Известны также хлорит-амфиболовые и хлорит-амфибол-эпидотовые сланцы, которые, по всей видимости, представляют собой продукты диафореза амфиболитов, так как в шлифах отчетливо наблюдается замещение амфибола хлоритом. Габброиды встречены в виде крупных глыб и валунов в южной части о. Яп (рис. 37).

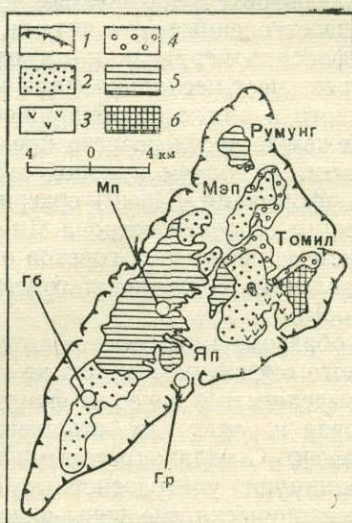


Рис. 37. Схематическая геологическая карта о. Яп (Shiraki, 1971)

- 1 — риф;  
 2 — латеритная кора выветривания;  
 3 — агломераты Томил;  
 4 — формация Мэп;  
 5 — зеленые сланцы;  
 6 — амфиболиты; Гб, Мп, Гр — валуны габбро, метапорфиритов, гранитов

Амфиболиты, амфиболовые сланцы и горнблендиты весьма разнообразны по текстурным и структурным особенностям, но довольно однообразны по составу. Здесь встречаются породы с пятнистой и иногда сфероидальной структурой, с развитием миндалекаменных структур, для которых можно предполагать их первично эффузивную природу. Наряду с этими породами встречаются разности с реликтами обломочных структур, которые представляют собой метаморфизованные лаво- и туфоагломераты. Состоят амфиболиты из плагиоклаза (олигоклаза, реже андезина), роговой обманки, иногда граната и эпидота. В качестве акцессорных минералов встречаются магнетит, апатит и реже сфен. Хлорит-амфиболовые и хлорит-амфибол-эпидотовые сланцы представлены темно-зелеными сланцеватыми

породами с разной степенью замещения роговой обманки и основного плагиоклаза хлоритом, актинолитом и эпидотом. Породы формации Яп смяты в сжатые иногда изоклиналильные складки, интенсивно рассланцованы и разбиты многочисленными разломами с зонами интенсивного дробления и «внедрения» серпентинитов.

Выше по разрезу метаморфические породы несогласно перекрываются отложениями формации Мэп. В ней распространены тектонические и осадочные брекчии, конгломераты с прослоями песчаников и аргиллитов. Последние преимущественно развиты в верхних частях разреза формации Мэп. В составе обломков брекчий и конгломератов преимущественно развиты метаморфические породы формации Яп — габбро, габбро-нориты, пироксениты, серпентиниты, амфиболиты и амфиболовые сланцы, диопсидсодержащие известняки. Известны также обломки экзотических пород — амфиболовых гранитов и амфиболовых сиенитов. Размер обломков различен — от крупных глыб до мелких галек, слагающих цемент брекчий и конгломератов. Характерна плохая окатанность обломков. Песчаники обычно грубозернистые, плохо сортированные, роговообманковые, с небольшим количеством плагиоклаза и кварца.

В песчаниках и аргиллитах верхней части разреза формации Мэп обнаружены раковины фораминифер и радиолярий, свидетельствующие об олигоцен — раннемиоценовом возрасте вмещающих пород. Мощность пород формации невелика (от 80 до 50 м в разных районах). Нетрудно видеть, что по строению формация Мэп очень близка к олистостромовым толщам, широко известным во многих складчатых областях. Однако не следует забывать, что здесь мы имеем не складчатую зону, а островную дугу в начальной стадии ее развития.

Выше по разрезу с эрозионным несогласием залегают породы формации Томил, представленные андезитами, базальтами, вулканическими брекчиями, туфоконгломератами и туфами. Мощность этих пород невелика и вряд ли превышает несколько сотен метров. Возраст этих пород также миоценовый, хотя в них и не обнаружено органических остатков.

Вышележащие части разреза представлены преимущественно рифовыми известняками, аллювием и корой выветривания. Нижняя часть рифового комплекса (формация Гарым) содержит комплекс плейстоценовой фауны.

Внутреннее строение острова Яп представляется изучавшим его геологам как система небольших горстов и грабенов, вытянутых в северо-восточном направлении. В пределах горстов и оказываются вскрытыми породы формации Яп.

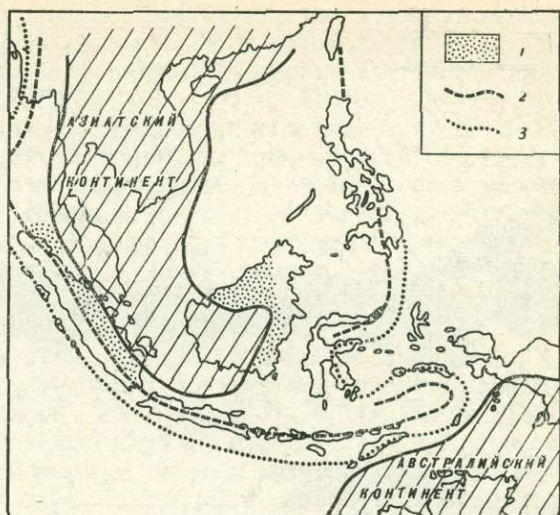
Таким образом, в наиболее восточных системах островных дуг западной части Тихого океана развит тот же комплекс меланократовых метаморфид, который выделяется в качестве фундамента и западнее. Здесь он также метаморфизован и смят до отложения осадочных толщ, перекрывающих его несогласно. С меланократовыми метаморфидами, как и в других районах, ассоциируют ультраосновные породы (серпентиниты и перидотиты), которые тектонически внедрены в породы фундамента. Можно думать, что стратиграфически они расположены ниже пород метаморфического фундамента. Развитие олистостромовых толщ в этом районе позволяет американским геологам предполагать, что подводный хребет дуги Палау рос за счет тектонического скручивания пород метаморфического меланократового фундамента. Этому не противоречит и наличие надвигов в зонах контакта пород формаций Яп и Мэп.

#### Остров Калимантан

Остров Калимантан расположен на продолжении Маллакского полуострова. Его юго-западная часть имеет много общего с Бирмано-Малайской складчатой системой (Кудрявцев и др., 1969). Восточнее этой зоны, выделяемой многими исследователями под названием «шельфа Сунда» (Беммелен

Рис. 38. Расположение третичной геосинклинали в Индонезийском архипелаге (Haile, 1969)

- 1 — геосинклинали; 2 — вулканические поднятия островных дуг; 3 — глубоководные желоба



1957), расположена северо-западная Борнейская геосинклинали, в пределах которой и вскрыты породы меланократового основания (Haile, 1969; рис. 38). Выходы их известны в Сабахе и на северо-востоке индонезийской части острова. В первом из районов они изучены К. Хатчисоном (Hutchison, 1968; Dhonau, Hutchison, 1966), Х. Кирком (Kirk, 1968) и другими.

Здесь выделяется комплекс пород основания и перекрывающие его стратифицированные толщи позднемелового и кайнозойского возраста. Комплекс основания сложен метаморфизованными породами основного состава (амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, роговообманково-плагноклазовыми гнейсами, разнообразными габброидами, реже зелеными сланцами), распространенными в Сабахе достаточно широко. Эти породы были описаны Т. Донау и К. Хатчисоном (Dhonau, Hutchison, 1966) на островах Адал, Ланчанган, Мануиданган, где развиты толщи тонкозернистых темно-зеленых, часто полосчатых амфиболитов, местами рассеченных многочисленными прожилками эпидота. Несмотря на сравнительно сильный метаморфизм в некоторых породах сохраняются реликты пироксена и первичных габброидных структур.

На островах Талаван, Бохайян и Сакаре распространены темно- и светло-зеленые роговообманковые гнейсы с прослоями пироксен-роговообманковых гнейсов. Состоят эти породы в основном из плагноклаза, амфибола и пироксенов (тремолита, авгита, диопсида и гиперстена). В некоторых разностях обнаружены небольшие количества кварца. В одном образце был встречен оливин. Из аксессуарных минералов известны магнетит и ильменит. Вторичные минералы представлены сосюритом, эпидотом и каолином. Эти породы, выделяемые под названием «гнейсы Силумпат», в целом более сильно метаморфизованы (альмандин-амфиболовая фация), чем породы островов Адал и др. Т. Донау и К. Хатчисон (Dhonau, Hutchison, 1966) помещают их в основание разреза комплекса основания. Такой же точки зрения придерживается и Х. Кирк (Kirk, 1968). Породы основания прорваны дайками и небольшими штоками долеритов, также метаморфизованных (амфиболитовая фация).

Т. Донау и К. Хатчисон отмечают, что первично породы метаморфического комплекса залива Дарвел представляли собой лавы базальтового состава и габброиды, превращенные затем в амфиболиты и роговообманковые гнейсы.

Аналогичные породы развиты, судя по данным Х. Кирка (Kirk, 1968), Н. Вонга, К. Леонга (Wong, Leong, 1969), и в других частях Сабаха (долина р. Сегамы, п-ов Дент и др.). Здесь кроме того распространены многочис-

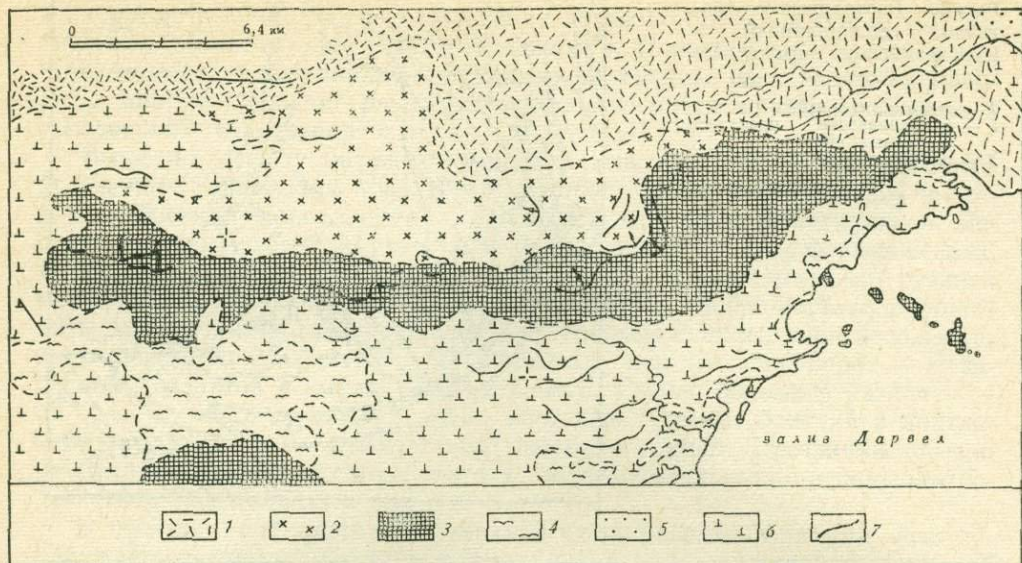


Рис. 39. Геологическая карта района горы Силам (Kirk, 1968)

- |   |                                  |   |
|---|----------------------------------|---|
| 1 — амфиболиты и меланократовые кристаллические сланцы; | 3 — ультрабазиты;                | 6 — кремнисто-спилитовая формация мела — палеогена; |
| 2 — габбро и диориты;                                   | 4 — аллювий;                     | 7 — преобладающие простира-ния пород                |
|   | 5 — миоценовые осадочные породы; |   |

ленные интрузии диоритов, гранитов и адаметитов, которые имеют заведомо более молодой возраст, так как их породы не несут следов регионального метаморфизма. С внедрением этих интрузий, возможно, связан ретроградный метаморфизм амфиболитов, наблюдавшийся Х. Кирком (Kirk, 1968) в гнейсах Силумпат в районе залива Дарвел и выражающийся в появлении актинолита, хлорита, эпидота и других минералов, характерных для зеленосланцевой фации метаморфизма. Пространственно с метаморфическими породами основания тесно ассоциируют выходы ультраосновных пород, представленных чаще всего серпентинизированными перидотитами — в основном гарцбургитами, реже лерцолитами (рис. 39). Выходы этих пород, как отмечает Х. Кирк (Kirk, 1968) представляют собой крутопадающие, интенсивно брекчированные и серпентинизированные толщи, развитые вдоль зон разломов. Интрузивных контактов ультрабазитов с породами основания никем не описано. В то же время среди тел ультраосновных пород известны многочисленные включения амфиболитов и габброидов. Все это позволяет предполагать, что ультраосновные породы прорывали комплекс метаморфических пород в холодном состоянии с образованием типичных протрузий.

Метаморфические породы комплекса основания интенсивно дислоцированы. Они повсеместно катаклазированы, смяты в сложные (до изоклинальных) складки широтного простираения и разбиты многочисленными разломами.

На этих образованиях залегают породы так называемой кремнисто-спилитовой формации. Соотношение их с породами меланократового основания не совсем ясно. Н. Вонг, К. Леонг (Wong, Leong, 1969) и некоторые другие авторы пишут о наличии перерыва и несогласия между этими комплексами. Они считают, что об этом свидетельствует наличие: 1) регионального метаморфизма (высоких ступеней) в породах основания и отсутствие его в породах кремнисто-спилитовой формации; 2) в основании кремнисто-спилитовой толщи р. Кавач базальных конгломератов с полуугловатыми обломками метаморфических меланократовых и ультраосновных пород; 3) углового несогласия в районе Агоб-Дабалам между метаморфическими

породами и известняками, слагающими здесь основание кремнисто-спилитовой толщи. В известняках обнаружены обломки амфиболитов. Некоторые авторы считают, что несогласия и перерыва в основании кремнисто-спилитовой толщи нет (Hutchison, 1968).

Кремнисто-спилитовая толща Сабаха состоит из чередования спилитов, шаровых базальтов, пирокластов основного состава, кремней, граувакк и сланцев, с линзами и прослоями известняков. В верхней части разреза преобладают терригенные образования, часто с ритмичной слоистостью. Вулканогенные породы развиты ограниченно, кремнистые, как правило, отсутствуют. Некоторые авторы (Haile, 1969) считают перечисленные породы типичным флишем. Возраст этих отложений датируется поздним мелом — эоценом на основании находок микрофауны (Hutchison, 1968; Kirk, 1968). Однако Н. Хейл (Haile, 1969) считает, что возраст этой толщи, которую он выделяет как группу Раджанг, поздний мел — ранний миоцен. Мощность пород группы Раджанг, по данным Н. Хейла (Haile, 1969), 3000 м. Другие исследователи, в частности Х. Кирк (Kirk, 1968), считают возможным выделять в самостоятельную стратиграфическую единицу верхнюю флишевую и олистостромовую толщи (олигоцен — ранний миоцен). При этом Х. Кирк отмечает, что вулканогенные породы, встречающиеся в составе этой толщи, имеют более кислый — андезито-базальтовый, андезитовый и даже дацитовый состав. Породы группы Раджанг прорваны интрузиями преимущественно гранодиоритового состава.

Выше с перерывом и несогласием залегают обломочные и вулканогенные преимущественно андезитовые формации. Начало образования этих толщ различно в разных частях зоны. Иногда они начинают формироваться в конце палеогена, но преимущественное развитие получают во второй половине миоцена (Haile, 1969; Hutchison, 1968; Kirk, 1968; и др.).

Таким образом, в северо-восточной части о. Калимантан вскрыт такой же меланократовый метаморфический комплекс, какой мы видели и в других районах западной окраины Тихого океана. Он представлен метаморфизованными меланократовыми породами (амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, амфибол-пироксеновыми гнейсами и габброидами), с которыми ассоциируют выходы ультрабазитов.

Возраст этого комплекса по геологическим данным может считаться допозднемеловым. Многие исследователи считают метаморфические породы юрскими и даже более древними (Dhonau, Hutchison, 1966; Hutchison, 1968; Kirk, 1968; Wong, Leong, 1969; и др.). Этому не противоречат и данные радиометрических определений (табл. 8).

Таблица 8

Результаты радиометрических определений метаморфических и интрузивных пород Сабаха (Kirk, 1968)

Порода	К—Аг метод	Район	Возраст, млн. лет
Амфиболит	По биотиту	Залив Дарвел	160±8
Эпидотовый амфиболит	По валовой пробе	„ „	140±20
Амфиболовый гнейс	По роговой обманке	„ „	101±15
Тоналит, рвущий метаморфические породы	По биотиту	р. Сегама	150±6

Близкие по составу метаморфические породы обнажены на Филиппинах (Gervasio, 1966; Hutchison, 1968). Однако их возраст, судя по геологическим данным, более древний, хотя по составу породы меланократового основания и вышележащие отложения оказываются достаточно сходными. На Филиппинах выше амфиболитов, меланократовых гнейсов и габброидов залегают граувакки и сланцы с остатками триасовой (о. Миндеро) и перм-

ский (о. Карабас) фауны. Выше последних толщ, подвергшихся слабому зеленосланцевому метаморфизму, залегает верхнемеловая кремнисто-спилитовая толща. Возможно, в пределах Филиппин в разрезе появляются отсутствующие (размытые или тектонически выпавшие из разреза) на Сабаче породы зеленосланцевой фации метаморфизма. В таком случае возраст меланократового амфиболит-габброидного комплекса может быть одинаков в обоих районах и можно предполагать, как и делает Ф. Гервазио (Gervasio, 1966), что эти породы слагают фундамент обширной территории — от Филиппин до Индонезии.

#### Остров Новая Гвинея

Новая Гвинея представляет собой один из наиболее крупных островов юго-западной части Тихого океана. Он расположен недалеко от северо-восточной окраины Австралийского континента, отделяясь от него лишь узким Торресовым проливом. Геологическими исследованиями (Glaessner, 1950; Thompson, Fisher, 1965; и др.) установлено, что самая близкая к Австралии, юго-западная, часть о. Новая Гвинея имеет много общих черт и должна рассматриваться как часть эпипалеозойской платформы. Другая, северо-восточная, часть острова включается М. Глесснером (Glaessner 1950) во Внутреннюю Меланезийскую островную дугу. В пределах этой зоны известны крупные выходы ультраосновных, основных и метаморфических меланократовых пород, объединяемых после работ Х. Дэвиса (Davies, 1968, 1971) и К. Хермеса (Hermes, 1968) в Папуасский ультрабазитовый пояс, имеющий протяженность на юго-востоке острова свыше 400 км. Слагающие эту зону породы достаточно детально описаны в многочисленных публикациях австралийских геологов (Davies, 1968, 1971; Dow, Davies, 1964; Smith, Green, 1961; и др.) и кроме того автору удалось ознакомиться с ними к югу от г. Лае во время полевых маршрутов.

Как было отмечено, юго-западная часть о. Новая Гвинея относится к эпипалеозойской платформе Австралии. В этой платформенной зоне австралийскими геологами (Thompson, Fisher, 1965) выделяются две подзоны: 1) часть Австралийского эпипалеозойского щита. Здесь, как и на мысе Йорк (Австралия), вскрыт фундамент эпипалеозойской платформы, сложенный в этом районе преимущественно гранитоидными интрузиями палеозойского возраста (236 млн. лет, К-Аг метод), перекрытыми местами маломощным чехлом слабо дислоцированных миоценовых карбонатных осадков; 2) следующая подзона, носящая название Западно-Папуасского шельфа, представляет собой склон Австралийского эпипалеозойского щита, где породы фундамента погружаются под мезозойские, преимущественно терригенные осадки. По данным глубокого бурения, здесь известны отложения триаса, юры и мела. Мощность пород мезозойского комплекса местами достигает 3000—4000 м. Выше с эрозионным несогласием залегают третичные отложения, начинающиеся местами с олигоцена. Мощность их в отдельных прогибах достигает 2500—3000 м. Как мезозойские, так и третичные отложения этой подзоны представлены типичными платформенными образованиями.

Северо-восточнее Западно-Папуасский шельф ограничен глубоким прогибом, названным Дж. Томпсоном и Н. Фишером (Thompson, Fisher, 1965) трогом Ауре. Это зона сложно деформированных пород мезозоя и кайнозоя. Общая мощность терригенных и карбонатных третичных отложений местами достигает 15 000—18 000 м. Ниже развиты мезозойские отложения, основание которых не вскрыто. Верхняя часть их сложена меловыми терригенными образованиями, сменяющимися ниже юрским флишем. Общая мощность мезозойских отложений не менее 3000 м. Известны также выходы гранитоидов юрского возраста. Возраст и состав пород основания этой зоны не известны. На сильно смятых третичных и мезозойских отложениях располагаются базальтовые и андезитовые вулканы четвертичного возраста.

та. Очевидно, зона Ауре представляла собой глубокий прогиб, заполнявшийся терригенными образованиями и отделявший эпипалеозойскую платформу от остальных частей острова. Далее в сторону Тихого океана обнажена зона поднятия, которая Дж. Томпсоном и Н. Фишером (Thompson, Fisher, 1965) подразделяется на две части: северо-западную, называемую орогеническим поясом Центрального поднятия, и юго-восточную — метаморфический пояс Оуэн Стенли.

В разных частях первой из названных зон встречаются отложения широкого стратиграфического диапазона. Так, в ядре антиклинали Кубер известны пермские образования, представленные вулканогенными породами, сланцами и известняками, общая мощность их около 11 500 м. На них несогласно залегают мезозойские отложения. При этом нижняя их часть, известная в горах Бисмарк и Шредер, сложена субаркозами (верхний триас). Более верхние горизонты представлены мощными толщами граувакк, черных аргиллитов, туфов и эффузивов основного состава. Вышележащие кайнозойские отложения развиты лишь в отдельных грабенах. Породы прорваны многочисленными интрузиями, разнообразными по составу и возрасту, и местами существенно метаморфизованы. Степень метаморфизма меняется от филлитов до биотит-ставролитовых гнейсов и мигматитов. Возраст метаморфизма допалеогеновый. Не исключено, однако, что в этой зоне имеются проявления и более древних процессов метаморфизма.

В зоне Оуэн Стенли развиты породы, образовавшиеся в результате метаморфизма граувакк и известняков (свита Горока). Считается, что метаморфизм этих пород допалеогеновый, так как в метаморфизованных известняках обнаружены остатки фауны мелового возраста. Возможно, что среди комплекса метаморфических пород присутствуют и более древние отложения. Так, Д. Доу и Ф. Деккер (Dow, Dekker, 1964) описывают несогласный контакт внутри комплекса метаморфид в районе р. Снейк. В зоне Оуэн Стенли широко распространены меловые интрузивные образования преимущественно гранодиоритового состава. Весьма вероятно, что эти районы представляют собой зону длительно растущего геантиклинального поднятия, отделенного от эпипалеозойской платформы Австралии трогом Ауре. Видимо, разрез, характерный для этой зоны (с наличием метаморфических пород плагиогнейсового комплекса), обнаруживается и на островах Д'Антрикастри (Davies, Irves, 1965), где метаморфиды, возможно, залегают в аллохтоне.

Далее в юго-восточной части острова (южнее р. Лае) располагается Папуасский ультрабазитовый пояс. Для этой зоны характерно широкое развитие ультраосновных пород, разнообразных габброидов, меловых и палеогеновых эффузивов базальтового состава (Davies, 1968; Hermes, 1968; Smith, Green, 1961; и др.). Аналогичные породы распространены к северо-западу от зоны Оуэн Стенли. Однако, согласно данным Х. Дэвиса (Davies, 1968), они залегают здесь в аллохтоне, корни которого находятся в пределах Папуасского ультрабазитового пояса.

В основании разреза зоны Папуа залегают ультраосновные породы, нижняя часть которых представлена гарцбургитами, дунитами и энстатитовыми перидотитами (Davies, 1971). Эти породы состоят в основном из оливина, энстатита и хромита. Клинопироксен в породах встречается только в виде нерастворенных полосок в энстатите. Наиболее распространены гарцбургиты. Развиты полосчатые породы с полосами, обогащенными энстатитом. Дуниты тесно ассоциируют с гарцбургитами и известны также в виде прослоев или неправильных лапчатой формы тел. Реже встречаются жилы и дайки дунитов и энстатитовых пироксенитов. Местами наблюдаются совершенно постепенные переходы от дунитов к пироксенитам. Х. Дэвис (Davies, 1968) считает, что пироксеносодержащие породы образовались в результате кремнистого метасоматоза по первично гомогенным дунитам или оливинитам. Породы нижней части ультрабазитового комплекса характери-

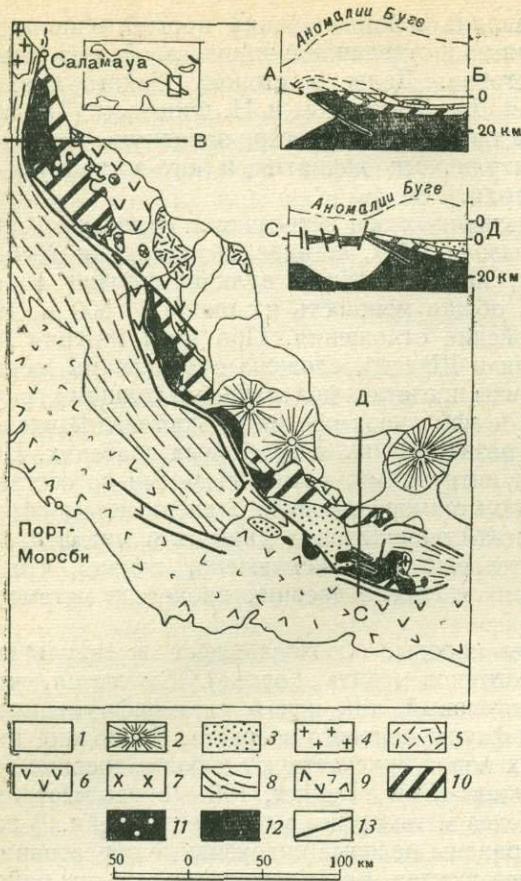


Рис. 40. Геологическая карта Папуасского ультрабазитового пояса (Davies, 1971)

- 1 — четвертичные отложения;
- 2 — плиоцен-четвертичные недеформированные вулканиды;
- 3 — плиоцен-плейстоценовые деформированные вулканогенные и осадочные отложения;
- 4 — миоценовые гранодиориты;
- 5 — туфы и известняки;
- 6 — базальты;
- 7 — эоценовые тоналиты; меловые отложения;
- 8 — метаморфические породы зоны Оуэн Стенли (свита Горока);
- 9 — подушечные лавы;
- 10 — габбро;
- 11 — кумулятивные ультрабазиты;
- 12 — ультрабазиты (верхняя мантия);
- 13 — разломы

зуются интенсивными деформациями, катаклизом, развитием ориентированных структур.

Верхняя часть ультрабазитовых тел состоит практически из тех же пород. Однако во многих из них отчетливо распознаются кумулятивные структуры, что заставило Х. Дэвиса (Davies, 1971) выделить их в самостоятельную «стратиграфическую» единицу — «кумулятивные» ультрабазиты. Мощность этих пород от 100 до 500 м. Как видно из прилагаемой карты Х. Дэвиса (рис. 40), они распространены далеко не повсеместно, но всегда слагают верхнюю часть ультрабазитов. По мнению Х. Дэвиса, эти породы деформированы значительно слабее, чем нижележащие ультрабазиты. Кумулятивные структуры отчетливо видны в полосчатых породах, и кумулаты, по мнению Х. Дэвиса (Davies, 1971), чаще всего представлены кристаллами оливина и гиперстена. Большинство ультраосновных пород в той или иной степени серпентинизировано, при этом наши данные позволяют предполагать, что в породах была проявлена очень ранняя серпентинизация, которая по времени предшествовала образованию габброидов.

Стратиграфически выше ультрабазитов залегают породы габброидного состава. Часто наблюдаются переходные зоны, в которых переслаиваются ультрабазиты, разнообразные габбро и анортозиты. Как правило, в нижней части слоистых пачек залегают гиперстен-диопсидовые пироксениты, сменяющиеся вверх по разрезу габбро, а затем анортозитами. Мощность такого «трехслоя» обычно колеблется от 10—25 до 50 см. Обнажение таких пород вскрыто в береговых обрывах Соломонова моря в 8 км от пос. Саламауа. После выходов пироксенитов, содержащих отдельные линзы и жилы (мощностью до 20 см) габбро-пегматитов, вскрываются среднезер-

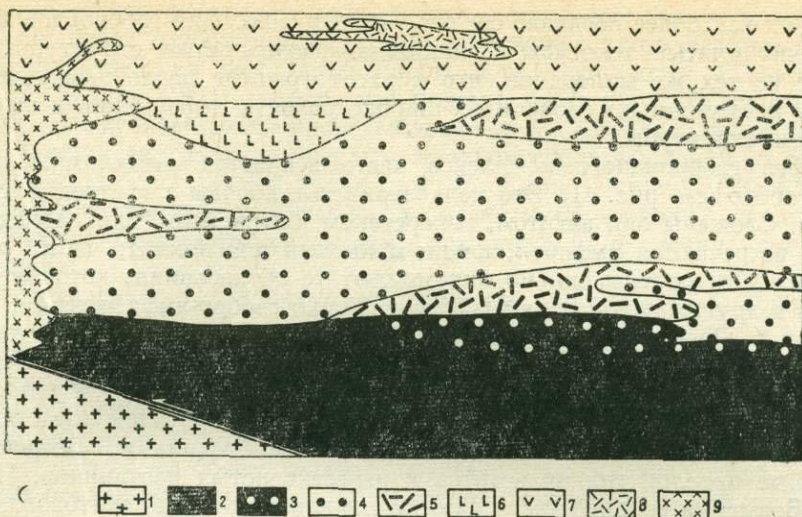


Рис. 41. Принципиальная схема строения габбро-амфиболитового комплекса в зоне Папуа (Davies, 1971)

- |  |  |                         |
|--|--|-------------------------|
| 1 — сиалическая кора;                              | 4 — зернистые габбро;                            | офиолитовой структурой; |
| 2 — гарцбургиты, дуниты, энстатитовые пироксениты; | 5 — кумулятивные габбро;                         | 7 — меловые базальты;   |
| 3 — ультрабазиты с кумулятами;                     | 6 — верхние габброиды с зональным плагиоклазом и | 8 — меловые дациты;     |
|  |  | 9 — эоценовые тоналиты  |

нистые пироксениты. В этих породах появляются отдельные линзовидные полевошпатовые включения. Постепенно породы все более и более насыщаются полевым шпатом, превращаясь в пироксеновые габбро с характерными бластическими структурами. Интересно, что процесс полевошпатизации приводит к формированию полосчатых структур, настолько хорошо выраженных, что издали обнажения производят впечатление выходов хорошо слоистой толщи. В некоторых разностях пироксеновых габбро отчетливо удается видеть, что плагиоклаз явно более поздний и содержит пойкилитовые включения пироксена. Местами породы почти целиком состоят из плагиоклаза (битовнита или анортита) и представляют собой типичные анортозиты.

В другом обнажении, расположенном в 500—600 км к югу от первого, вскрыты ультраосновные породы, представленные темно-зелеными, почти черными мелкозернистыми дунитами. Обнаруживаются их постепенные переходы через троктолиты к типичным оливиновым габбро.

Выше, судя по данным Х. Дэвиса (Davies, 1971), располагаются разнообразные габброиды, мощность которых местами достигает 7 км. В них выделяется три части.

Кумулятивные габбро мощностью до 3 км. Это, как правило, полосчатые крупнозернистые породы, состоящие из оливина, авгита, гиперстена и битовнита (рис. 41). В породах выделяются полосы, обогащенные оливином, гиперстеном или авгитом и мелкозернистым агрегатом авгита и битовнита. «Ритм» венчается почти чистыми битовнитовыми прослоями. Эти породы претерпели достаточно сложные деформации — смяты в складки, катаклазированы и милонитизированы, часто отмечаются гранулитовые структуры.

Выше располагается зона «зернистых» габброидов (granular gabbro), в пределах которой наблюдается некоторая стратификация. В ее основании залегают гомогенные тонкозернистые габбро, с аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистыми структурами. Габбро состоят из битовнита, гиперстена и авгита, реже оливина, который встречается в виде отдельных включений в гиперстене. Еще выше залегают габброиды, состоящие из чередования меланократовых и лейкократовых пород. Х. Дэвис, (Davies, 1971) рассмат-

ривает их как более позднюю согласную интрузию. Для габброидов характерны полосчатые текстуры и гипидиоморфнозернистые структуры. Они состоят из тех же минералов, что и рассмотренные ранее разновидности габбро. В «зернистых» габброидах широко развиты деформации и ориентированные структуры.

Разрез габброидного комплекса часто венчается «верхними» (high—level) габбро (см. рис. 41). Это мелкозернистые породы с офитовыми структурами. Сложены они авгитом, гиперстеном, битовнитом или лабрадором, иногда встречаются амфибол, кварц и кислый плагиоклаз; часто развит магнетит. Эти породы сильно напоминают те образования, которые выделяются в других районах как габбро-диабазы, габбро-амфиболиты и амфиболиты. Х. Дэвис (Davies, 1971) отмечает, что «верхние» габбро, по всей видимости, представляют собой переходную зону от габброидов к вышележащим эффузивам. Определения возраста габброидов по К—Аг методу дали цифры 147 и 150 млн. лет (Davies, Smith, 1971). Эффузивы представлены темно-зелеными базальтами, спилитами, лавобрекчиями. Встречаются отдельные прослои гиалокластитов и известковистых песчаников. Иногда (горы Бовуту) в верхней части разреза появляются туфы дацитового состава. Мощность эффузивов 4—6 км. Контакты их с габброидами, как правило, тектонические. Дж. Смит и Д. Грин (Smith, Green, 1961) в бассейне р. Муса выделяют толщу зеленых сланцев Урере, которая постепенно через долериты вниз по разрезу переходит в габбро-диабазы, затем в габброиды. Зеленые сланцы Урере они считают стратиграфическими аналогами толщи базальтов и спилитов.

Возраст эффузивов датируется поздним мелом на основании находок раковин фораминифер и радиологического возраста в 116 млн. лет (К—Аг метод по пироксену из базальтов; Davies, 1971). Ультраосновные породы, габброиды и эффузивы позднего мела прорываются небольшими массивами тоналитов, приуроченных часто к зоне контактов габброидов и эффузивов. Радиометрические определения возраста последних лет дали цифры 50—55 млн. лет (К—Аг метод по валовым пробам).

Все рассмотренные ранее породы несогласно перекрываются миоценовыми гравелитами и вулканическими породами, слагающими отдельные грабены. Выше располагается комплекс субаэральных базальтов, андезитов и риолитов плиоцен-четвертичного возраста.

Движения, после которых начался андезито-базальтовый и андезитовый вулканизм, произошли перед средним миоценом и заключались в надвигании разрезов Папуасского пояса на запад (см. рис. 40).

Таким образом, на востоке о. Новая Гвинея развиты породы того же меланократового фундамента. Начиная с работ Дж. Томпсона и Н. Фишера (Thompson, Fisher, 1965), эти породы рассматриваются как породы «базальтового» слоя земной коры, а подстилающие их ультрабазиты как породы верхней мантии. Возраст этого комплекса основания, представленного здесь габброидами, заведомо домеловой. Аналогичные образования известны и в северо-западной части острова, где они залегают в основании аналогичного разреза (Hermes, 1968).

Надвигание океанической коры на более древние структурные зоны острова, в частности на зону геоантиклинального поднятия островной дуги Оуэн Стенли, Х. Дэвис объясняет движением Австралийской литосферной плиты к северу, а Тихоокеанской — к западу (Davies, 1971). В другой работе он объясняет это иначе, рисуя кайнозойскую рифтовую зону в Торресовом проливе (Davies, Smith, 1971).

Поскольку габброидно-амфиболитовый комплекс здесь хорошо изучен, интересно рассмотреть, как объясняют австралийские геологи его образование. Х. Дэвис (Davies, 1971) выделяет в составе этого комплекса две генетически различные части. Первая включает нижнюю часть ультрабазитов. Для этих пород характерно отсутствие кумулатов, в то же время

в некоторых их разностях наблюдаются полосчатые текстуры. Они, как правило, более грубозернисты, чем вышележащие ультрабазиты. Для них характерна сильная деформированность и гнейсовидность. Все это позволяет Х. Дэвису (1971) считать, что нижняя часть ультрабазитов не имеет признаков магматического происхождения, а представляет собой поднятый блок мантии, являющийся твердым остатком после выплавки из пиролита базальтов. В более ранней публикации Х. Дэвис (Davies, 1968) писал, что крупнозернистые гарцбургиты и пироксениты образовались в результате кремнистого метасоматоза дунитов, при котором форстерит замещается энстатитом.

Вышележащие ультрабазиты и габброиды, по мнению Х. Дэвиса (Davies, 1971), имеют иное происхождение, которое доказывается наличием в них кумулятивных структур, полосчатости, возникновение которой Х. Дэвис связывает с неоднократным внедрением магмы и ее последующей дифференциацией. Верхняя часть ультрабазитов и габброиды оказываются слабее деформированными, что, по мнению Х. Дэвиса (Davies, 1971), свидетельствует об их более позднем образовании. Исходя из этого Х. Дэвис считает верхнемеловые базальты, разнообразные габброиды и ультрабазиты с кумулятивными структурами дифференциатами единой магмы, хотя он же сам и отмечает, что имеются определенные сложности для принятия такой трактовки. К их числу относятся: 1) отсутствие в базальтах включений, близких по составу и кумулатам, 2) высокое отношение Mg/Fe и низкое содержание щелочей, которое свойственно недифференцированным базальтовым магмам, и ряд других.

Трудно объяснить простой дифференциацией единого очага существенные различия в химизме ультрабазитов, габброидов и базальтов, которые приводятся Х. Дэвисом (Davies, 1968, 1971). Кроме того, предполагаемый механизм периодической подачи отдельных порций базальтовой магмы и ее последующей дифференциации не находит геологического обоснования в строении хорошо стратифицированного и в то же время очень широко распространенного габброидного комплекса.

Представляется весьма вероятной и другая возможность происхождения пород габброидного комплекса. В береговых обнажениях Соломонова моря широко распространены пироксен-плаггиоклазовые породы (от плаггиоклазовых пироксенитов до пироксенитовых габбро). Для них характерны гранулитовые структуры и полосчатые текстуры. Породы состоят из крупнозернистого гранобластового агрегата моноклинного пироксена и основного плаггиоклаза (лабрадор-битовнита) с размером зерен 0,5—1 мм. В породе наблюдаются отдельные реликтовые зерна (1—2 мм) серпентинизированного оливина неправильной и продолговатой формы. Внутри них наблюдается параллельно-волокнистая структура, обусловленная наличием волокон серпентина и прожилков рудного минерала. Зерна оливина ориентированы, причем ориентировка совпадает с полосчатостью породы. Оливин сильно катаклазирован, трещины заполнены мелкоагрегатным непрозрачным веществом, по которому развивается моноклинный пироксен. Эти данные скорее всего свидетельствуют о метасоматическом происхождении пород габброидного комплекса.

#### Соломоновы острова

Соломоновы острова расположены к юго-востоку от о. Новая Гвинея. Они включаются в состав так называемой Внешней Меланезийской островной дуги (Glaessner, 1950). В их пределах с юго-запада на северо-восток выделяются следующие три структурно-фациальные зоны (Coleman, 1966; рис. 42).

1. Вулканическая структурно-фациальная зона (провинция, по терминологии П. Колмена), для которой характерно распространение молодых (плиоцен-четвертичных) вулканических образований. Последние представ-

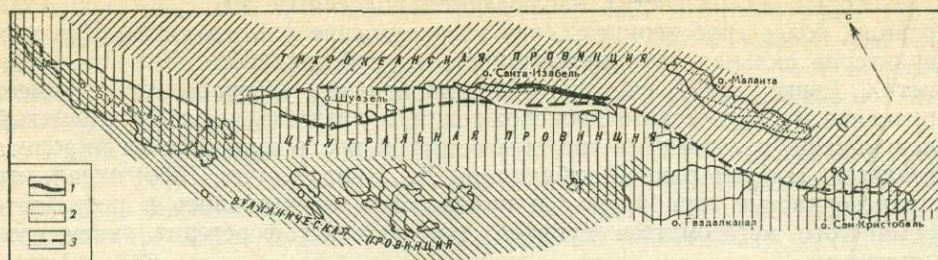


Рис. 42. Структурно-фациальное районирование Соломоновых островов (Coleman, 1966)  
1 — ультрабазиты; 2 — оси складок; 3 — разломы

лены широкой гаммой пород, меняющихся от пикритовых базальтов до роговообманковых андезитов при общем преобладании пород среднего состава — андезитов и андезито-базальтов (Blake, Miezities, 1967; Stanton, Bell, 1969). В целом вулканические серии этой зоны относятся к известково-щелочной базальт-андезит-риолитовой ассоциации. В то же время по некоторым их особенностям (высокому содержанию оливина и др.) можно думать, что они тесно связаны с типичными океаническими базальтами.

2. Центральная зона (или провинция), для которой характерны выходы на дневную поверхность метаморфических и изверженных пород комплекса основания, перекрывающихся отложениями, нижние части разреза которых датируются поздним эоценом. Породы разбиты многочисленными разломами; наиболее крупные из них приурочены к северо-восточному краю зоны и сопровождаются поясом ультрабазитов. В пределах о. Шуазель зона разломов носит название Кайнито-Кориголе. Многие исследователи (Coleman а. о., 1964) отмечают, что вдоль этих разломов породы Центральной зоны надвинуты на северо-запад.

3. Северо-западная часть Соломоновых островов выделяется под названием Тихоокеанской зоны (или провинции). Юго-восточная граница ее проходит по упомянутой зоне разломов Кайнито-Кориголе. Внизу разреза залегают глубоководные осадки верхнего мела, которые сменяются более молодыми образованиями вплоть до четвертичных. Интересно развитие здесь ультраосновных щелочных пород (альноитов и альноитовых брекчий), залегающих в виде отдельных тел среди известняков серии Малаита (Allen, Deans, 1955). Породы смяты в сравнительно простые складки, оси которых расположены кулисообразно.

Рассмотренные особенности строения трех провинций отчетливо видны на прилагаемой схеме сопоставления разрезов (рис. 43).

Таким образом, отчетливо видно, что комплекс основания развит в пределах Центральной провинции (структурно-фациальной зоны). Наиболее полное описание его пород приведено для о. Гуадалканал (Coleman, 1959, 1964; Thompson, Hackman, 1969). Эти образования вскрыты в центральной, тектонически наиболее приподнятой его части. В нижней части комплекса основания выделяются амфиболиты и амфиболовые сланцы (Coleman, 1964), которые наиболее широко распространены на востоке Гуадалканала. Выше залегают зеленокаменно-измененные (хлоритизированные и эпидотизированные) долериты и базальты с редкими прослоями кремней. На них располагается толща пропилитизированных базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Породы метаморфического комплекса прорываются небольшими штоками диоритов и дайками андезитов. Все упомянутые образования перекрыты толщей андезитовых агломератов, которая сохранилась в виде отдельных останцов на породах метаморфического комплекса. Последние датируются П. Колменом (Coleman, 1964) как предположительный олигоцен. Породы метаморфического комплекса интенсивно рассланцованы, катаклазированы и смяты в складки до отложения андезитовых агломератов (лав Воза).

Гуадалканал

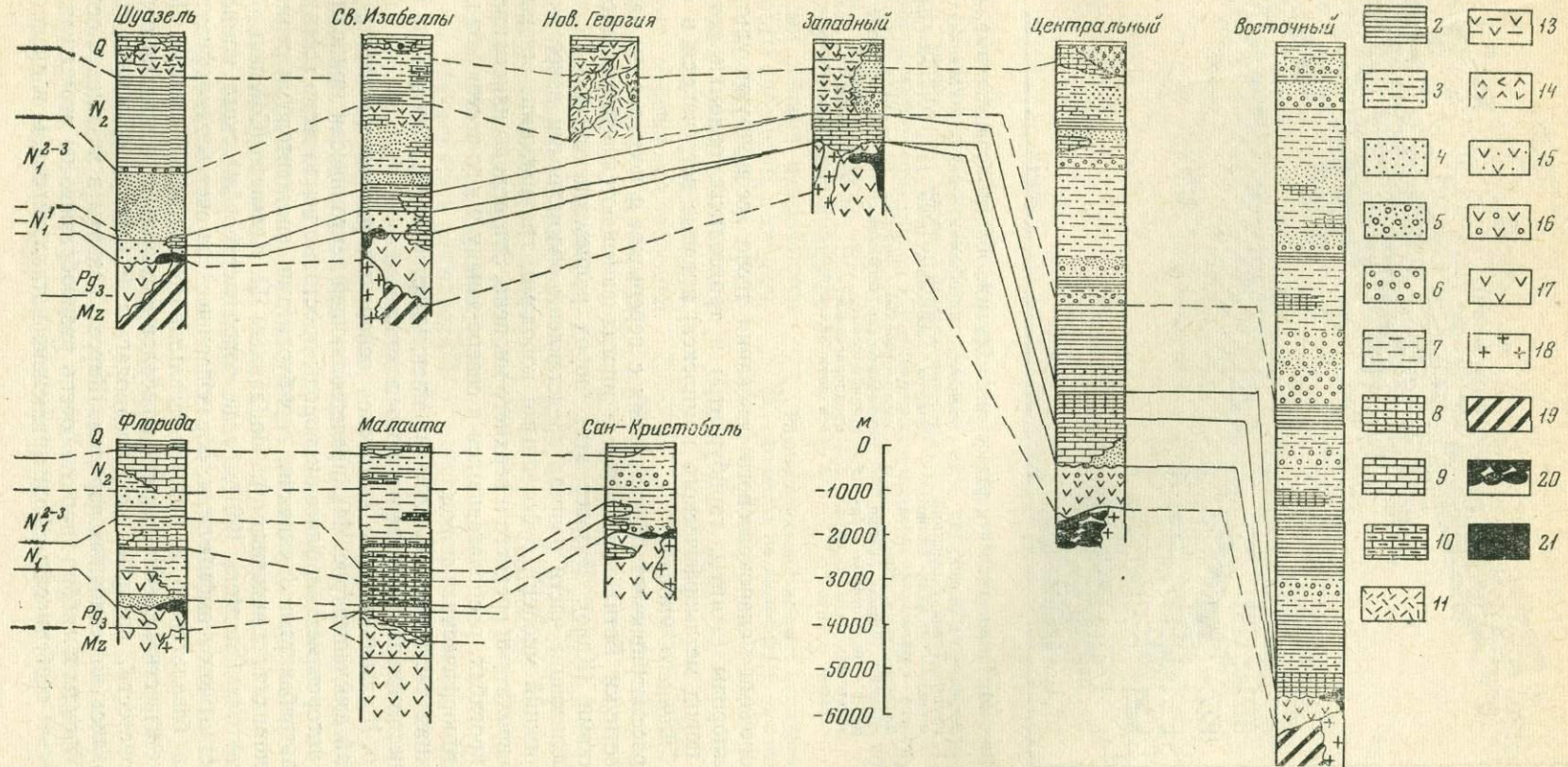


Рис. 43. Сопоставление разрезов различных районов Соломоновых островов (Coleman а. о., 1964)

- |                               |                                     |                                    |   |   |
|-------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|---|---|
| 1 — песчаники и алевролиты;   | 6 — конгломераты;                   | 11 — туфы андезитов;               | 16 — агломераты;  | 20 — нерасчлененные породы меланократового фундамента и ультрабазиты; |
| 2 — аргиллиты, глины;         | 7 — мел;                            | 12 — туфы базальтов;               | 17 — базальты;  | 21 — ультраосновные породы  |
| 3 — алевролиты;               | 8 — песчаные известняки;            | 13 — андезиты;                     | 18 — диориты, тоналиты;                                 |   |
| 4 — песчаники;                | 9 — известняки;                     | 14 — андезито-базальты;            | 19 — метаморфические породы меланократового фундамента; |   |
| 5 — грубозернистые песчаники; | 10 — глинистые известняки и мергели | 15 — вулканогенно-осадочные пачки; |   |   |

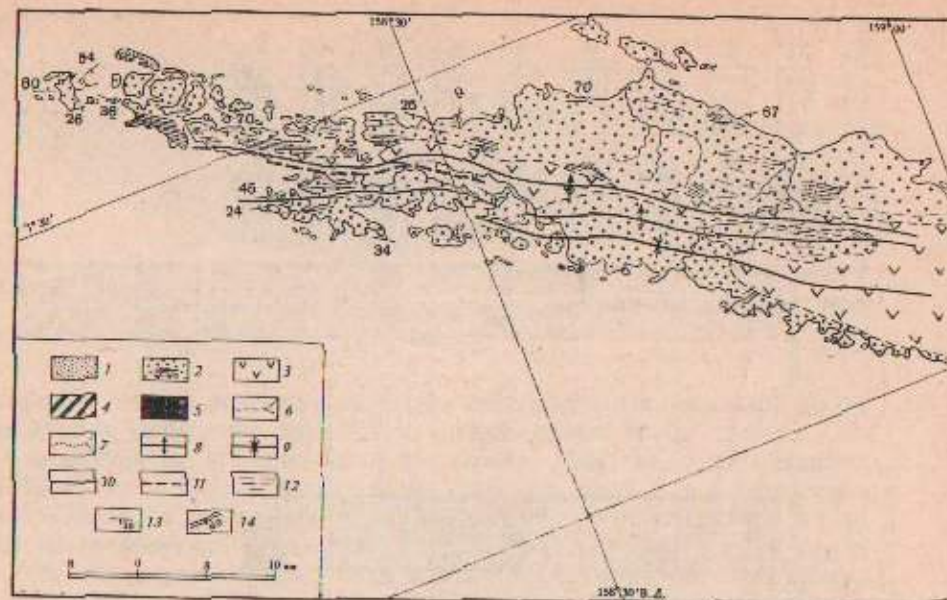
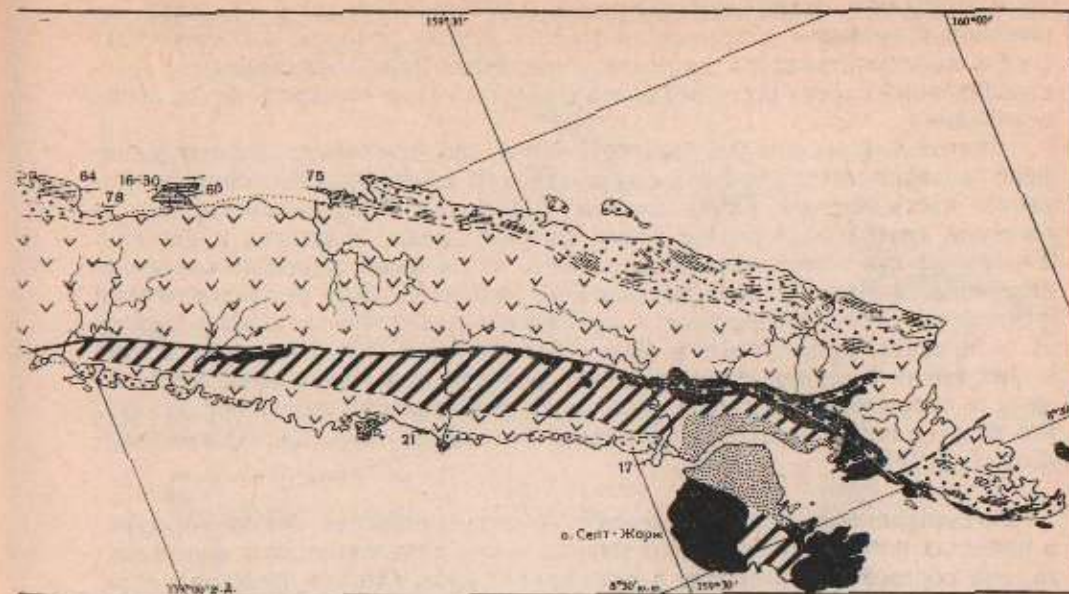


Рис. 44. Геологическая карта островов Шуазель и Сент-Жорж (Coleman, 1964)

- |  |  |   |
|--|--|---|
| 1 — современные осадки;  | 4 — комплекс основания — зеленые сланцы, амфиболиты, габброиды, реже доюрты; | 9 — оси синклиналей; разломы;                                       |
| 2 — группа Томаку (верхний миоцен — нижний плиоцен) — аргиллиты, сланцы, известняки, туфы; | 5 — ультраосновные породы; геологические границы;                            | 10 — установленные, предполагаемые;                                 |
| 3 — группа Сигана (миоцен?) — подущечные базальтовые лавы и пирокласты;                    | 6 — установленные, предполагаемые;   | 11 — предполагаемые; линии простирания; простирания и углы падения; |
|  | 8 — оси антиклиналей;  | 12 — линии простирания; простирания и углы падения;                 |
|  |  | 13 — слои, сланцеватости  |



ваны (известны сложные изоклинные складки). Простирание осей складок преимущественно меридиональное или северо-западное, несогласное по отношению к простиранию более молодых дислокаций.

На породах комплекса основания и связанных с ними ультрабазитах несогласно залегают андезиты, шаровые базальты (лавы Вожа). Мощность толщи около 600 м. В ней наряду с шаровыми базальтовыми лавами встречаются покровы андезитов, несомненно изливавшихся в субэриальных условиях. Возраст лав Вожа олигоценовый. В них отмечаются обломки пород комплекса основания и ультрабазитов.

Выше залегают разнообразная по внешнему облику толща граувакк средне- и позднемiocенового возраста, которые вверх по разрезу сменяются туфогенными аргиллитами и алевролитами миоцена. Четвертичные отложения острова представлены вулканическими породами, обломочными, вулканомиктовыми толщами и рифовыми известняками, местами достаточно высоко поднятыми.

Возраст пород комплекса основания на о. Шуазель доолигоценный (насколько древнее, неясно). Тут, видимо, не следует забывать того факта, что метаморфические породы были очень сложно дислоцированы и катаклазированы до отложения лав Вожа. Данные определений радиологического возраста последнего метаморфизма амфиболитов приведены в табл. 9. Эти цифры соответствуют раннему и среднему миоцену, что противоречит геологическим соотношениям.

Аналогичные по возрасту и составу породы отмечаются на о. Санта Исабель (Coleman, 1964).

Как видим, в пределах Соломоновых островов в тектонически приподнятых блоках, а также, вероятно, в надвиговых чешуях (зона разлома Кайнито-Кориголе) вскрыты сильно метаморфизованные породы — амфиболи-

С породами меланократового основания тесно ассоциируют ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты) и троктолиты, обломки которых (как и пород метаморфического комплекса) впервые встречаются в отложениях нижнего миоцена.

На рассматриваемых образованиях с перерывом и несогласием залегают известняки Бетилонга, которые иногда замещаются известковистыми граувакками (Каво). Возраст этих пород раннемиоценовый.

Вышележащие части разреза представлены обломочными известняками Тиа (нижний миоцен), туфогенными породами, граувакками, аргиллитами и алевролитами среднего и верхнего миоцена. Эти породы накапливались в двух прогибах, располагавшихся к северо-западу и юго-востоку от выходов метаморфических пород.

Верхняя часть разреза сложена преимущественно карбонатными отложениями плиоцена и четвертичного возраста.

На о. Шуазель породы комплекса основания распространены в юго-восточной его части (рис. 44), представляющей тектонически приподнятый блок, в котором метаморфические породы пространственно тесно ассоциируют с ультрабазитами (дунитами, гарцбургитами, энстатитовыми серпентинизированными перидотитами). По данным П. Колмена (Coleman, 1964) и Р. Стэнтон (Stanton, 1961), среди пород метаморфического комплекса часто встречаются амфиболиты, образовавшиеся за счет метаморфизма лав и туфов базальтового и андезит-базальтового состава (Coleman, 1964). Здесь же известны альбит-эпидот-амфиболовые сланцы с реликтами первичной слоистости, которые, как предполагает Р. Стэнтон (Stanton, 1961), образовались по осадочным породам. Широко развиты в комплексе основания габброиды и габбро-диориты, очень разнообразные по структурным и текстурным особенностям. Они интенсивно катаклазированы и дислоциро-

Таблица 9

Радиологический возраст амфиболитов (К—Аг метод по амфиболу и плагиоклазу)

№ обр.	Минерал	Возраст, млн. лет
698	Амфибол	51,5
	Плагиоклаз	49,5
699	Амфибол	43,6
	Плагиоклаз	40,6
700	Амфибол	44,3
	Плагиоклаз	32,4

ты и габброиды, тесно ассоциирующие с ультрабазитами. В пределах Соломоновых островов в отличие от многих других районов, рассмотренных ранее, амфиболиты вверх по разрезу сменяются зелеными сланцами, представляющими скорее всего верхние метаморфические зоны комплекса пород основания.

Другой интересный факт заключается в том, что перекрывающие комплекс основания отложения на северо-запад от Центральной провинции (северная часть островов Санта Изабель, Шуазель и Малаита) сменяются типичными глубоководными осадками верхнего мела, палеогена и неогена. Указанный факт позволяет предполагать, что и ниже типичных океанических осадков Малаиты залегает такой же меланократовый метаморфический фундамент. Это подтверждают и результаты драгирования к юго-востоку от о. Малаита, проведенные в 49-м рейсе «Витязя». Наконец, присутствие в разрезе о. Малаита фаунистически датированных отложений верхнего мела и отсутствие перерывов в разрезе, по-видимому, позволяют думать, что возраст пород комплекса основания по крайней мере допозднемеловой (Coleman, 1966).

Рассмотренными выше примерами не ограничиваются островные дуги, в пределах которых обнаружены выходы пород меланократового фундамента. Эти образования известны в ряде других мест. Однако представляется, что приведенного материала достаточно, чтобы сделать некоторые выводы об особенностях строения фундамента островных дуг.

В последние годы выяснилось, что аналогичные образования залегают в основании эвгеосинклинальных зон геологического прошлого. Они изучены и описаны во многих разновозрастных складчатых зонах континентов (Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1973, 1975; Буртман и др., 1974.; Dewey, Bird, 1971; и мн. др.).

#### ■ СКЛАДЧАТЫЕ ЗОНЫ КОНТИНЕНТОВ (ГЕОСИНКЛИНАЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО)

В настоящем разделе будут рассмотрены лишь некоторые примеры, которые в дальнейшем помогут обсуждению общих вопросов геологии меланократового фундамента. Изложение этих материалов облегчено тем, что в последнее время их распространение и строение в Альпийском поясе было обобщено А. Л. Книппером (1973, 1975). Кроме того, ряд районов автору удалось изучить во время сравнительно кратковременных полевых работ.

#### Куба

В пределах острова выходы ультраосновных пород и габброидов приурочены к зоне, разделяющей миогеосинклинальные разрезы северной части острова от эвгеосинклинальных разрезов, расположенных южнее. Между этими зонами находится узкая сильно сжатая полоса распространения глубоководных отложений юры и мела, которая, по мнению Ю. М. Пущаровского, А. Л. Книппера и Пуиг-Рифа (1967), была характерна для глубокого некомпенсированного прогиба (рис. 45).

В настоящее время эти первичные соотношения между разрезами отдельных зон нарушены, так как породы эвгеосинклинальной зоны и глубоководного прогиба надвинуты на север. Это обстоятельство сильно затрудняет восстановление первичной последовательности напластования пород. Наиболее точно эти взаимоотношения устанавливаются в провинции Лас-Вильяс (Пущаровский и др., 1967; Книппер, 1973, 1975; Pardo, 1954; Ducloz, 1958; Ducloz, McFall, 1958).

Описание будет сделано на основе анализа опубликованных в литературе данных, а также личных наблюдений в районе г. Санта-Клара и гор Эскамбрай в 1970 г. Неоценимую помощь автору в познании геологии

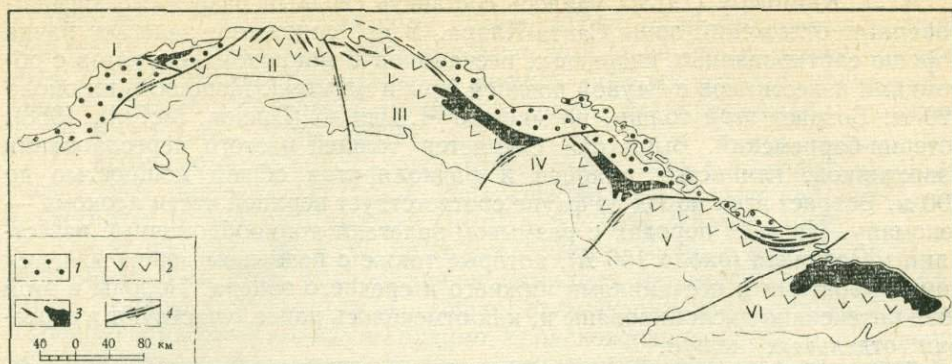


Рис. 45. Схема расположения ультраосновных и габброидных пород на Кубе (Книппер, 1973)

- |                               |                              |                          |
|-------------------------------|------------------------------|--------------------------|
| 1 — мнгоэосинклинальная зона; | 4 — сдвиги.                  | III — сектор Лас-Вильяс; |
| 2 — эвгеосинклинальная зона;  | Цифры на схеме:              | IV — сектор Камагуэй;    |
| 3 — ультрабазиты;             | I — сектор Пинар дель-Рио;   | V — сектор Ольгин;       |
|                               | II — сектор Гавана-Матансас; | VI — сектор Ориенте      |

Кубы оказали А. Л. Книппер и Х. Альбеар, руководившие геологическими маршрутами во время посещения Кубы.

В секторе Лас-Вильяс выделяются несколько структурно-фациальных зон (Книппер, 1973, 1975; Ducloz, 1958; Ducloz, McFall, 1958; Meyerhoff, Hatten, 1968). Самая северная из них — зона Ремедиос. В ее пределах на гранито-гнейсовом фундаменте Багамской плиты (заведомо домезозойского возраста) залегает мощный (до 7000—7500 м) преимущественно карбонатный разрез, начинающийся отложениями верхней юры. Все отложения (до раннего палеоцена включительно) смяты в крупные кулисообразно расположенные складки и разбиты многочисленными крупными разломами. Эта зона по крупному крутому разлому (сбросу или взбросу) контактирует с зоной Камахуани. В последней карбонатные отложения переслаиваются с типичными глубоководными осадками (кремнями и пелитоморфными известняками с пелагической фауной). Начиная с конца мела или начала палеогена здесь накапливались олистостромовые толщи. Складчатость в зоне Камахуани более сложная: распространены узкие сжатые, иногда запрокинутые на юго-запад складки, разбитые падающими на северо-восток разломами. Как видим, рассмотренные зоны характеризуются преимущественно карбонатным осадконакоплением. Причем для первой из них характерно развитие мощных, но относительно мелководных фаций, тогда как для второй (подзона Лас-Вильяс) верхняя часть разреза юры и мела характеризуется накоплением маломощных, но относительно глубокоководных осадков. В обеих зонах отчетливо проявились предмаастрихтские движения.

На юге зона Камахуани ограничена крутым разломом Камахуани, который отделяет ее от расположенной южнее зоны Санта-Клара. В последней широко развит меланж, свидетельствующий о существовании надвигов и покровов. Меланж зоны Санта-Клары представляет собой сильно деформированную серпентинитовую массу, содержащую блоки, глыбы и обломки различных пород. Среди них распространены метаморфические породы (мусковитовые, кварцево-мусковитовые, актинолитовые, графитовые сланцы, гранатовые амфиболиты и амфиболиты, глаукофановые сланцы и филлиты), порфириты, туфы порфиритов, диабазы, долериты и разнообразных габброиды. Среди этих обломков сравнительно легко распознаются породы, слагающие разрезы уже рассмотренных более северных зон, и породы, свойственные разрезам более южных зон. А. Л. Книппер (1973, 1975), анализируя состав обломков в меланже и тектонику зоны Санта-Клара, установил, что меланж приурочен к трем самостоятельным чешуям, одна из которых ограничена с юга надвигом Сан-Фелиппе.

А. Л. Книпперу (1973) удалось составить сводный разрез стратифицированных отложений зоны Санта-Клара. В его основании залегает пачка хорошо сортированных кварцевых песчаников и микроконгломератов с обломками известняков с фауной поздней юры и неокома. Мощность их около 120 м. Возраст этой толщи, по мнению Ч. Дюкло (Ducloz, McFall, 1958), готерив-барремский. Выше она сменяется толщей частого переслаивания известняков, глинистых сланцев и радиоларитов общей мощностью до 200 м. Возраст этих пород по фауне соответствует верхней части неокома — сеноману. На этих породах с разрывом залегают тонкообломочные известняки маастрихта (около 150 м), которые также с разрывом перекрываются конгломератами и песчаниками нижнего и среднего эоцена. Породы в этой зоне интенсивно дислоцированы и, как отмечалось ранее, участвуют в строении отдельных чешуй.

Таким образом, для рассматриваемой зоны характерно развитие глубоководных и очень маломощных отложений мела (до сеномана включительно), наличие предмаастрихтского и предэоценового перерывов.

Самая южная в этой части Кубы зона носит название Сейбабо. В ряде мест (например в районе г. Пласетес), как указывает А. Л. Книппер (1973, 1975), при переходе от зоны Санта-Клара к зоне Сейбабо видно, как к югу серпентинитовый меланж сменяется ультрабазитами и габброидами. Ультрабазиты, залегающие внизу, вверх выше зоны переслаивания габброидов и ультрабазитов, имеющей мощность от 10 до 300 м, замещаются сложным сочетанием разнообразных габбро, анортозитов и долеритов. Местами эти породы превращены в габбро-амфиболиты. Мощность габброидов на некоторых участках достигает 4500 м. В их верхней части распространены габбро-диабазы, долериты и метаморфизованные базальты, которые падают на юг под вулканогенные отложения зоны Сейбабо. Последние начинаются базальтами, переслаивающимися с тонкими прослоями кремнистых сланцев и известковистых песчаников, общая мощность их около 650 м.

Выше по разрезу на вулканогенных отложениях залегают оливиновые и авгитовые порфириты часто с шаровой отдельностью. В лавах встречаются сравнительно редкие и маломощные прослой конгломератов и туфов. Общая мощность этой толщи 850 м.

Порфириты с постепенным переходом сменяются толщей частого переслаивания тонкослоистых известняков и глинистых сланцев с редкими прослоями туфопесчаников и конгломератов мощностью 300—350 м. В этих породах была обнаружена фауна сеноманского яруса.

Над ними залегает толща чередования туфов, песчаников и сланцев с фауной туронского возраста, мощность ее около 200 м.

Разрез вулканитов зоны Сейбабо заканчивается сенонскими отложениями, представленными базальтами с прослоями туфогенных кремнистых сланцев и кремней, общей мощностью около 600 м. Возраст этих пород по фаунистическим данным сенонский.

На отложениях сенона (Книппер, 1973, 1975; Ducloz, McFall, 1958) несогласно залегают песчаники, обломочные известняки, мергели, рудистовые известняки и туфы с отдельными покровами базальтов. Общая мощность толщи около 300—350 м. Последние в свою очередь несогласно перекрываются мергелями, известняками и конгломератами ранне- и среднеэоценового возраста. Меловые отложения зоны Сейбабо слагают крупную асимметричную синклиналию складку, осложненную рядом крупных относительно простых складок, иногда разбитых разломами.

Для зоны Сейбабо, как видим, характерен преимущественно вулканогенный разрез, в котором основные эффузивы переслаиваются с типично пелагическими образованиями. Эти эвгеосинклинальные толщи на севере подстилаются метаморфизованными эффузивами, габбро и ультрабазитами. Такие взаимоотношения позволили Ж. Пардо (Pardo, 1954), А. Мейергоффу, Ч. Хаттену (Meyerhoff, Hatten, 1968) и А. Л. Книпперу (1973, 1975) говорить о том, что породы, залегающие выше ультрабазитов («древние

вулканиты»), представляют кору океанического типа эвгеосинклинальной зоны Кубы. Возраст их во всяком случае домеловой (по геологическим данным). Они оказались выжатыми на дневную поверхность вследствие надвигания эвгеосинклинальной зоны на север, что убедительно показано А. Л. Книппером (1973, 1975).

Близкие соотношения ультрабазитов и габброидов с вышележащими отложениями эвгеосинклинальной зоны известны и в других районах Кубы, в частности в секторе Камагуэй (Flint a. o., 1948; Thayer, 1942).

Таким образом, на Кубе ниже стратифицированных отложений эвгеосинклинального типа распространен комплекс метаморфизованных эффузивов, габбро-амфиболитов и габбро, залегающих выше ультрабазитов. Габброиды Кубы по облику и, видимо, происхождению ничем не отличаются от аналогичных образований других регионов. С лежащими ниже ультрабазитами они связаны постепенным переходом через полосчатые пачки, состоящие из чередования ультрабазитов, габброидов и анортозитов.

#### Югославия

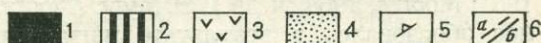
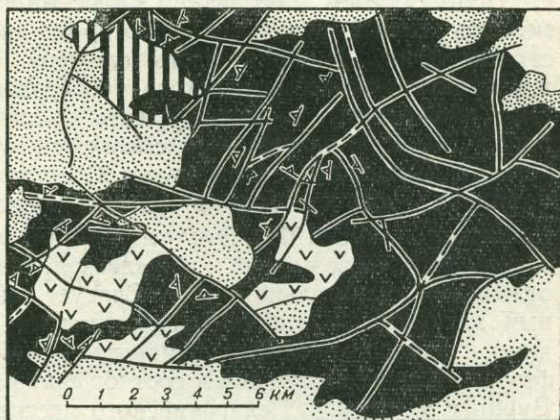
Ультраосновные и габброидные породы в зоне Динарид давно уже изучаются и, как всегда, являются предметом оживленных дискуссий.

Рассмотрим строение габбро-амфиболитового комплекса на примере ультраосновного массива Кривая—Конюх, который описан Я. Памичем (Pamić, 1971). Массив Кривая—Конюх расположен к северу от г. Сараево в центральной части эвгеосинклинальной зоны Динарид. Ультраосновные, основные и метаморфические породы, слагающие его, залегают среди отложений юрского возраста (рис. 46). Весьма вероятно, что под юрскими отложениями этой зоны и выше ультрабазитов и габбро-амфиболитов залегают породы триаса и палеозоя, блоки которых встречаются среди гипербазитов и габброидов. Юрские образования представлены граувакками, субграувакками с прослоями сланцев и отдельными покровами эффузивов основного состава. Возраст этих пород устанавливается только по сопоставлению их с фаунистически охарактеризованными отложениями других районов. Местами они несогласно перекрываются осадочными (карбонатными) отложениями титона, чаще — нижнего мела. В этих толщах встречены обломки пород массива (Pamić, 1971).

Согласно взглядам Я. Памича, возраст пород массива Кривая — Конюх как и ряда других массивов ультраосновных пород Динарид, заведомо доюрский, а может быть, и более древний — допалеозойский (Pamić, 1971). Центральные части массивов сложены серпентинитами, которые образова-

Рис. 46. Геологическая карта района горы Озрен (Pamić, 1971)

- 1 — ультраосновные породы;
- 2 — габбро;
- 3 — долериты;
- 4 — юрские вулканогенно-осадочные образования;
- 5 — полосчатость;
- 6 — разломы (а — предполагаемые, б — установленные)



лись в основном по перидотитам. Часто встречаются полосчатые и гнейсовидные породы, сильно катаклазированные. По мнению Я. Памича (Pamić, 1971), гнейсовидность и полосчатость образуются в результате метаморфизма. Простирание полосчатости и гнейсовидности пород массива несогласное с простиранием юрских и меловых пород, что свидетельствует о существовании более ранних этапов деформаций.

Разнообразен комплекс амфиболитов и габброидов, известных в рассматриваемой зоне. Чаще всего они распространены между ультрабазитами и мезозойскими отложениями. Некоторые выходы габброидов известны внутри массивов ультраосновных пород. Породы габбро-амфиболитового комплекса чрезвычайно разнообразны — это полевошпатовые перидотиты, троктолиты, оливиновые и реже пироксеновые габбро. Разнообразны они и по структурам — пегматоидные, порфиробластовые, такситовые, полосчатые и др. Минеральный состав габброидов также различен. Часто верхняя часть габброидов постепенно сменяется долеритами, в той или иной степени метаморфизованными — от гранулитов до зеленокаменно-измененных пород.

В качестве примера строения долеритовой части габбро-амфиболитового комплекса можно привести разрез, описанный Я. Памичем (Pamić, 1971) у южного края массива Озрен.

Здесь выше габброидов залегают: 1) амфиболитовые сланцы и амфиболиты мощностью 15 м; 2) амфиболитовые диабазы (35 м); 3) габбро и долериты (350 м) с офитовыми структурами; в нижней части долериты метаморфизованы вплоть до появления в основной массе амфибола; 4) долериты, измененные не особенно сильно (315 м); 5) диабазы с офитовой структурой, зеленокаменно-измененные и сосюритизированные (185 м). Эти породы несогласно перекрываются юрскими граувакками и сланцами.

Среди амфиболитов известны разности, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. Для них характерны немагматические, гранобластовые структуры, сланцеватые, а иногда и массивные текстуры. Эти породы состоят из плагиоклаза (андезин-олигоклаза), желто-зеленого амфибола, эпидота и хлорита, часто видны реликты клинопироксена.

Наряду с этими породами встречаются значительно сильнее метаморфизованные амфиболиты. Они образуют отдельные лачки мощностью в 100—150 м, а иногда залегают среди гипербазитов и габброидов. Для них характерны гранобластовые и порфиробластовые структуры с реликтами гранулитовых структур. Текстуры пород, как правило, полосчатые. Такие амфиболиты состоят из плагиоклаза (лабрадор-битовнит), коричневого амфибола, диоксида, гиперстена и граната. Гранат содержит до 40—50% пироповой составляющей. Скорее всего эти породы являются ретроградно измененными эклогитами.

Таким образом, в основании эвгеосинклинальной зоны Динарид залегает меланократовый фундамент, в котором наблюдаются некоторые элементы стратиграфии. Нижняя часть сложена габброидами, образовавшимися в результате метасоматического преобразования перидотитов. Выше залегают амфиболиты, в которых есть реликты сильнее метаморфизованных пород. Вверх по разрезу они сменяются амфиболовыми сланцами и зеленокаменно-измененными эффузивами. Структурно эти породы слагают единый комплекс — полосчатость в ультрабазитах, габброидах и амфиболитах совпадает (Pamić, 1971). Эти отложения были деформированы и метаморфизованы до юры, возможно и до палеозоя, так как метаморфизм палеозойских отложений значительно слабее. Следует также отметить очень неравномерный метаморфизм габбро-амфиболитового комплекса, обусловленный, видимо, и первично неоднородным метаморфизмом, и наложением процессов диафтореза. Южнее аналогичные соотношения наблюдаются и в пределах массива Вуринос у границы Пелагонийского массива и зоны Элленид (Hiessleitner, 1951; Mooges, 1969; и др.). Э. Мурс (Mooges, 1969) считает, что массив Вуринос образовался в результате магматического замещения ультрабазитов.

Однако, судя по приводимым им описаниям, они практически ничем не отличаются от метасоматических габброидов п-ова Камчатский мыс. Выше пород массива Вуринос несогласно залегают известняки сеноманского возраста.

#### Кипр

Кипр относится к одному из уникальных районов Альпийского пояса, где можно предполагать автохтонное залегание пород габбро-амфиболитового комплекса (вторым таким районом, по-видимому, является зона Ивреа). Об этом свидетельствует очень высокая положительная аномалия силы тяжести, которая приурочена к выходам ультраосновных пород (Gass, 1967).

На о. Кипр с севера на юг выделяются пять структурно-фациальных зон (Henson *а. о.*, 1949). 1) Вдоль северного побережья острова протягивается узкий прибрежный пояс, сложенный преимущественно карбонатными породами верхнего мела, эоцена и неогена, падающими моноклинально на север и несогласно перекрывающими породы, обнаженные в хр. Кирения. 2) Хребет Кирения представляет горст, имеющий чешуйчатое строение. Отдельные чешуи, падающие на север, сложены песчаниками и радиоляритами триаса, юрскими известняками и изверженными породами основного состава. Внутри этих пород содержатся экзотические блоки известняков перми. 3) К югу от хр. Кирения распространена зона Мезоарис, сложенная карбонатными породами мела — палеоцена, залегающими несогласно на породах массива Троодос. 4) Породы массива Троодос слагают четвертую структурно-фациальную зону. 5) К югу от нее распространена зона Маммония, выполненная породами одноименной формации, которая в нижней части представлена песчаниками, а в верхней тонкоплитчатыми известняками с прослоями кремней и яшм. В известняках собрана верхнетриасовая фауна. В виде отдельных экзотических глыб встречаются рифогенные известняки поздне триасового возраста, песчаники неясного возраста (Henson *а. о.*, 1949; Lariège, 1968), подушечные лавы, кварциты, амфиболиты и серпентиниты (Rossi, Lariège, 1969). Согласно данным Ж. Рокси и Г. Лапьер (Rossi, Lariège, 1969), соотношение метаморфических пород, лав и серпентинитов с породами формации Маммония повсеместно тектонические.

Зона Троодос сложена ультрабазитами, габброидами, породами дайкового комплекса и разнообразными лавами. Центральную ее часть занимают выходы ультрабазитов, представленных дунитами, пироксенитами и полевошпатовыми пироксенитами. Выходы этих пород слагают два «массива» — Троодос и Лимассол Форест, или Келлаки (Lariège, Rossi, 1967; Moores, Vine, 1971). Породы местами нацело серпентинизированы, но часто сохраняются и достаточно свежие их разности. Соотношения между различными типами пород в пределах массивов очень сложные (рис. 47). Отдельные разновидности ультрабазитов (гарцбургиты, дуниты, пироксениты) слагают здесь неправильной причудливой формы тела (Moores, Vine, 1971). Первичная полосчатость внутри таких тел ориентирована в меридиональном и субмеридиональном направлении (Gass, 1968).

Выходы ультраосновных пород окружены габброидами, наиболее широко развитыми в районе массива Троодос. Зона перехода от ультрабазитов к габброидам иногда представлена троктолитами, иногда полосчатыми пачками (массив Келлаки), состоящими из тонкого переслаивания пироксенитов, габбро, реже анортозитов. Габброиды очень разнообразны — это пойкилитовые оливковые габбро, троктолиты, габбро-нориты, амфиболовые габбро. В последних отчетливо наблюдается, что амфибол развивается по более раннему пироксену. В полях выходов габброидов встречаются небольшие тела гранофилов (кварцевых диоритов), которые сходны по составу с диоритами, поднятыми при драгировании со Срединно-Атлантического хребта (Moores, Vine, 1971).

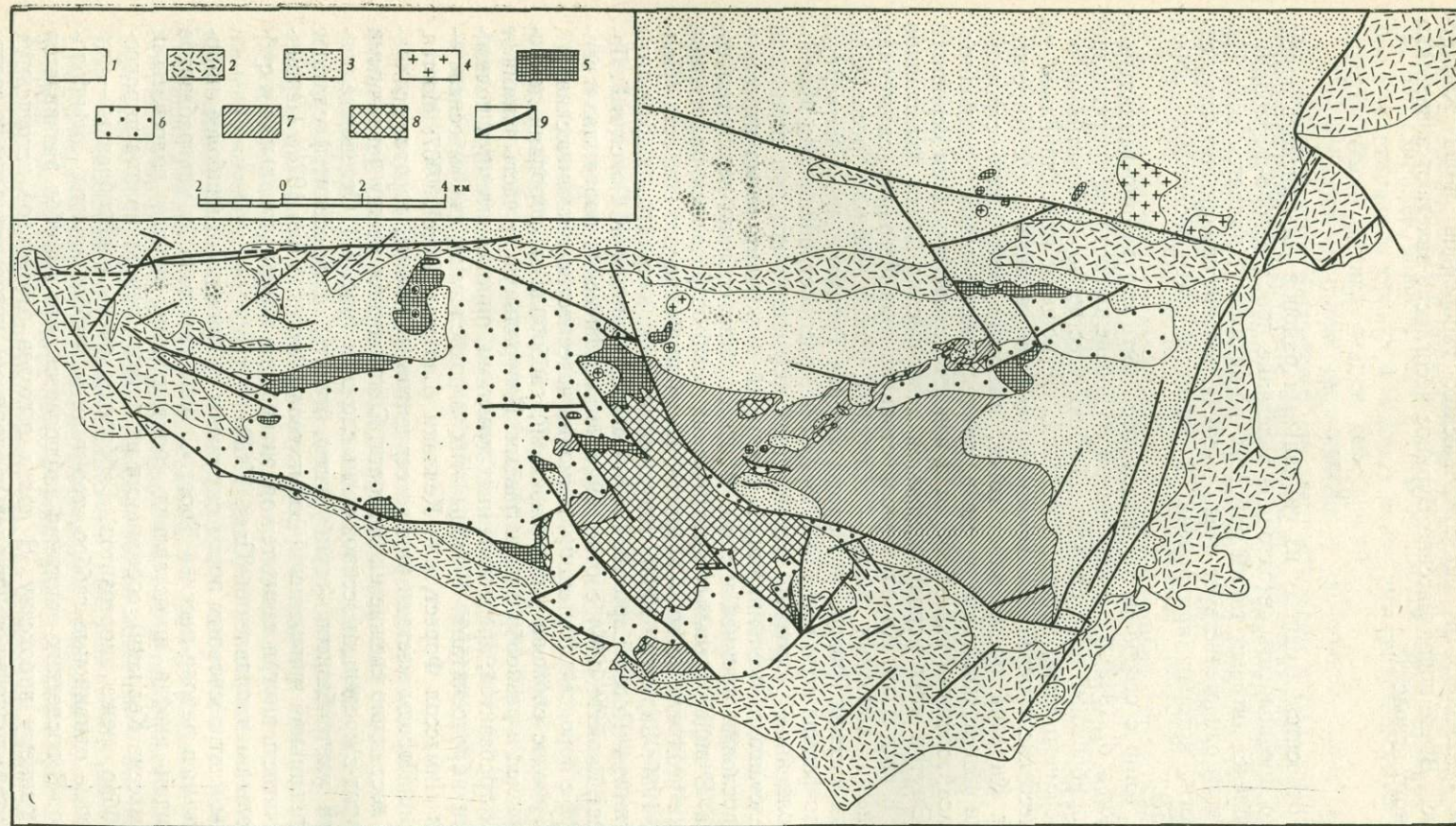


Рис. 47. Геологическая карта массива Келлаки (Lapierre, Rossi, 1967)

1 — осадочные породы;  
2 — комплекс шаровых лав;

3 — дайковый комплекс;  
4 — гранофиры;

5 — габбро;  
6 — серпентиниты;

7 — plutonic complex  
(различные габбро и анортоситы);

8 — перидотиты;  
9 — разломы

Выше габброидов располагается комплекс нижних шаровых лав (Mooges, Vine, 1971), представленных базальтами, андезитами и кератофирами. Соотношения их с подстилающими породами точно не установлены. М. Гасс (Gass, 1958, 1967, 1968) предполагал, что существует несогласие в основании нижних шаровых лав. Однако Э. Мурс и Ф. Вайн (Mooges, Vine, 1971) пишут, что достоверных фактов, подтверждающих существование несогласия, обнаружить не удастся. Выяснение соотношений этих двух комплексов осложняется тем, что верхняя часть габброидов и нижние шаровые лавы пронизаны огромным количеством даек (sheeted complex, Mooges, Vine, 1971).

Иногда количество даек настолько велико, что с трудом удается обнаружить вмещающие породы. Дайки имеют мощность от нескольких сантиметров до 3 м. Они чаще всего вертикальные. По их краям видны зоны закалки. Встречены дайки, секущие габбро и нижние эффузивы. По составу среди них выделяются офитовые базальты и долериты, диабазы, лампрофиры, лабрадорские порфириты и горнблендиты.

Дайки, как правило, простираются в меридиональном направлении. Все рассмотренные ранее образования метаморфизованы в условиях зеленокаменной фации метаморфизма.

Выше этих пород несогласно располагаются (см. рис. 47) верхние шаровые лавы, представленные вулканическими брекчиями, спилитами, пикритовыми базальтами, с отдельными покровами лабрадоритов, реже кератофинов и прослоями радиоляриевых марганцовистых сланцев. Мощность этих пород не менее 1000 м (Gass, 1968). Они неметаморфизованы или метаморфизованы очень слабо (Lapierre, Rocci, 1967). В породах комплекса верхних шаровых лав не содержится даек, свойственных более низким частям разреза зоны Троодос. Все это свидетельствует о наличии перерыва перед их формированием.

Перечисленные отложения несогласно перекрыты известняками верхнего сенона зоны Мезоарис. Многие исследователи считают, что весь комплекс Троодос (включая верхние шаровые лавы) формировался в позднем мелу (Gass, 1967, 1968; Lapierre, Rocci, 1967; Böttcher, 1969). Э. Мурс и Ф. Вайн (Mooges, Vine, 1971) предполагают, что ультрабазиты (во всяком случае дуниты и гарцбургиты) представляют собой блок твердой мантии, в то время как остальные образования — это магматические породы, сформированные позже ультрабазитов.

Таким образом, на Кипре ниже основных лав с прослоями радиоляритов залегает сложный комплекс зеленокаменно-измененных лав и даек, разнообразных габброидов и ультрабазитов. Условия становления этих пород необычно сложны: после того, как они были сформированы, произошло излияние лав (нижние шаровые лавы). Обе части разреза были прорваны дайковыми сериями, преобразованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, лишь затем они несогласно перекрыты верхними шаровыми лавами.

Рассмотренные случаи не единичны в пределах Альпийского пояса Евразии. Выходы аналогичных пород известны на Малом Кавказе, в зоне Ивреа, в Лигурии, Сирии, Омане и во многих других местах. Однако приведенного материала вполне достаточно, чтобы составить представление об общих чертах строения меланократового основания эвгеосинклинальных систем прошлого.

#### Урал

Одним из складчатых палеозойских сооружений, в пределах которых не только обнажены, но и детально изучены породы комплекса основания, является Урал. Интересующие нас образования вскрыты в виде почти непрерывной полосы вдоль восточного склона Урала, а также в основании шарьяжных пластин в пределах западного склона Урала (Пейве, Штрейс,

Перфильев и др., 1971; Камалетдинов, Казанцева, 1970; Камалетдинов, 1972; Буртман и др., 1974; Руженцев, 1971а, б; и др.).

В пределах этого региона породы фундамента (гипербазиты, габброиды, габбро-амфиболиты и амфиболиты) изучены очень детально благодаря работам [Ю. Е. МолдавANCEVA] (1963), В. Ф. Морковкиной (1967), А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967). Уже давно известно, что в пределах Урала гипербази́ды и габброиды слагают меридионально вытянутую полосу, приуроченную к зоне Главного Уральского разлома (Пейве, 1948; Штрейс, 1951; «Тектоника Евразии», 1966).

Геофизическими исследованиями установлено, что зона выходов ультрабазитов и габброидов в глубинном строении земной коры выражается резким подъемом «базальтового» слоя и поверхности Мохоровичича (Соболев, 1969; Халевин и др., 1968; рис. 48). В связи с этим многие исследователи предполагают, что она представляет собой участок, где близко к земной поверхности расположены глубинные горизонты земной коры, в частности ее «базальтовый» слой (Иванов и др., 1972).

Строение пород фундамента удобнее рассмотреть на примерах Кытлымского массива в пределах Платиноносного пояса, детально изученного А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой (1967), и Войкаро-Сыньинского массива, описанного В. Ф. Морковкиной (1967).

Кытлымский массив расположен на Среднем Урале вблизи западного крыла Зеленокаменного синклиория (рис. 49), сложенного породами ордовика и силура. Разрез ордовика начинается известняками, доломитизированными известняками и доломитами, согласно перекрывающимися филлитовидными сланцами с прослоями метапесчаников и метагравелитов. На них залегает толща метаморфизованных в фации зеленых сланцев диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов с отдельными покровами более кислых эффузивов. Ультрабазиты и габброиды Кытлымского массива залегают среди зеленокаменно-измененных пород ордовика, а также среди эпидот-амфиболовых сланцев и амфиболитов с прослоями кварцево-слюдястых сланцев, которые А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967) считали контактово-измененными породами ордовика. Соотношения их с вмещающими породами не совсем ясны. В ряде случаев можно предполагать, что они тектонические (устное сообщение А. С. Перфильева).

С восточной стороны от массива распространены вулканогенные породы силура, представленные в нижней части диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами и базальтами, а в верхней — андезитами, альбитофирами и кварцевыми альбитофирами.

Кытлымский массив в плане представляет собой серию концентрических брахиформных массивов, сложенных разнообразными по составу, текстурам и структурам горными породами. Изучение элементов залегания полосчатости и гнейсовидности показывает, что форма массивов в разрезе цилиндрическая.

Согласно данным А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), первичными породами в Кытлымском массиве являются дуниты, сохранившиеся в виде отдельных изометрических тел в Косьвинской и Тылай-Конжаковской структурах. Эти исследователи предполагают, что первоначально дуниты были распространены значительно шире. Все остальное разнообразие пород массива (за исключением габбро-норитов и гранитоидов) они объясняют явлениями метасоматоза. Этот процесс начинается в дунитах появлением эмбрионального диопсида. При дальнейшем его развитии формируются пироксениты, а затем тылаиты (породы, занимающие промежуточное положение между пироксенитами и оливиновыми габбро). Последние широко развиты в пределах Косьвинской и Тылай-Конжаковской структур. Об их образовании А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967, стр. 123—124) пишут: «Тылаиты составляют геологически одно целое с пироксенитами, аподунитовая природа которых весьма вероятна (например, полосчатый комплекс

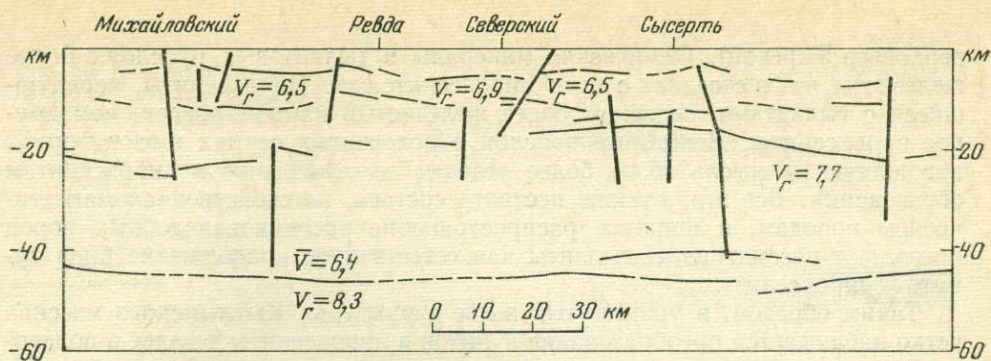


Рис. 48. Схема строения земной коры на Урале по Свердловскому профилю (по данным И. Д. Соболева и др., схематизировано автором).  $V_r=6,5-6,9$  км/сек — «базальтовый» слой земной коры

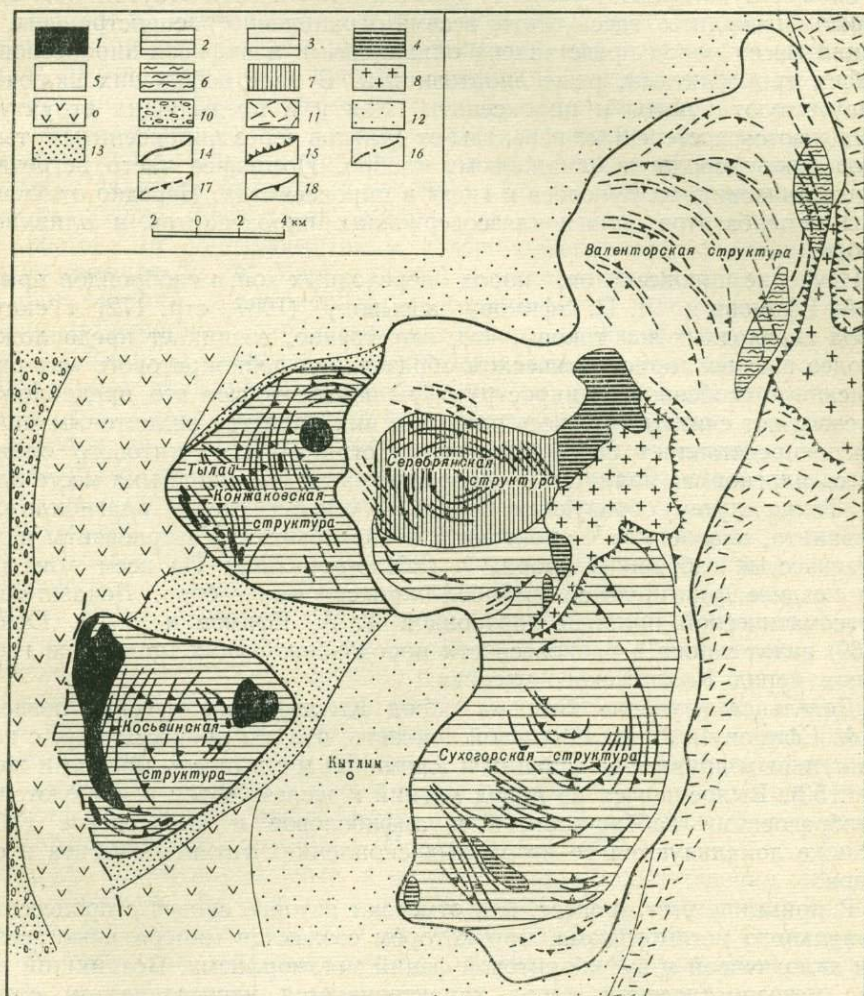


Рис. 49. Схема геологического строения Кытлымского массива (по данным работ А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой в 1955—1959 гг.)

- |  |   |   |
|--|---|---|
| Западная ассоциация:   | 7 — амфибол-пироксеновые                | и 12 — амфиболиты ордовика —                      |
| 1 — дуниты,  | амфиболовые габбро с                    | силура;   |
| 2 — пироксениты и тыландиты; сухогорская ассоциация;                       | 8 — гранитоиды,                         | 13 — кытлымиты;                                   |
| 3 — оливиновые габбро,   | 9 — зеленые сланцы и эффузивы ордовика; | 14 — интрузивные контакты I и II интрузивных фаз; |
| 4 — пироксениты, верлиты, магнетитовые оливиниты; валенторская ассоциация; | 10 — терригенные сланцы ордовика;       | 15 — интрузивный контакт III интрузивной фазы;    |
| 5 — габбро-нориты,   | 11 — основные эффузивы силура;          | 16 — тектонические контакты;                      |
| 6 — оливиновое габбро; серебрянская ассоциация;                            |   | 17 — трахитоидность;                              |
|  |   | 18 — полосчатость                                 |

верховьев Гаревой). Фемические минералы в тылаитовых прослоях более железисты, чем в соседних с ними пироксенитовых. Пироксениты, чередующиеся с тылаитами, содержат более железистый клинопироксен, чем другие пироксениты. Некоторые прослои в полосчатых сериях имеют форму, наводящую на мысль об их более позднем по отношению к пироксенитам образовании. Все это, а также пестрота состава, не свойственная магматическим породам, и широкое распространение роговиковоподобных пород позволяют рассматривать тылаиты как естественное продолжение ряда дунит — пироксенит».

Таким образом, в упомянутых выше структурах Кытлымского массива четко наблюдается преобразование дунитов в пироксениты и далее в полевошпатсодержащие породы — тылаиты, т. е. идет тот же самый процесс габброизации ультрабазитов, который наблюдается в пределах островных дуг (например на п-ове Камчатский мыс и на о. Новая Гвинея).

В остальных структурах Кытлымского массива (Валенторской, Серебрянской и Сухогорской) реликты дунитов практически отсутствуют. Пироксениты и верлиты здесь также весьма ограниченно распространены. Основная масса пород представлена оливиновыми и амфибол-пироксеновыми габбро, троктолитами, реже анортозитами. В виде небольших включений присутствуют дуниты и пироксениты. Как и в предыдущих структурах, наблюдаются постепенные переходы от дунитов через пироксениты и тылаитоподобные породы к оливиновому габбро. Последнее часто встречается в виде линзовидных прослоев и гнезд в пироксенитах. Нередко отмечаются зоны гипербазитов, плагиоклазсодержащих пироксенитов и оливиновых габбро.

Изучение пироксенитов, пород переходных зон и габброидов привело А. А. Ефимова и Л. П. Ефимову к выводу (1967, стр. 172): «Текстуры пород переходных зон таковы, что, естественно, возникает предположение о более позднем метасоматическом образовании лейкократового материала. Описанные особенности микроструктуры подтверждают это предположение и позволяют считать, что весь оливин в них является реликтовым минералом и представляет собой остатки субстрата — магнетитового оливина, а весь плагиоклаз является новообразованием, возникшим на месте оливина. Таким путем образуются породы, имеющие состав плагиоклазового оливинита, казанскита<sup>1</sup>, троктолита и анортозита». Ультрабазиты и метасоматические габброиды прорваны габбро-норитами. По всем этим породам позднее формируются амфибол-пироксеновые габбро. Доказательство метасоматической природы габброидов А. А. Ефимов и Л. П. Ефимов (1969) видят также в равновесности порообразующих минералов габброидных пород Кытлымского массива.

Детальное изучение химизма пород Кытлымского массива позволило А. А. Ефимову и Л. П. Ефимовой показать, что эти процессы идут с последовательным привнесением кальция и алюминия и с выносом магния и железа (рис. 50). Выносящиеся из пород магний и железо затем реализуются при преобразовании габбро-норитов в амфиболовое и анортозовое габбро, а также локализуются во вторичных скоплениях титаномagnetита и сульфидов.

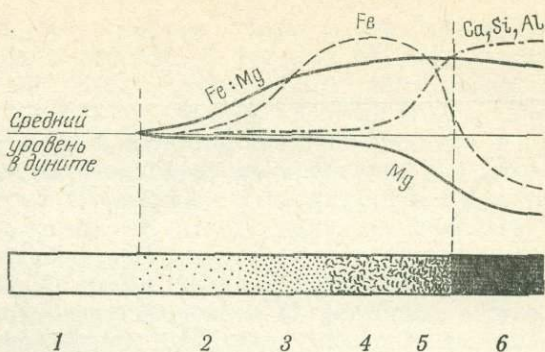
В принципе этот процесс, как отмечают авторы, сходен с процессом регионального метаморфизма, при котором создаются минеральные ассоциации эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Возникший комплекс метасоматических пород характеризуется непостоянством состава, малой железистостью темноцветных минералов, наличием пегматоидных неравномернозернистых роговиковых структур и часто полосчатых текстур (Ефимов, Ефимова, 1967).

Вторым районом Урала, где комплекс метасоматических габброидов изучен достаточно полно, является Войкарско-Сыньинский массив Поляр-

<sup>1</sup> Казанскит — разновидность магнетитовых оливинитов с плагиоклазом (Ефимов, Ефимова, 1967).

Рис. 50. Стандартный разрез контакта дунит — пироксенит (Ефимов, Ефимова, 1967)

- 1 — дунит;
- 2 — дунит с эмбриональным диопсидом;
- 3 — метадунит с эмбриональным диопсидом;
- 4 — метадунит с крупной вкрапленностью диопсида;
- 5 — верлит;
- 6 — пироксенит



ного Урала. Он расположен вдоль границы Центрально-Уральского антиклинория и Зеленокаменного прогиба Восточного Урала в зоне Главного Уральского разлома (Перфильев, 1968; «Тектоника Евразии», 1966).

К западу от зоны разлома расположен Уралтауский антиклинорий, сложенный породами рифея и нижнего палеозоя, прорванных гранитоидами. Породы рифея и нижнего палеозоя (кембрия) представлены различными сланцами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Первоначально эти породы, видимо, представляли собой переслаивание терригенных и эффузивных образований. Выше несогласно залегают отложения ордовика, силура и девона миогеосинклинального облика (Перфильев, 1968).

К востоку от ультрабазитов и габбро-амфиболитового (пироксенито-габброидного, по В. Ф. Морковкиной) комплекса располагается Войкарский синклиниорий, выполненный преимущественно девонскими вулканогенными отложениями (спилитами, диабазами, альбитофирами и их туфами) с прослоями кремнистых и глинистых сланцев и известняков.

Внутреннее строение Войкаро-Сыньинского массива достаточно сложное (рис. 51). Центральная часть его сложена гипербазитами, среди которых выделяются гарцбургиты и мелкозернистые дуниты, часто серпентинизированные (данные А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой). По этим породам развиты войкариты — антигорит-оливиновые породы. Восточнее широко распространены породы пироксенито-габброидного комплекса. Они представлены разнообразными породами: пироксенитами, плагиоклазовыми пироксенитами, различными габброидами, цоизитовыми породами и анортозитами. Вдоль западной окраины массива известны линзовидные тела пироксенитов и небольшие штоки послеордовикских гранитоидов.

Породы пироксенито-габброидного комплекса связаны постепенными переходами с гипербазитами, а на востоке и с плагиогранитами. Ультрабазиты в различной степени серпентинизированы. Структура пород равномернозернистая. Во многих участках массива гипербазиты интенсивно дислоцированы, плейчатые и несут следы пластических деформаций. В таких местах в породах наблюдается интенсивный катаклиз и вторичные псевдопорфировидные структуры (Морковкина, 1967).

Там, где виды нормальные, а не тектонические соотношения гипербазитов с породами пироксенито-габбрового комплекса, отчетливо устанавливаются постепенные переходы от первичных дунитов и гарцбургитов к продуктам их метасоматического изменения — пироксенитам и габброидам.

Исследуя разнообразный комплекс метасоматических пород, образовавшихся по первичным дунитам и перидотитам, В. Ф. Морковкина (1967, стр. 69) пытается выделить различные процессы, приводящие к формированию столь широкого спектра пород: «Главными процессами, обусловившими возникновение пород комплекса, являются следующие: 1) пироксенизация; 2) фельдшпатизация; 3) цоизитизация; 4) плагиогранитные

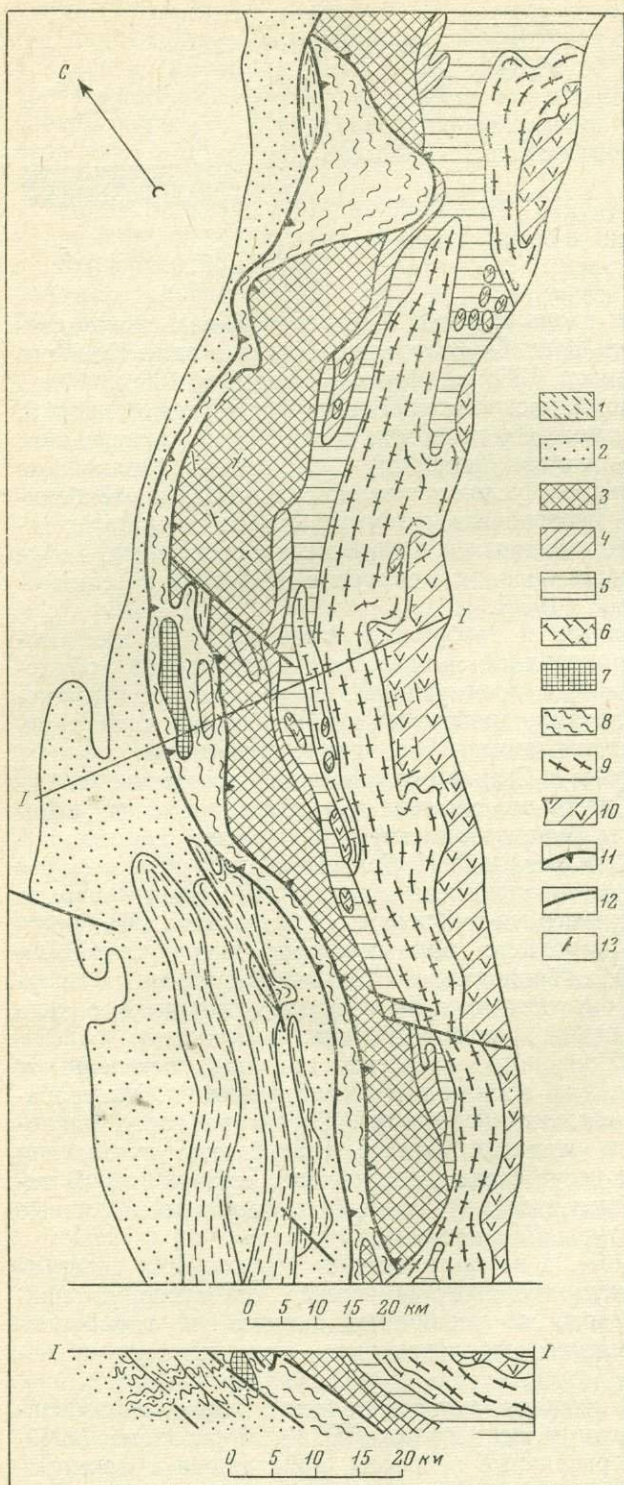


Рис. 51. Схематическая геологическая карта и разрез Войкаро-Сыньинского массива (по А. В. Пейве)

- 1 — докембрийские сланцы;
- 2 — мнгогесинклинальные отложения палеозоя;
- 3 — дуниты и гарцбургиты;
- 4 — полосчатый комплекс;
- 5 — габброиды;
- 6 — амфиболиты;
- 7 — габбро-нориты;
- 8 — гранатые амфиболиты и зеленые сланцы нижнего палеозоя;
- 9 — плагноклазовые граниты;
- 10 — вулканические породы девона и силура;
- 11 — поверхность шарьяжей;
- 12 — разломы;
- 13 — элементы залегания

инъекции и связанные с ними гранулитоподобные породы; 5) амфиболизация». Последний из названных процессов оторван по времени от предыдущих.

Явления пироксенизации на Урале, если судить по материалам А. А. Ефимова, Л. П. Ефимовой (1967) и В. Ф. Марковкиной (1967), являются, видимо, самой начальной стадией метасоматического процесса, в результате которого и образуются метасоматические габброиды. В породах Войкаро-Сыннинского массива они выражаются в появлении в серпентинизированных дунитах и перидотитах энстатита, диопсида, диаллага и гиперстена. С этими же явлениями связаны и процессы десерпентинизации. В результате образуются порфиroidные и мигматитоподобные пироксениты, породы с пятнистой и узловато-сегрегационной структурами, а также весьма своеобразные брекчии замещения. Довольно часто развиты жилы пироксенитов. Плаггиоклаз в этих породах развивается в виде многочисленных прожилков, линз, порфиroidласт. Вследствие этих процессов образуются плаггиоклазовые пироксениты и троктолиты, затем преобразующиеся в разнообразные по внешнему виду и составу габбро, габбропегматиты и анортозиты. Широко распространены брекчии замещения, состоящие из угловатых включений дунитов и пироксенитов, разделенных жилками плаггиоклаза. В породах часто встречаются не полностью переработанные включения дунитов. Развитие этих процессов автору удалось наблюдать в разрезах по долинам рек Труба-Ю, Логорта-Ю и Из-Шор.

Видимо, этот процесс заходит настолько далеко, что формируются крупные «массивы» плаггиогранитов, окаймляющих с востока породы габброидного комплекса (см. рис. 51).

Следующим процессом, проявленным в Войкаро-Сыннинском массиве, является процесс цоизитизации, когда в первичных гипербазитах образуются пироксен и цоизит. Иногда этот процесс идет параллельно с фельдшпатизацией, а иногда обособлен от нее. Он начинается с появления едва заметных узелков и скоплений пироксена и цоизита и идет до преобразований пород в мономинеральные цоизититы. В результате этого процесса образуются цоизит-пироксеновые габброиды, состоящие из цоизита и моноклинного пироксена с реликтами оливина, серпентина и первичного пироксена. Широко развиты вторичные минералы — гранат, амфибол, магнетит, эпидот, альбит. Как отмечает В. Ф. Морковкина (1967), цоизитизация первичных ультрабазитов продолжается иногда вплоть до образования по габброидам амфиболитов.

В этом длительном и сложном процессе метасоматических преобразований особое место занимают процессы внедрения в гипербазиты плаггиогранитных инъекций. Часто образующиеся породы очень сходны с мигматитами. Изучение последних привело В. Ф. Морковкину (1967, стр. 133) к выводу, что «микроструктуры гиперстеновых роговиков не являются типичными магматическими структурами. Не характерны они и для пород, возникающих в условиях регионального метаморфизма. Следовательно, петрографические данные подтверждают сделанный на основе геологических наблюдений вывод о том, что гиперстеновые роговики являются метасоматическими породами, возникающими за счет преобразования гипербазитов в условиях, близких к гранулитовым фациям метаморфизма». Несколько иначе трактует образование этих пород А. А. Ефимов (устное сообщение), который считает их контактными образованиями, сформировавшимися по краям метасоматически прогретого блока габброидов.

Более поздним процессом, оторванным по времени от образования пород пироксенито-габброидного комплекса, является амфиболитизация, приводящая к появлению амфиболитов и мономинеральных амфиболовых пород. Интересно, что известные на Полярном Урале жадеитовые и глаукофановые породы формируются еще позднее.

В. Ф. Морковкина пытается оценить условия температуры и давления, при которых происходило образование пород пироксенито-габброидного комплекса, и не пришла к каким-либо определенным выводам. Оценка

температур по разным методам колебалась от 1450 до 500° (Морковкина Гаврилова, 1970). Видимо, мы здесь имеем открытые системы, для которых неприменимы критерии оценки Р-Т — условий, известные по экспериментальным данным, полученным в закрытых системах. Ясно только одно, что первичные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива были сначала серпентинизированы, а затем лишь подверглись сложной метасоматической переработки с привнесом Al и Ca.

Возраст пироксенито-габброидного комплекса Полярного Урала по геологическим данным скорее всего доордовикский, по данным радиометрических определений он равен 440—455 млн. лет (Овчинников, 1958, 1963).

Итак, вдоль западной границы эвгеосинклиналиальной зоны Урала прослеживаются выходы ультрабазитов и метасоматических габброидов, которые в последнее время рассматриваются как выходы фундамента эвгеосинклиналиальной зоны Урала (Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Буртман и др., 1974). Это же подтверждают и геофизические данные, согласно которым к этому участку приурочен резкий подъем «базальтового» слоя (см. рис. 48) (Соболев, 1969; Халевин и др., 1968). Эти же породы слагают основание шарьяжей, надвинутых на более западные части складчатой системы Урала, что, например, отчетливо видно в районе Хабарнинского массива (Пейве, Штрейс и др., 1972).

Таким образом, в пределах герцинской складчатой области Урала ниже геосинклиналиальной колонны пород наблюдается такой же меланократовый габбро-амфиболитовый фундамент, который характерен для островных дуг. Породы этого меланократового фундамента залегают стратиграфически выше ультрабазитов, а их образованию предшествует накопление эвгеосинклиналиальных формаций.

#### Остров Ньюфаундленд

Этот район является северной частью палеозойской складчатой зоны Аппалачей. Современная структура ее была сформирована в результате таконских и акадских движений, а отложения среднего девона — карбона, разлитые в этой зоне, представлены типичными орогенными формациями (красноцветной, аркозовой, вулканогенной и др.). Геологическая история Аппалачей достаточно подробно освещалась в отечественной и зарубежной литературе (Роджерс, 1968; Кау, 1969; «Studies of Appalachian geology», 1968; «North-Atlantic geology...», 1969; «Geology and Economic Minerals...», 1970; и др.).

В самой северо-западной части Ньюфаундленда располагается зона Лонг Рэндж. В основании разреза этой зоны залегают породы серии Лонг Рэндж, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами, преимущественно лейкократового состава, с прослоями роговообманковых гнейсов. Эти породы прорываются интрузиями гранитов (комплекс Лонг Рэндж) и интрузиями анортозитов, пироксенитов и гранитов (комплекс Индиан Хэд Рэндж). Возраст первых, определенный K—Ar методом по биотиту, равен 945—960 млн. лет. Анортозиты второго комплекса сходны с верхнедокембрийскими анортозитами зоны Гренвилл. Метаморфизм пород достаточно высокий, но, как правило, не выше альмандин-амфиболовой фации. Эти породы уверенно сопоставляются с гранито-гнейсовыми образованиями зоны Гренвилл Канадского щита, от которых они отделены впадиной Антикости, выполненной отложениями кембрия, ордовика и силура, представленными карбонатными и терригенными породами.

Аналогичные образования, но в сокращенных мощностях (2000—2500 м), вскрыты и по северо-западному побережью Ньюфаундленда, где они залегают с разрывом и несогласием на породах серии Лонг Рэндж и рвущих их интрузивах. Здесь они представлены преимущественно карбонатными породами (известняками, глинистыми известняками, доломитами) с прослоя-

Рис. 52. Разрез палеозойских отложений района Хамбер Арм, Западный Ньюфаундленд (Stevens, 1970)

А р м Х а м б е р Х а м б е р А л л о х т о н А л л о х т о н А в т о х т о н	Комплекс Бэй оф Айлендс	Айлендс
	Меланж	
	Арказы	? Лланвирн
	Олистострома? (меланж?)	
	Флиш	Арениг-лланвирн
	Флиш атлантического типа	Кембро-ордовик
	Тектоническая брекчия	
	Флиш	Арениг
	Флиш атлантического типа	Кембро-ордовик
	Тектоническая брекчия	
А в т о х т о н	Параавтохтон, флиш	
	Тектоническая брекчия	
	Флиш	Лланвирн-карадок
	Тейбл Хэд	Лланвирн

ми серых глинистых сланцев и кварцитов (Williams, 1969; и др.). Этот разрез весьма сходен с автохтонным карбонатным разрезом миогеосинклинальной зоны Аппалачей (Роджерс, 1968; Kay, 1967; Rodgers, 1968; Rodgers, Neale, 1963; Zep, 1968; и др.). Отложения нижнего ордовика перекрываются породами формации Тейбл Хэд, представленной в нижней части отчетливо слоистыми известняками, выше которых залегают менее слоистые известняки с прослоями карбонатных турбидитов и радиолариевых известняков. Разрез венчается пачкой темных граптолитовых сланцев. Мощность формации Тейбл Хэд достигает 300 м. Разрез автохтона заканчивается толщей переслаивания песчаников и сланцев, иногда напоминающей типичный флиш (Rodgers, Neale, 1963; Stevens, 1970; Williams, 1969; и др.).

Выше этих пород в западной части Ньюфаундленда в аллохтоне залегают нижнепалеозойские отложения. Их типичный разрез описан Р. Стевенсом (Stevens, 1970).

После зоны «меланжа», который, судя по описанию Р. Стевенса (Stevens, 1970), представляет мощную зону тектонических брекчий с отдельными блоками и пластинами карбонатных и кремнистых пород («параавтохтон», по Р. Стевенсу) залегают флиш (параавтохтон). Мощность зоны брекчий вместе с породами параавтохтона местами достигает 200—300 м (рис. 52).

Выше залегают отложения собственно аллохтона, разрез которых начинается породами группы Курлинг, имеющей, как правило, трехчленное строение. Нижняя ее часть представлена зелеными, реже красными толсто-слоистыми граувакками с прослоями зеленых и красных сланцев. Местами встречаются линзы и прослои конгломератов с галькой метаморфических пород зоны Лонг Рэндж. Вверх по разрезу эти породы сменяются темными

глинистыми сланцами, анкеритовыми граувакками, светлыми кварцитами и аргиллитами с плавающей галькой («Geology and Economic Minerals...», 1970). Эти же известняки образуют блоки и глыбы в прослоях конгломератов. В глыбах известняков были обнаружены раннекембрийские трилобиты (Stevens, 1970).

В аллохтоне Хайр Бэй распространена преимущественно эта нижняя терригенная часть разреза. Р. Стевенс (Stevens, 1970) считает, что эти отложения представляют собой турбидиты глубоководных равнин, снос в которые проходил из зоны Лонг Рэндж.

Выше иногда в аллохтоне Хайр Бэй, а в аллохтоне Хамбер Арм очень часто залегает карбонатный флиш. Его рассматривают как околорифовые фации, окаймлявшие риф зоны Лонг Рэндж с востока. Возраст их тремадокский на основании обнаруженных в них граптолитов (Tuke, 1968). В аллохтоне Хамбер Арм выше карбонатного флиша во второй снизу надвиговой пластине (см. рис. 52) залегают своеобразные брекчии, которые рассматривались ранее как меланж. Однако сейчас Р. Стевенс (Stevens, 1970) считает, что они представляют собой дикий флиш, в составе которого впервые в аллохтонах Хамбер Арм появляются обломки пород офиолитовой ассоциации.

Разрез аллохтона Хамбер Арм заканчивается толщей аркозовых песчаников. Предполагается, что аркозовая пачка относится к лланвирнскому ярусу (Stevens, 1970). Далее после зоны «меланжа» на аллохтонах Хамбер Арм и Хайр Бэй залегают отложения комплексов Бэй Айлендс и Хайр Бэй. Зона «меланжа» представлена метаморфизованными породами основного состава — гранатовыми амфиболитами и глаукофановыми сланцами (Smith, 1958; Stevens, 1970). Мощность этих пород местами достигает 150—160 м. Над ними располагаются ультрабазиты и габброиды, которые в этом районе имеют отчетливую стратификацию. В их основании залегают перидотиты, реже дуниты, преобладающие затем в верхней части ультрабазитового тела. Верхняя часть ультрабазитов подверглась полевошпатизации. Мощность ультрабазитов в разных местах колеблется от 3,2 до 6,6 км. Еще выше следует зона переслаивания мощностью около 1,6 км, в которой сложно переслаиваются дуниты, верлиты, троктолиты, анортзиты, габбро, оливинное габбро (Smith, 1958). Разрез венчается битовническими грубозернистыми габбро, троктолитами и норитами, мощность их местами достигает 2—2,5 км. В габброидах наблюдаются отдельные небольшие тела, штоки и жилы диоритов и кварцевых диоритов. В ряде мест выделяется толща метоморфизованных основных эффузивов, которая, как видно на карте, составленной Г. Вильямсом (Williams, 1971), несогласно перекрывается «неметаморфизованными» эффузивами. Толща подушенных лав с прослоями черных сланцев и кремней имеет мощность около 1 км. Толща лав и верхняя часть габброидного комплекса пронизаны многочисленными дайками диабазов и долеритов. Разрез венчается толщей вулканогенного флиша, местами достигающей мощности около 3 км. В верхней части комплекса Хайр Бэй обнаружены граптолиты тремадока (Smith, 1958; Stevens, 1970; «Geology and Economic Minerals...», 1970; Dewey, Bird, 1971). Многие геологи рассматривают ультрабазиты и габброиды этих районов как интрузивные образования (Smith, 1958; Stevens, 1970; и др.). Дж. Дьюн и Дж. Берд (Dewey, Bird, 1971) сопоставляют их с «базальтовым» слоем и верхней мантией.

Зона Лонг Рэндж отделена от расположенного к востоку Центрального палеозойского мобильного пояса, по терминологии Г. Вильямса (Williams, 1969), крупной зоной разломов.

Западная часть центрального пояса сложена в основном породами надгруппы Флер-де-Лиз, возраст которой большинством исследователей считается позднедокембрийско-кембрийским (Neale, 1971; Williams, 1969). Она представлена песчаниками и сланцами, вулканическими породами основного и кислого состава. В западных разрезах появляются прослой тон-

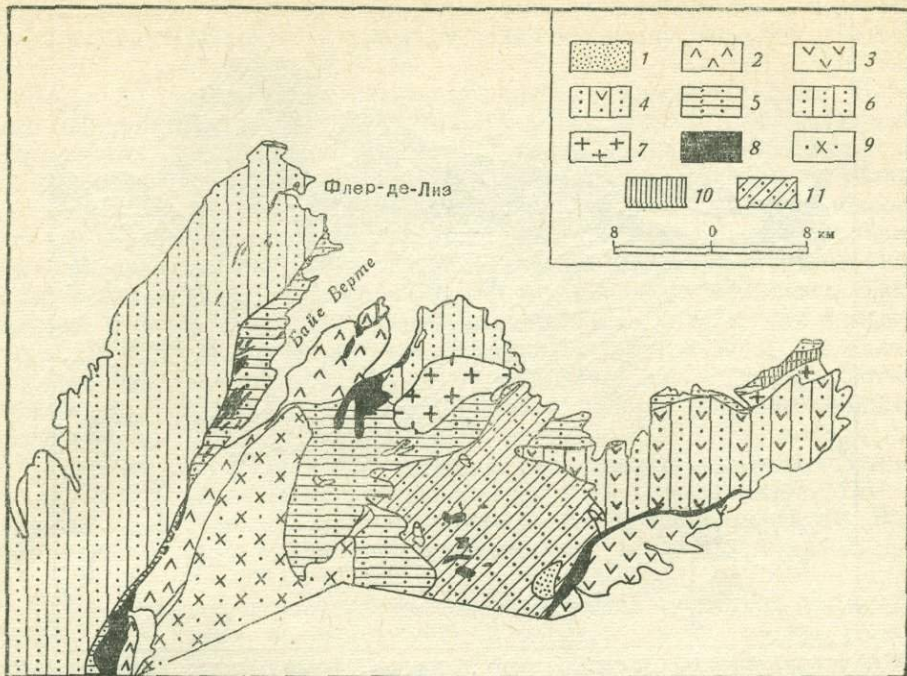


Рис. 53. Геологическая карта п-ова Бурлингтон (Kennedy, Phillips, 1971)

- |  |  |  |
|--|--|--|
| 1 — кислые вулканические породы и конгломераты (силур — девон);                | Надгруппа Флер-де-Лиз — метаморфизованные вулканические породы, преимущественно: | 7 — граниты (девон?);  |
| 2 — группа Байе Верте, подушечные лавы с прослоями осадочных пород (ордовик?); | 4 — кислого состава,   | 8 — ультраосновные и основные породы (нижний ордовик или древнее); |
| 3 — группа Снукс Арм, подушечные лавы и осадочные породы, нижний ордовик.      | 5 — основного состава;   | 9 — гранодиориты Бурлингтон (доордовик);                           |
|  | 6 — метаморфизованные осадочные породы.  | 10 — габбро (доордовик)  |
|  | Интрузивные породы:  | 11 — кварц-полевошпатовые порфиры (доордовик)                      |

косолистых известняков и известняковых брекчий, похожих на карбонатные породы зоны Лонг Рэндж. Отчетливо устанавливается, что терригенные породы надгруппы Флер-де-Лиз образованы из обломков, транспортированных из более западных районов, следовательно, их возраст не может быть древнее, чем возраст метаморфизма пород серии Лонг Рэндж. Породы надгруппы Флер-де-Лиз метаморфизованы и превращены в филлиты и сланцы. Степень метаморфизма пород в целом невысокая, хотя на западе и встречаются сланцы с кианитом, ставролитом, гранатом. Среди районов развития пород надгруппы Флер-де-Лиз известны выходы тел тальковых, антигоритовых и карбонатных пород, представляющих собой сильно измененные ультраосновные породы (рис. 53). М. Кэннеди и У. Филлипс (Kennedy, Phillips, 1971), проанализировав соотношение этих тел с вмещающими породами, пришли к выводу об их внедрении до складчатости и метаморфизма пород надгруппы Флер-де-Лиз и считают их типичными интрузиями. Не исключено, однако, что эти образования представляют собой ранние протрузии ультрабазитов, тем более, что в них содержатся неметаморфизованные глыбы пород надгруппы Флер-де-Лиз (Kennedy, Phillips, 1971). Возраст этих протрузий доордовикский — их обломки, как и обломки пород надгруппы Флер-де-Лиз известны в нижнеордовикских конгломератах группы Снукс Арм.

На породах надгруппы Флер-де-Лиз, видимо в аллохтоне, залегают отложения группы Байе Верте. Вдоль западного контакта этих пород, как правило, распространены узкие полосы ультрабазитов. Группа Байе Верте состоит из массивных и подушечных базальтов, лавобрекчий, туфов, редких

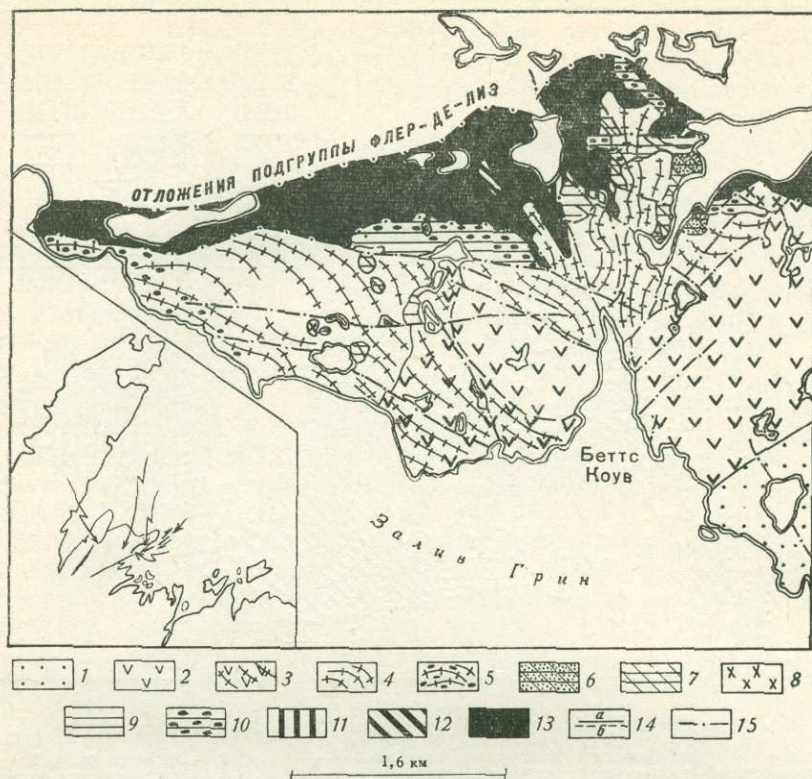


Рис. 54. Геологическая карта офиолитового комплекса, Беттс Коув (Uphadyay, Dewey, Neale, 1971)

- |                       |                      |                           |                              |                                     |                            |  |              |             |   |                           |   |                    |   |              |
|-----------------------|----------------------|---------------------------|------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|--|--------------|-------------|---|---------------------------|---|--------------------|---|--------------|
| 1 — осадочные породы; | 2 — подушечные лавы; | 3 — подушечные лавы, рас- | 4 — пластинчатый («sheeted») | 5 — то же, с линзами серпентинитов; | 6 — габбро и диориты, рас- | 7 — габбро, рассеченные дайками основного состава; | 8 — диориты; | 9 — габбро; | 10 — габбро с включениями ультраосновных пород; | 11 — переслаивание габбро | 12 — ультрабазиты, рассеченные дайками основного состава; | 13 — ультрабазиты; | 14 — литологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; | 15 — разломы |
|-----------------------|----------------------|---------------------------|------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|--|--------------|-------------|---|---------------------------|---|--------------------|---|--------------|

прослоев осадочных пород. Иногда в верхней части разреза встречается пачка кремнистых пород и конгломератов. Мощность пород группы Байе Верте около 5000 м. Возраст их по аналогии с более восточными районами Ньюфаундленда считается раннеордовикским («Geology and Economic Minerals...», 1970; Kennedy, Phillips, 1971; и др.).

К юго-востоку от зоны развития пород надгруппы Флер-де-Лиз на западном берегу залива Нотр Дам распространены образования группы Беттс Коув, пространственно тесно связанные с габброидами и ультрабазитами (Uphadyay а. о., 1971).

От расположенных северо-западнее отложений Флер-де-Лиз породы группы Беттс Коув отделены разломом, конфигурация выходов которого на дневную поверхность свидетельствует об его относительно пологом залегании (рис. 54). В основании разреза здесь распространены ультрабазиты, как правило, рассланцованные и сильно серпентинизированные. Считается, что они представляли собой гарцбургиты, пироксениты и дуниты. Для верхней части ультрабазитового тела характерна полосчатость. Для гарцбургитов и пироксенитов, как отмечают Х. Упадхайя, Дж. Дьюи и Э. Нилл (Uphadyay а. о., 1971) характерно наличие кумулятивных структур. Ультрабазиты пересекаются беспорядочно ориентированными дайками клинопироксеновых пегматитов (очевидно габбро-пегматитов). К северо-востоку от района Беттс Коув ультрабазиты выклиниваются и замещаются

типичным серпентинитовым меланжем, содержащим глыбы пород надгруппы Флер-де-Лиз. В наиболее крупных выходах обнажено около 800 м ультрабазитов.

Вверх по разрезу ультрабазиты сменяются разными породами. В ряде мест (например, к востоку от Китти Поунд) они через зону переслаивания пироксенитов и габброидов сменяются габбро. Вдоль ненарушенных контактов породы габброидного комплекса развиты почти повсеместно. В нижней части они содержат крупные включения ультрабазитов. Габброиды часто рассечены дайками основного и реже диоритового состава. Максимальная мощность габброидов достигает 400 м. К востоку от Китти Поунд габброиды постепенно сменяются породами дайкового комплекса. Постепенность выражается в увеличении количества даек, слагающих в верхней части дайкового комплекса 100% пространства. Дайки содержат включения габбро. Мощность отдельных даек около 0,5 м, они часто образуют разветвленную и пересекающуюся систему тел. Мощность дайкового комплекса около 800 м.

К юго-востоку от Бартонс Поунд среди даек содержатся отдельные вытянутые параллельно простиранию даек тела серпентинитов. Там, где отсутствуют габброиды, контакт ультрабазитов с дайками резкий. Вдоль него развита лишь узкая зона пироксенитов, прорванных диабазовыми дайками.

Выше залегает вулканогенно-осадочная толща — группа Снукс Арм (Neale, 1957; Neale, Kennedy, 1967). В нижней части группы главным образом распространены подушечные лавы базальтового состава с отдельными прослоями гялокластитов, палагонитовых туфов и красных яшм, общая мощность их около 2 км. Местами эта нижняя лавовая толща рассечена дайками диабазов. На этом основании Х. Упадхайя, Дж. Дью и Э. Нилл (Uradhuay а. о., 1971) говорят о постепенном переходе от дайкового комплекса к вулканогенно-осадочным породам группы Снукс Арм. В то же время на составленной ими карте (см. рис. 53) видно, что развитые к востоку от района Беттс Коув лавы абсолютно свободны от даек и даже залегают с азимутальным несогласием по отношению к дайковой серии. Не исключено, что в этом районе имеется две разновозрастные вулканогенные толщи.

Выше следует вулканогенно-осадочная толща, мощность которой достигает 2700—3000 м. Она состоит из двух пачек осадочных пород и переслаивающихся с ними пачек лавовых покровов. Возраст их раннеордовикский на основании находок фауны в верхней осадочной пачке (Uradhuay а. о., 1971).

Не исключено, однако, что нижние части разреза имеют более древний возраст. Время деформаций этих отложений, смятых в достаточно сложные складки, послееордовикское, а может быть и раннеордовикское (Uradhuay а. о., 1971).

Более юго-восточные части Ньюфаундленда изучены слабее. Однако и здесь известны аналогичные разрезы, близкие по составу к породам групп Байе Верте и Снукс Арм. Так, на восточном берегу залива Грин (п-ов Спрингдейл) Б. Мартином (Marten, 1971) описаны очень сходные по составу отложения групп Лушс Байт и Вестери Арм. Основание этих пород на п-ве Спрингдейл и о. Лонг не вскрыто. В нижней части разреза здесь залегают породы группы Лушс Байт, состоящие из двух частей. Нижняя сложена зеленокаменно-измененными лавами базальтового состава. Не исключено, что мы имеем здесь две самостоятельные толщи (Papezik, Fleming, 1967), для которых установлено существенное различие в химизме базальтов. Видимая мощность пород группы Лушс Байт достигает 800—850 м. Вверх по разрезу эффузивы постепенно сменяются породами группы Вестерн Арм, представленной чередованием пачек туфов базальтового и андезитового состава, лав, кремней и кремнистых сланцев, общая мощность их около 3000 м.

Породы смяты в сложные складки, нарушены многочисленными разломами (местами, возможно, здесь развиты покровы). Возраст основных деформаций в этой зоне не ясен. Одни авторы считают его послеордовикским — таконская фаза (Dewey, Bird, 1971), другие — докаменноугольным — акадская фаза (Neale, Nash, 1963; Marten, 1971). В районе залива Грин не вскрыты породы, подстилающие отложения группы Луше Байт. Недавно они были обнаружены на островах Пиллейз и Тритон, где ниже подушечных лав вскрыт дайковый комплекс, который в свою очередь вниз по разрезу переходит в габброиды (Strong, 1972). Аналогичные образования развиты и в других районах Центрального Ньюфаундленда (Williams, 1969; Horne, 1970; Horne, Helwig, 1969; Neale, 1971; «Geology and Economic Minerals...», 1970), на юге острова они практически выклиниваются, будучи ограничены флексурой (очевидно надвигом) Хермитейдж (Williams a. o., 1970). Таким образом, мы видим, что нижнепалеозойские разрезы Ньюфаундленда представлены основными эффузивами (часто толеитового состава), кремнистыми отложениями и граувакками. Вверх по разрезу они сменяются вулканитами основного и среднего состава и флишевыми отложениями. Нетрудно видеть, что нижняя часть разреза представляет собой типичные эвгеосинклинальные образования. Возраст этих пород заведомо ордовикский, но не исключено, что нижняя часть их может относиться к кембрию. Повсеместно эти образования подстилаются породами дайкового и габбро-амфиболитового комплексов и ультрабазитами. Это видно как в автохтонных (параавтохтонных) разрезах Центрального, так и в аллохтонных разрезах Западного Ньюфаундленда. Они ничем не отличаются от аналогичных комплексов, рассмотренных нами ранее. Неясным остается соотношение пород меланократового фундамента с вышележащими эвгеосинклинальными образованиями. Ряд исследователей предполагает, что породы меланократового основания через дайковый комплекс вверх по разрезу постепенно переходят в эффузивные образования нижнего палеозоя (Dewey, Bird, 1971). Другие считают, что между ними существует перерыв. Действительно, наличие такого перерыва как будто вытекает из анализа приводимых рядом авторов геологических карт (Smith, 1958; Kennedy, Phillips, 1971; Williams, 1971; и др.).

В таком случае в пределах Ньюфаундленда мы имеем две разновозрастные толщи эффузивов, нижняя из которых метаморфизована в фации зеленых сланцев и связана постепенным переходом с породами дайкового («sheteed») комплекса; верхняя практически не метаморфизована, не расчленена породами дайкового комплекса и отделена от нижней перерывом. В любом варианте возраст меланократового основания эвгеосинклинальных зон Аппалачей не может быть моложе ордовика.

В пределах Ньюфаундленда лучше, чем во многих других складчатых зонах, восстанавливается палеогеография и история развития геосинклинальной зоны.

Начиная с работ М. Кэя (Kay, 1967, 1969), многие исследователи считают, что Центральный мобильный пояс Ньюфаундленда представляет собой Прото-Атлантический океан, существовавший здесь в раннем палеозое. Последние годы эта точка зрения поддерживается Дж. Дьюи, Дж. Бердом (Dewey, Bird, 1971) и рядом других исследователей. Они считают, что в конце докембрия — начале кембрия на месте центральной части Ньюфаундленда возник рифт (грабен растяжения), в западном борту которого накапливались отложения надгруппы Флер-де-Лиз (грабенные фации).

По мере растяжения Прото-Атлантики и отодвигания сиалического блока Авалонской платформы (восточная часть Ньюфаундленда) на обнажившемся и вновь сформированном в рифтовой зоне «базальтовом» слое начинают отлагаться эффузивные толщи нижнего палеозоя. Одновременно с этим вдоль восточного края Центрального пояса образуется зона всасывания, закладывается островная дуга, в пределах которой отлагаются более молодые толщи группы Снукс Арм и ее аналоги.

С конца ордовика до конца девона зона, заключенная между Большим Северным полуостровом и восточной зоной всасывания, испытывает сжатие, и здесь формируются те покровные структуры, которые в настоящее время наблюдаются в пределах Ньюфаундленда.

Такая интерпретация геологической истории Центрального Ньюфаундленда наталкивается на ряд трудностей. Как уже отмечалось рядом геологов (Kennedy, Phillips, 1971; Marten, 1971; и др.), прежде всего не имеется доказательств разновозрастности вулканогенных комплексов этой части острова. Наибольшие трудности возникают при анализе строения Авалонской платформы. Наиболее приподнятая часть ее сложена отложениями верхнего докембрия, которые резко отличаются от докембрийских пород фундамента, западная часть о. Ньюфаундленд и от отложений надгруппы Флер-де-Лиз. Здесь широко распространены вулканиты щелочного и щелочноземельного типа, варьирующие по составу от базальтов до риолитов (Brückner, 1969; «Geology and Economic Minerals...», 1970; Hughes, Brückner, 1971; Neale, 1971; Papezic, 1969, 1970; и др.). Вулканиты сложно сочетаются с обломочными, часто красноцветными образованиями. Они прорваны кварцевыми монцитонитами и гранодиоритами. На них несогласно залегают относительно маломощные отложения нижнего палеозоя, представленные кварцевыми песчаниками, сланцами, известняками.

Позднекембрийские образования Авалонской зоны сравнительно слабо дислоцированы. Они образуют два горста (Холируд и Истмус) и разделяющий их грабен (Центральный Авалонский бассейн).

Многие исследователи, изучающие Авалонскую зону, отмечают очень большое сходство слагающих ее отложений с породами островных дуг. Оно выражается: 1) в близком составе вулканогенных толщ (Brückner, 1969; Hughes, Brückner, 1971), 2) в очень быстрой фациальной смене вулканогенных пород вулканогенно-осадочными (Hughes, Brückner, 1971), 3) в частой смене морских фаций прибрежно-морскими и континентальными («Geology and Economic Minerals...», 1970; Neale, 1971), 4) в наличии комагматических интрузивных и эффузивных комплексов («Geology and Economic Minerals...», 1970), 5) в широком проявлении метасоматических процессов (Hughes, Malpas, 1971) и в ряде других особенностей строения.

Если это так, то нет необходимости в отодвигании Авалонской зоны от западной части Ньюфаундленда. Скорее центральная зона Ньюфаундленда могла представлять собой древнюю позднедокембрийскую впадину окраинного моря, затем резко сжатую с образованием надвигов и покровов в результате проявления таконской и акадской орогений.

Это кажется более вероятным и потому, что к востоку от Авалонской зоны располагается прогиб — трог Мегума, для которого характерно непрерывное осадконакопление по крайней мере с раннего кембрия до девона. При этом характер осадков в трог Мегума свидетельствует, что они скорее всего формировались вдоль границы переходной и собственно океанической зон. Таким образом, в пределах северной части Аппалачской складчатой системы мы видим, что в эвгеосинклинальной зоне под вулканогенными базальтоидными толщами залегает тот же меланократовый фундамент.

Под ним залегают ультрабазиты, весьма разнообразные по составу. Выше они сменяются разнообразными габброидами, полосчатыми пачками, представляющими собой частое чередование ультраосновных пород, габброидов и анортозитов. В составе габброидной части меланократового фундамента известны небольшие тела тоналитов и гранодиоритов. Верхняя часть меланократового фундамента местами представлена породами дайкового комплекса (залив Нотр Дам), а местами зеленокаменноизмененными эффузивами (район Бэй Айлендс). Соотношение их с разрезом собственно геосинклинальных осадков не совсем ясно. Можно думать, что имеются перерыв и несогласие между метаморфизованными и неметаморфизованными эффузивами, хотя ряд авторов и предполагает наличие постепенных переходов (Dewey, Bird, 1971; Upadhaya a. o., 1971).

Возраст пород меланократового фундамента по крайней мере доордовикский, но не исключено, что он и более древний, если учесть данные о положении ультрабазитов в зоне Флер-де-Лиз и нахождении в центральном поясе Ньюфаундленда глыб известняков с кембрийской фауной (Кай, Eldredge, 1968).

В последние годы аналогичные породы обнаружены и в фундаменте других палеозойских складчатых зон. В частности, широкое развитие их установлено в Тянь-Шане (Буртман и др., 1974; Буртман, Клишевич, 1972; Макарычев, Штрейс, 1973), в Монголии (Дергунов и др., 1971) и в ряде других мест.

### КОРЕННЫЕ ПОРОДЫ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

В предыдущих разделах главы было показано, что породы габбро-амфиболитового комплекса залегают в фундаменте многих островных дуг и эвгеосинклинальных зон геологического прошлого и являются тем основанием, на котором закладывались и развивались эти структуры. В последние 10—12 лет ассоциации пород, характерные для меланократового фундамента островных дуг и складчатых зон континентов, обнаружены и в пределах океанов.

К сожалению, сама методика геологических исследований в океане (драгировки, траление) не дает возможности составить детальный разрез коренных отложений океанского дна и выяснить соотношение между различными комплексами горных пород. Между тем породы, встреченные в пределах Мирового океана, полностью аналогичны породам меланократового основания островных дуг и эвгеосинклинальных зон прошлого. Как видно из табл. 10, в которой сведены результаты драгировок<sup>1</sup> в океанах, среди коренных пород океанического дна выделяются четыре группы пород: 1) ультраосновные породы в различной степени измененные, 2) габброиды и амфиболиты; 3) метабазальты и спилиты, 4) неметаморфизованные базальты часто толеитового состава.

**Ультраосновные породы.** Эти породы широко распространены и разнообразны по составу — здесь известны дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, перидотиты и др. Подробное описание ультраосновных пород дано Л. В. Дмитриевым (1972), В. И. Чернышевой (1971), Ф. Аументо и Х. Лоубатом (Aumento, Loubat, 1971) и другими. Последние из упомянутых авторов выделяют здесь дуниты, гарцбургиты, гарцбургиты с нодулярными структурами, милонитизированные гарцбургиты, гематитизированные гарцбургиты, лерцолиты, перидотиты с хромитовыми кумулатами, перидотиты частично родингитизированные, перидотиты амфиболитизированные и родингитизированные, милонитизированные верлиты.

В ряде районов описаны и полевошпатсодержащие ультрабазиты (Дмитриев, 1972; Чернышева, 1971; Melson, Thompson, 1971; Thayer, 1969b).

При некоторых драгировках получены образцы, чрезвычайно сходные с породами полосчатых комплексов. Таковы, например, полосчатые ультрабазиты, состоящие из чередования полосок гарцбургитов и диаллагитов, обнаруженные в Аравийско-Индийском хребте (Чернышева, 1971).

Для этих пород характерно наличие ориентированных часто гнейсовидных структур, катаклаза, следов разновозрастных деформаций, выраженных в развитии разноориентированных трещин. В некоторых образцах наблюдается до шести разновозрастных генераций трещин (Aumento, Loubat,

<sup>1</sup> Кроме приведенных результатов драгировок и тралений сейчас благодаря глубокому бурению в океане известны выходы неметаморфизованных базальтов, слагающих кровлю слоя 2 океанических осадков. Однако эти данные не рассматриваются, так как в настоящей работе нас интересуют более глубокие горизонты разрезов океанической коры.

Таблица 10

## Некоторые результаты драгировок коренных пород океана

№ п/п	Место взятия образца	Типы пород	Автор
Атлантический океан			
1	Срединно-Атлантический хребет, 30—36° с. ш.	Габброиды, дуниты, перидотиты	Shand, 1949; Quon, Ehlers, 1963; Thayer, 1969b
2	То же, 24° с. ш., 46° з. д.	Серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, метагаббро, metabазальты, базальты	Miyashiro a. o., 1969, 1971
3	То же, 30° с. ш., 42° з. д.	Серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, метагаббро, metabазальты, базальты	Miyashiro a. o., 1969, 1971
4	То же, 43° с. ш., 29° з. д.	Серпентинизированные перидотиты, толиты	Phillips a. o., 1969
5	То же, 45°50' с. ш., 0°	Троктолиты, долериты, базальты	Muir, Tilley, 1966
6	То же, 45—46° с. ш. 27°—30°30' з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, метагаббро, амфиболиты, метадиабазы, metabазальты, базальты, экзотические глыбы гранитов, диоритов, кристаллических сланцев	Aumento, 1968, 1969a, b, Aumento, Loncarevic, 1969; Aumento a. o., 1971
7	Желоб и трансформная зона Романш, 0°, 18° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, габбро, местами полосчатые амфиболиты, metabазальты, базальты	Aumento, Loubat, 1971 Богданов, Плошко, 1967; Плошко, Богданов, 1968
8	Трансформная зона Святого Павла, 1° с. ш., 29° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, мионитизированные ультрабазиты, габбро, нефелиновое габбро, metabазальты серпентинитовые, осадочные брекчии	Melson a. o., 1967 a, b; Bonatti, 1968; Bonatti a. o., 1971
9	Трансформная зона Вема, 10° с. ш., 43° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты, metabазальты, базальты	Melson, Trompson, 1971
10	Трансформная зона Чайн, 1° ю. ш., 15° з. д.	Серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты	Bonatti, 1968; Bonatti a. o., 1971
Индийский океан			
11	Аравийско-Индийский хребет, 5° с. ш., 61° в. д.	Брекчированные базальты, metabазальты	Cann, Vine, 1966; Matthews a. o., 1965
12	То же, 13° с. ш., 60° в. д.	Габбро, серпентинизированные ультрабазиты	Engel, Fisher, 1969
13	То же, 17° с. ш., 66° в. д.	Диабазы, габбро, анортозиты, серпентинизированные ультрабазиты	Engel, Fisher, 1969
14	Трансформная зона Диамантина, 20° с. ш., 61° в. д.	Обломки габбро в колонках донных осадков	Hekinian, 1968
15	Трансформная зона Диамантина, 33° с. ш., 101° в. д.	Обломки ультрабазитов в колонках донных осадков	Hekinian, 1968
16	Аравийско-Индийский хребет (хр. Карлсберг), рифтовая зона, 5°23', 2 ю. ш., 68°35', 8 в. д.	Фораминиферовые песчаники, серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, перидотиты и верлиты, мионитизированные брекчии ультрабазитов, тальково-тремолитовые породы, крупнозернистое габбро, габбро-нориты, уралитизированное габбро, диабазы, кварцевая жила с флюоритом, базальты	Чернышева, 1971
17	То же, рифтовая зона, 5°15'—5°02' с. ш., 62°02'—62°07' в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, гарцбургиты, габброиды, пренитизированные породы, диабазы, metabазальты, базальты, подушечные лавы	Чернышева, 1971
18	То же, склоны, вершина и рифтовая зона хребта, 5°28', 3—9°06' ю. ш., 67°16'—68°34', 6 в. д.	Полосчатая порода, состоящая из полосок дунита и пироксенита, гарцбургиты, габброизированные ультрабазиты, меланократовое габбро, крупнозернистое габбро, габбро-нориты, диабазовые порфириды, спилиты, базальты	Чернышева, 1971
19	То же, 9°06' ю. ш., 67°16' в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, гранулиты, уралитизированное габбро, кварцевые жилы	Чернышева, 1971
20	То же, подводная осыпь у склона хребта, трал, 5°24', 8" с. ш., 0°	Угловатые обломки базальтов и серпентинизированных ультрабазитов	Чернышева, 1971
21	То же, 1°25' ю. ш., 60°34' в. д.	Долериты и базальты	Wiseman, 1937
22	То же, 5°18' ю. ш., 68°34' в. д.	Спилиты, кварцевые жилы	Мурдмаа, Прокопцев, 1968
23	Центрально-Индийский хребет, рифтовая зона, 34°17' ю. ш., 77°56' в. д.	Базальты	Чернышева, 1971

## Окончание

№ п/п	Место взятия образца	Типы пород	Автор
24	Западно-Индийский хребет, рифтовая зона, 28°22' ю. ш., 62°36', 7 в. д.	Серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, верлиты, дуниты, плагиоклазовые лерцолиты, брекчи ультрабазитов, гидротермально измененные породы, габбро, габбро-нориты, диабазы, диабазовые порфириты, метабазалты, базальты	Чернышева, 1971
Тихий океан			
25	Трансформная зона Бланко, 44° с. ш., 130° з. д.	Свежие и выветрелые базальты, метабазалты	Melson, 1970
26	Плато Манихики	Базальты и ультраосновные породы	Heezen, Glass, Menard, 1966
Глубоководные желоба			
27	Желоб Тонга, 20°25' ю. ш., 173°16' з. д.	Ультрабазиты, серпентинизированные ультрабазиты, цеолитизированные базальты, оливниновые толеиты	Engel, Fisher, 1969
28	Желоб Пуэрто-Рико, 66°30' з. д.	Толеитовые и щелочные базальты, серпентинизированные перидотиты	Bowin, Nalwalk, HERSHEY, 1966
29	Марианский желоб, 11°20', 6 с. ш., 142°16', 2 в. д.	Авгитовые долериты	Jagi, 1960
30	Межгрядовый прогиб Марианской дуги	Базальты, метабазалты, зеленокаменные породы	Karig, 1971

1971). Все породы в той или иной степени серпентинизированы. Серпентинизация проявлена в разной степени — от полного замещения первичных минералов до частичной серпентинизации, при которой легко распознается первичный состав пород. Метаморфические преобразования в ультрабазитах (пироксенизация и полевошпатизация) идут по уже деформированным и, вероятно, серпентинизированным породам. «При микроскопическом изучении гипербазитов видно, что выделения пироксенов и плагиоклазов в лерцолитах приурочены к участкам породы с более интенсивной деформацией оливниновых зерен» (Чернышева, 1971, стр. 201).

Описания этих пород показывают, что они похожи на ультрабазиты, которые подстилают породы габбро-амфиболитового комплекса островных дуг и эвгеосинклинальных зон прошлого. В то же время ряд авторов отмечают, что они отличаются по химизму от пород альпинотипных и стратиформных комплексов (Дмитриев, 1969; Vinogradov a. o., 1971; Aumento, Loubat, 1971; Bonatti a. o., 1971; Thayer, 1969 b; и др.). Однако эти различия не слишком велики и заключаются в более высоком содержании кремнезема, что, по мнению А. П. Виноградова и Л. В. Дмитриева («Исследования...», 1972), свидетельствует о более слабой дифференциации первичной мантии в океанах. Другие исследователи (Чернышева, 1971) считают, что нет существенных отличий их от ультрабазитов альпинотипных комплексов.

В ряде случаев можно говорить о том, что они приурочены к основаниям уступов, т. е. залегают в нижней части разреза коренных пород океанического дна («Исследования...», 1972; Чернышева, 1971). В то же время ряд данных указывает на то, что ультрабазиты оказываются уже перемещенными с места первоначального залегания. Так, по данным Ф. Аumento и Х. Лоубата (Aumento, Loubat, 1971), они слагают вершины гор у подножия Срединно-Атлантического хребта и, видимо, представляют протрузии, проткнувшие все вышележащие осадки океанического дна. О процессах протрузивного перемещения ультрабазитов свидетельствуют и своеобразные брекчии, состоящие из обломков ультрабазитов в кальцит-арагонитовом цементе (Bonatti a. o., 1971). Скорее всего именно с разными стадиями этого процесса связана интенсивная тектонизация ультрабазитов, отмечаемая всеми исследователями.

Габброиды и амфиболиты почти всегда встречаются в ассоциации с ультраосновными породами.

Габброиды крайне разнообразны как по структурно-текстурным особенностям, так и по составу. Распространены гнейсовидные, гранобластовые, пегматоидные разновидности, породы с гранулитовыми, порфиоровидными, реже офиолитовыми структурами (Thayer, 1969 b; Aumento, Loubat, 1971; Чернышева, 1971; «Исследования...», 1972). Наблюдаются полосчатые породы, аналогичные породам переходных зон от ультрабазитов к габброидам (Miyashiro a. o., 1971). Известны также ультрабазиты с линзовидными габброизированными включениями (Чернышева, 1971).

Для всех пород характерны интенсивный катаклиз, следы хрупких и пластичных деформаций, бластез.

Состав габброидных пород также весьма разнообразен. Здесь распространены троктолиты, оливин-пироксеновые, пироксеновые габбро (Thayer, 1969b, Miyashiro a. o., 1971; Vinogradov a. o., 1971; и др.). И. Бонатти указывает также на находки в Срединно-Атлантическом хребте единичных глыб кварцевых и нефелиновых габбро.

Характерной чертой рассматриваемых пород является их повышенная магнезиальность и преобладание натрия над калием (Thayer, 1969b; Чернышева, 1971).

Близки по составу к габброидам и амфиболиты, которые были обнаружены и описаны в Срединно-Атлантическом хребте Дж. Ганном (Gann, 1971), Ф. Аументо (Aumento a. o., 1971) и И. Бонатти (Bonatti a. o., 1971). Это гнейсовидные часто полосчатые породы, состоящие из роговой обманки, диопсида, плагиоклаза (олигоклаз-андезина) и биотита (Aumento a. o., 1971). Изучавшие эти породы геологи отмечают сравнительно высокую степень их метаморфизма, соответствующую альмандин-амфиболовой фации и даже фации пироксеновых гранулитов. Ф. Аументо (Aumento a. o., 1971) считает, что эти породы образовались при давлении 4 *кбар* и температуре 550 °С. А. Миясиро (Miyashiro a. o., 1971) отмечает, что отсутствие эпидота, наличие кальцийсодержащих плагиоклазов свидетельствуют о высоко-температурном метаморфизме, проходящем при относительно низких давлениях.

Большинство геологов отмечают тесную пространственную связь ультрабазитов и габброидов. Однако И. Бонатти (Bonatti a. o., 1971) считает, что ультрабазиты, с одной стороны, габброиды и базальты — с другой представляют различные комплексы пород, не родственные один другому. Первые представляют собой твердый реликтовый остаток верхней мантии, вторые образовались в результате дифференциации толеитовой магмы.

**Метабазальты, спилиты, диабазы и долериты.** Эти породы характеризуются большим разнообразием состава, структур и текстур: известны диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, метаморфизованные оливиновые базальты и другие породы. В породах часто сохраняются первичные структуры и текстуры, обильны резорбированные вкрапленники основного плагиоклаза, оливина и пироксена. Метаморфические минералы обычно представлены альбитом, актинолитом, хлоритом, реже эпидотом. А. Миясиро (Miyashiro a. o., 1971) выделяет два типа метаморфических преобразований: 1) метаморфизм захоронения, происходящий в изохимических условиях и связанный с перемещением эффузивов в более глубокие горизонты слоя 2 океанических осадков. При этом метаморфизме полностью сохраняется первичный химический состав пород (не считая выноса  $H_2O$ ); 2) метаморфизм, связанный с интенсивной химической миграцией элементов (привнос Na и Ca). А. Миясиро (Miyashiro a. o., 1971) считает, что этот тип метаморфизма связан с действием горячих флюидных потоков. Если для метаморфических пород первой группы характерно развитие преимущественно цеолитовых фаций метаморфизма, то во второй распространены зеленокаменные и даже амфиболитовые фации.

**Базальты и сопровождающие их породы** наиболее часто поднимаются драгами с океанического дна. Их выходы известны не только в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и эскарпах зон

трансформных разломов, но и в других частях океанического дна. Наконец, по данным бурения на «Гломар Челленджере», можно считать, что эти породы слагают большую часть слоя 2 океанов. Они достаточно хорошо изучены. Преимущественно развиты здесь оливиновые базальты толеитового состава. Породы часто массивные, плотные. Наиболее часто в них распространены плагиоклаз (лабрадор), оливин и пироксен с мелкими изометричными зернами рудного минерала («Исследования...», 1972; Чернышева, 1971; Melson, Thompson, 1971, и многие др.). Для них характерно низкое содержание  $K_2O$ , некоторая недосыщенность  $SiO_2$ , по сравнению со средними составами толеитов и относительно высокие содержания  $MgO$  («Исследования...», 1972; Melson, Thompson, 1971, и др.). Вместе с базальтами встречаются туфы базальтового состава, подушечные лавы. Видимо, они сложно сочетаются по латерали и с другими океаническими осадками.

Таким образом, среди коренных пород океанов распространены те же самые ассоциации, которые характерны для меланократового фундамента островных дуг и эвгеосинклинальных зон геологического прошлого. Некоторые результаты драгировок (Bonatti а. о., 1971; «Исследования...», 1972) позволяют предполагать, что и в океанах наблюдается такой же разрез — в основании залегают ультрабазиты, выше сменяющиеся габброидами, амфиболитами и долеритами. На них залегают метаморфизованные эффузивы — спилиты, базальты и их туфы. Эти породы венчаются толеитовыми базальтами, которые сложно сочетаются по вертикали и латерали с глубоко-водными осадками.

Анализируя состав, структуры и текстуры пород, можно говорить о некоторых особенностях становления интрузивных и метаморфических пород, слагающих океаническую кору.

Прежде всего обращает внимание тот факт, что ультрабазиты океанической мантии были неоднократно деформированы и серпентинизированы до того, как были подвергнуты метаморфизму и метасоматозу. При этом важно отметить, что часто наблюдаемое в этих породах замещение оливина энстатитом могло проходить, судя по ряду экспериментальных данных (Маракушев, 1968б), только при достаточно высоких давлениях.

Видимо, в дальнейшем были сформированы породы габброидного и зеленосланцевого комплексов, для которых характерен высокотемпературный метаморфизм (Miyashiro а. о., 1971). Последний сопровождался изменением химического состава пород (Miyashiro а. о., 1971) и деформациями, выражающимися в милонитизации, катаклазе и бластезе пород.

Все эти события произошли до образования толщ неметаморфизованных эффузивов толеитового состава, нижняя часть которых может быть подвержена изохимическому метаморфизму захоронения.

Скорее всего, формирование магматических и метаморфических пород в составе коры современных океанов оказывается многоактным и скорее всего длительным процессом.

Как было показано, наиболее ранними метаморфическими образованиями островных дуг, эвгеосинклинальных зон геологического прошлого и современных океанов являются породы габбро-амфиболитового комплекса. Они занимают вполне определенное стратиграфическое положение, залегая выше ультрабазитов и ниже геосинклинальных отложений. Более молодыми оказываются метаморфические комплексы плагиогнейсового и глаукофанового типов, развитие которых связано с формированием структур островных дуг. Это отчетливо выявляется из анализа особенностей глубинного строения островных дуг и находит объяснение в особенностях строения их различных структурных зон, что и будет рассмотрено далее.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ИХ ВОЗМОЖНЫЙ ФУНДАМЕНТ

Для рассматриваемой в данной работе проблемы наиоольший интерес представляет анализ послынного состава коры, ее общей мощности, мощностей и упругих характеристик отдельных слоев и, главное, относительное изменение этих параметров. Наиболее точные и детальные сведения такого рода дают материалы сейсмического зондирования с применением искусственных взрывов (метод ГСЗ и сходные с ним, метод крупных промышленных взрывов и т. п.).

Несколько осторожнее приходится относиться к результатам гравиметрических исследований. Данные, полученные этим методом, достаточно достоверны лишь в том случае, когда интерпретация аномального поля силы тяжести основывается на опорных сейсмических профилях. При отсутствии последних неопределенность выбора исходных расчетных параметров (плотностей и мощностей отдельных слоев) создает широкие возможности неоднозначной интерпретации, и получаемые результаты вряд ли можно считать достаточно убедительными.

Сейсмологические методы изучения глубинного строения земной коры по записям землетрясений с применением обычной стационарной аппаратуры приводят, как правило, к существенным ошибкам в определении глубин залегания сейсмических поверхностей раздела (при этом часть границ неизбежно оказывается пропущенной). Точность такого рода исследований значительно повышается при использовании специальной аппаратуры типа сейсмостанции «Земля», но в силу объективных условий (ошибки в определении места и времени возникновения очага землетрясений) остается ниже точности методов, основанных на искусственных взрывах.

Ставя перед собой задачу использовать только самые достоверные и детальные данные, мы тем самым вынуждены существенно сократить и без того ограниченный объем имеющейся информации о глубинном строении коры островных дуг. Отсюда вытекает одна из главных трудностей анализа особенностей глубинной структуры дуг — крайняя недостаточность фактического материала. В районах островных дуг Индонезии и Меланезии, Филиппин и Рюкю, Марианской, Тонга-Кермадек и других выполнены лишь единичные сейсмические профили. Несколько детальнее исследованы Алеутская дуга и Гавайи. Наибольшее количество данных получено в районах Курильской, Японской и Антильской дуг.

Такая неравномерная изученность обуславливает своеобразный методический прием сравнительного анализа имеющихся материалов. Лучше изученные дуги или даже участки становятся своего рода «эталомами», на примере которых и изучаются основные особенности глубинного строения коры. Полученные выводы сопоставляются с данными по слабо изученным районам, и путем такого сопоставления устанавливается, какие из выявленных особенностей являются общими для всех островных дуг, а какие представляют собой специфические черты глубинного строения коры того или иного «эталонного» участка. Недостатки такого метода очевидны — многие част-

ные детали глубинной структуры слабо изученных территорий ускользают из поля зрения или не получают достаточного подтверждения. Однако общие для всех дуг особенности устанавливаются вполне определенно. Последнее обстоятельство и побудило нас остановиться именно на таком методе сравнительного анализа.

Выделяя «эталонные» участки и исследуя их наиболее детально, сталкиваемся еще с одним затруднением—чрезвычайной разнородностью имеющихся данных. Так, в районах Курильской и Антильской дуг проведены исключительно морские исследования с регистрацией на кораблях. Полученные материалы позволяют судить об изменении глубинного строения коры с приближением к островам, но не дают сведений об ее структуре непосредственно под центральными частями поднятий островных дуг. Последние могут быть получены только путем интерполяции данных о прибрежных участках морских профилей с учетом аномального гравитационного поля суши. В районе Японской островной дуги, напротив, большая часть данных получена при регистрации крупных наземных взрывов, а прилегающие участки Японского моря и Тихого океана изучены всего на нескольких профилях.

Наконец, крайне затрудняет сопоставление данных о глубинном строении коры разных дуг отсутствие единых общепринятых методик полевых работ с применением искусственных взрывов и интерпретации первичных данных. Понятно, что использование крупных промышленных взрывов для изучения строения коры, с одной стороны, и исследования с помощью специальных мелких взрывов, с другой, базируются на разных методиках и существенно отличаются по точности и детальности. Однако и в случае специальных работ сравнивать полученные результаты не всегда легко.

В СССР практически все глубинные сейсмические исследования проводятся методом ГСЗ на протяженных непрерывных или кусочно-непрерывных профилях (Гальперин, Косминская, 1958; Васильев и др., 1960; и др.). Это дает возможность проследить поведение глубинных границ раздела, включая разлом Мохоровичича, на больших (несколько сотен километров) расстояниях. Получаемые при этом сейсмические разрезы относятся непосредственно к линиям профилей. Интерпретация первичных материалов проводится по системам встречных и нагоняющих годографов, что обеспечивает максимально возможную точность результатов.

Огромное большинство морских сейсмических работ базируется на существенно иной методике. Вдоль протяженной линии (обычно порядка 1000—1500 км) простреливаются отдельные небольшие (чаще всего около 100—150 км, редко больше) участки, ориентированные по отношению к этой линии в самых разнообразных направлениях. Вследствие малой длины профилей (короткие ветки годографов) далеко не на всех участках удается обнаружить положение наиболее глубоких границ раздела коры — ее подошвы, а иногда и кровли «базальтового» слоя.

Построение сводного сейсмического разрыва осуществляется путем сечения материалов отдельных профилей на общую линию с неизбежной интерполяцией данных на достаточно большие (до 100 км и более) расстояния. Значительные по протяженности отрезки сводных профилей оказываются неотработанными и сейсмические границы в соответствующих местах на разрезах строятся предположительно (Antione, 1959; Murauchi a. o., 1967; и мн. др.).

По сути дела разные геофизические коллективы пользуются собственной, в чем-то своеобразной методикой полевых работ, и эти различия существенно затрудняют всякого рода количественные сопоставления. Отдельные разрезы и участки разрезов оказываются несоизмеримыми по точности.

Более того, отсутствие единой методики интерпретации первичных сейсмических материалов и общепринятых критериев для выделения определенных типов волн приводит к тому, что нередко на одном и том же первичном фактическом материале разные интерпретаторы получают совершенно

несходные глубинные разрезы, часто предлагается две-три равновероятные модели разреза и т. д. Такая неоднозначность чаще всего проявляется в числе выделенных слоев и их количественных характеристиках. Расхождения в определении мощностей слоев достигают иногда нескольких километров, в величинах скоростей продольных волн — нескольких десятых километров в секунду. Известны случаи, когда предлагаемые разными авторами скоростные разрезы коры принципиально отличаются. Так, американские исследователи выделяют в верхней части океанической коры слой мощностью 1,5—2,0 км при различии в скоростях менее 1,0 км/сек и расчленяют осадочный слой на неуплотненные, полууплотненные и уплотненные осадки, а иногда и на еще более дробно (Officer, а. о., 1957; Antione, Ewing, 1963; Shog а. о., 1970; и др.). Согласно оценкам советских исследователей (Косминская, Зверев, 1969), разрешающая способность метода ГСЗ при морских исследованиях значительно ниже: в слоях небольшой мощности (порядка 5 км) точность определения скорости упругих волн не превышает 0,5—0,1 км/сек. Практически это означает, что осадочный слой за редким исключением может быть подразделен в лучшем случае на два.

Понятно, что при таком положении количественные сопоставления разрезов, построенных разными авторами, вряд ли правомерны.

В то же время качественная картина глубинной структуры коры при всех возможных интерпретациях в большинстве случаев оказывается достаточно сходной. Общий характер изменения полной мощности земной коры, мощностей и упругих свойств отдельных ее слоев, а также поведение основных сейсмических границ раздела вдоль профиля в значительно меньшей степени зависят от применявшейся методики полевых работ и интерпретации их результатов.

Таким образом, ставя своей целью сравнительный анализ глубинного строения островных дуг, необходимо отказаться от сопоставления количественных показателей и ограничиться только чисто качественной характеристикой разрезов. Цифровые показатели сравниваются только в пределах одного профиля или серии профилей, выполненных по единой методике. Последнее оказывается возможным в ряде регионов, где практически все исследования проводились одними исследователями и результаты опубликованы в обобщающих статьях и монографиях. Такие работы имеются по Курильскому, Охотскому, Японскому, Беринговскому регионам и Гавайям.

#### Курильская островная дуга

Исследования глубинного строения земной коры Курильской островной дуги были начаты в 1957—1958 гг. и проводятся в основном силами ИФЗ АН СССР, СВГУ МГ РСФСР, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Близ Курильской дуги методом непрерывного профилирования отработан ряд протяженных сейсмических профилей, ориентированных вкост дуги, параллельно и под некоторыми углами к ней. Результаты этих работ опубликованы в многочисленных статьях (Гальперин и др., 1958; Вейцман и др., 1959, 1960; Аверьянов и др., 1961, 1963; Косминская и др., 1963; Зверев и др., 1965, 1969; Вейцман, 1965, 1968; Зверев, Тулина, 1966; Сычев, 1968; Зверев, 1969, 1970; и др.), в монографии «Строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану» (1964) и специальных сборниках («Геофизические исследования...», 1969, 1970).

В ряде работ материалы ГСЗ сопоставляются с сейсмологическими, гравиметрическими, магнитными, батиметрическими и геоморфологическими данными (Исаев и др., 1968; Ващилов и др., 1969; Ивашенко, Соловьев, 1969; Федотов, 1969а, б; Туезов и др., 1967; и мн. др.). В 1967 г. была предпринята попытка рассмотреть данные о глубинном строении Охотского региона (и в частности Курильской дуги) в историко-геологическом аспекте (Марков и др., 1967).

Район Курильской островной дуги включает помимо самой гряды островов примыкающие к ним со стороны океана глубоководный Курило-Камчатский желоб и со стороны Охотского моря — Южно-Охотскую впадину. В морфологическом отношении Курилы представляют собой двойную дугу. Все морфоструктуры района имеют четко выраженный линейный характер и эшелонировано вытянуты вдоль Большой Курильской островной гряды. Единственная изометричная структура района — Южно-Охотская впадина — в восточной части также переходит в линейный прогиб, протягивающийся вдоль центральной и северной частей Курил к Камчатке.

Линейность морфологических структур Курильского района находится в полном соответствии с особенностями глубинного строения земной коры: все элементы рельефа глубинных границ раздела в коре имеют столь же четко выраженный линейный характер. Таких границ в рассматриваемом районе прослеживается три: подошва рыхлых осадков, кровля «базальтового»<sup>1</sup> слоя и раздел Мохоровичича (подошва земной коры). Четвертая граница — рельеф дна и поверхности — образуют морфологически выраженные структуры.

В рельефе подошвы слоя рыхлых осадков (скорости распространения продольных волн не выше 3,0 км/сек) четко прослеживаются два поднятия (рис. 55). Одно из них соответствует (вплоть до совпадения осей) морфологическому поднятию Больших Курил, второе — Малым Курилам и их подводному продолжению — хребту Витязя. Оба поднятия разделены прогибом, глубина которого измеряется первыми километрами, увеличиваясь от центральных частей дуги в сторону Южных Курил и Камчатки. Глубоководному желобу соответствует аналогичный прогиб, но ось последнего на большинстве участков несколько смещена в сторону островной дуги.

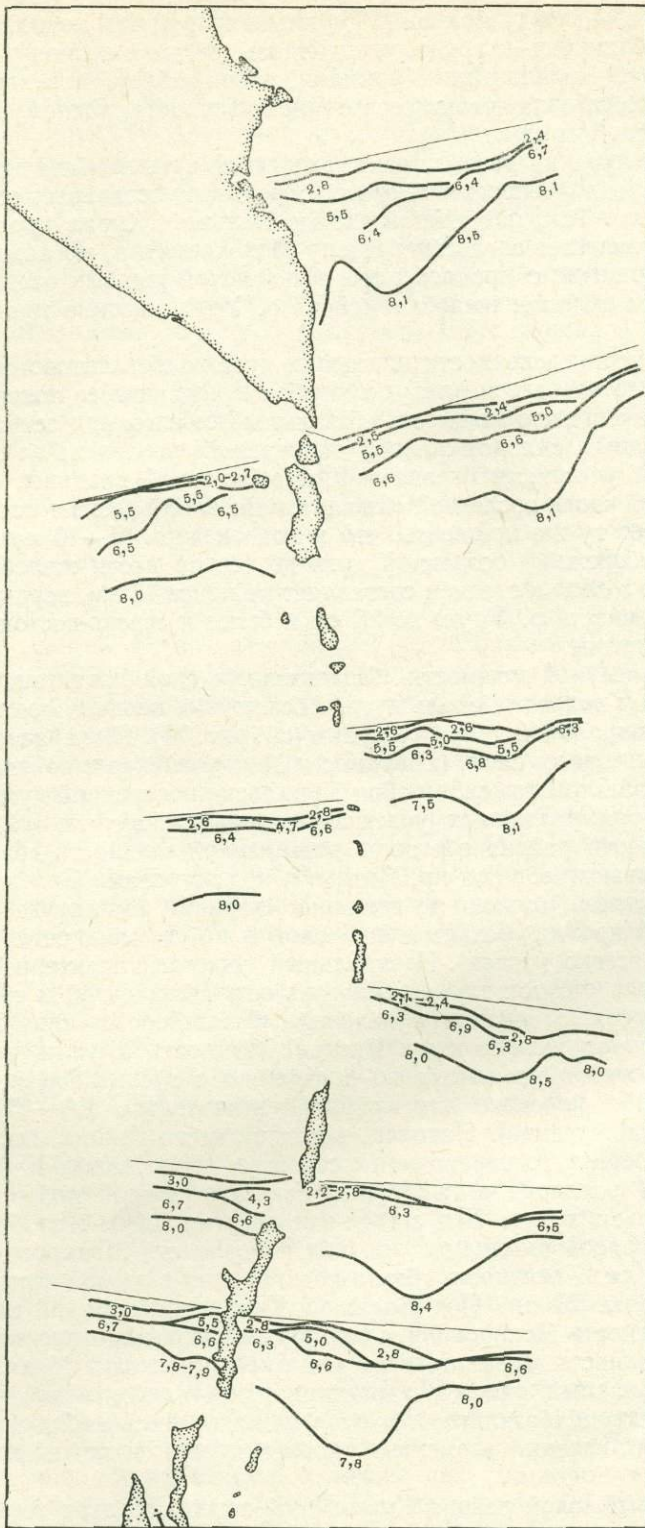
Поверхность Мохоровичича глубоко прогнута под северо-западным приостровным склоном желоба. Ось этого прогиба располагается между желобом и хребтом Витязя. Относительная амплитуда прогиба составляет 7—10 км в центральной части и возрастает до 20 км и более к Южным Курилам и Камчатке. Второй прогиб поверхности Мохоровичича приурочен к Большой Курильской гряде. Наиболее четко он прослеживается в районе Северных Курил и Южной Камчатки, в центральной части дуги почти полностью выполаживается и вновь прослеживается под Южными Курилами, где, однако, амплитуда прогибания значительно меньше, чем на северо-востоке (5—10 км против 10—15 км). Таким образом, можно говорить о том, что Большая Курильская гряда в северо-восточной части имеет глубокий «корень», в центральной части практически его лишена и на юго-западе обладает небольшим «корнем».

Оба рассмотренных прогиба и разделяющее их относительное поднятие поверхности Мохоровичича прослеживаются на фоне общего погружения границы раздела под островную дугу и северо-западный склон желоба, т. е. представляют структуры второго порядка.

Легко видеть, что прогибы и поднятия поверхности Мохоровичича соответствуют обратным формам рельефа кровли коры и подошвы рыхлых осадков. Единственная морфологическая структура, не отвечающая этой общей закономерности, — Курило-Камчатский глубоководный желоб. Под осевой частью желоба только начинается прогибание подошвы этой поверхности.

Очень сложен рельеф кровли «базальтового» слоя. На этой поверхности удастся проследить линейный прогиб под северо-западным склоном желоба, поднятие, соответствующее Малой Курильской гряде и хр. Витязя, и еще один прогиб. Ось последнего проходит на юго-западе непосредственно под

<sup>1</sup> Здесь и далее использованы обычные условные термины «гранитный» и «базальтовый» слой (имеются в виду слои, характеризующиеся скоростями распространения продольных сейсмических волн 5,6—6,2 и 6,4—7,3 км/сек соответственно).



**Рис. 55.** Глубинное строение Курильской островной дуги (Вейцман, 1965). Цифры на рисунках 55—60 соответствуют скоростям распространения продольных сейсмических волн, в км/сек

островами Большой Курильской гряды, а в центральной части района и на северо-востоке — между Большой Курильской грядой и подводным хр. Витязя, то приближаясь к гряде, то удаляясь от нее в сторону хребта. Под Северными и Центральными Курилами, по-видимому, протягивается еще одно поднятие, выполаживающееся с приближением к южному звену Большой Курильской гряды.

Таким образом, на разных участках рельеф кровли «базальтового» слоя находится в различных соотношениях с рельефом остальных сейсмических границ раздела. Так, под южной частью Больших Курил кровля «базальтового» слоя залегает согласно разделу Мохоровичича, но находится в обратном соотношении с кровлей коры и подошвой рыхлых осадков; под северо-западным склоном желоба в районе о. Уруп картина прямо противоположная.

При всей неопределенности поведения кровли «базальтового» слоя соотношение относительных амплитуд прогибов и поднятий ее поверхности Мохоровичича таковы, что мощность «базальтового» слоя под островной дугой и северо-западным склоном желоба значительно увеличена по сравнению с прилежащими участками океана и Южно-Охотской впадины. В пределах глубоководной части последней «базальтовый» слой залегает почти горизонтально и имеет ту же мощность, что и под океаном (5—10 км). В зоне от Охотского побережья островной дуги до осевой части желоба мощность «базальтового» слоя в среднем составляет не менее 15 км, варьируя от 5 км (южная оконечность о. Уруп) до 25 км и более к северо-востоку от Малой Курильской гряды.

Зоны повышенной мощности «базальтового» слоя протягиваются двумя параллельными полосами вдоль дуги. Абсолютные величины мощности возрастают от центральной дуги к ее краям (см. рис. 55). По характеру рельефа кровли «базальтового» слоя, поверхности Мохоровичича и по относительной мощности «базальтового» слоя район Курильской островной дуги четко разделяется на три различных участка: северный, центральный и южный. В северной части района обе зоны повышенной мощности «базальтового» слоя, протягивающиеся под хр. Витязя и под островами Большой гряды и Южной Камчаткой, близки по величине «корней», амплитуде относительных поднятий кровли «базальтового» слоя и по его мощности (до 20 км с небольшим в осевых частях). Центральный участок характеризуется практически полным отсутствием «корня» под островной дугой и сравнительно небольшим прогибом кровли и подошвы «базальтового» слоя под северо-западным склоном желоба и хр. Витязя. Мощность «базальтового» слоя в зоне этих прогибов увеличена по сравнению с прилежащими участками океанического и морского дна крайне незначительно (10—15 км против 5—10 км соответственно). Наконец, в южной части района, где подводный хр. Витязя постепенно переходит в островную дугу Малых Курил, наблюдается резкое различие в глубинном строении земной коры Большой и Малой Курильских дуг. Под северо-западным склоном желоба и Малой Курильской грядой амплитуда прогиба поверхности Мохоровичича достигает почти 30 км, а мощность «базальтового» слоя в осевой части этой зоны составляет более 25 км. Под Большой Курильской грядой аналогичный прогиб поверхности Мохоровичича измеряется первыми километрами, максимальная мощность «базальтового» слоя не превосходит 15 км. Кроме того, рассматриваемый участок характеризуется наиболее неопределенным поведением кровли «базальтового» слоя. Именно здесь наблюдаются самые различные соотношения элементов рельефа кровли и подошвы «базальтового» слоя.

«Базальтовый» слой района Курильской островной дуги характеризуется относительно низкими скоростями распространения продольных сейсмических волн. Граничные скорости на его поверхности на всех профилях измеряются величинами 6,4—6,6 км/сек против обычных значений для океанов 6,7—6,9 км/сек. Такое же относительное понижение скоростей про-

дольных волн в целом происходит и на поверхности Мохоровичича, хотя имеются участки, где граничные скорости на подошве коры, напротив, чрезвычайно высоки (до 8,9 км/сек).

Принимая во внимание экспериментально установленные (хотя и не всегда однозначные) зависимости между упругими и плотностными свойствами горных пород (Воларович и др., 1967; Кнорoff, 1967; и др.), можно полагать, что понижения скоростей распространения упругих волн в «базальтовом» слое и верхней мантии обусловлены относительным разуплотнением вещества соответствующих слоев. Такое предположение согласуется с результатами гравиметрических расчетов и детальных сейсмологических исследований, проведенных в районе Курильской островной дуги (Федотов, Кузин, 1963; Федотов, 1969а, б; Аверьянова и др., 1966; Туезов и др., 1967; Николаевский, 1967; Гайнанов, 1968; Вашилов и др., 1968; Гайнанов и др., 1970; и др.).

Верхнюю часть коры рассматриваемого района слагают рыхлые осадочные отложения со скоростями распространения продольных волн до 3,0 км/сек и более плотные образования, характеризующиеся широкими пределами скоростей — от 4 с небольшим до 5,5 км/сек. Типичный для континентальных территорий «гранитный» слой со скоростями распространения волн порядка 6,0 км/сек здесь полностью отсутствует. Таким образом, вопрос о характере фундамента Курильской островной дуги сводится к выяснению возможного состава «базальтового» слоя и перекрывающих его плотных образований и анализу особенностей их пространственного распространения.

Согласно данным экспериментальных исследований (Воларович, 1962; Байдюк, 1963; Дортман и др., 1964; «Физические свойства вещества...», 1967; «Физико-механические свойства...», 1968; Скорикова, 1970, и мн. др.), скорости распространения продольных волн в интервале 4,0—5,5 км/сек наиболее характерны для эффузивных образований кислого и среднего состава; они часто наблюдаются в известняках, доломитах, глинах, песчаниках и других глинистых и песчано-обломочных породах, в гипсах, иногда — в гранитах, гнейсах, кристаллических сланцах. Как видим, на основании одних только данных о величине скорости упругих волн решить вопрос о составе рассматриваемого слоя невозможно. В то же время некоторые косвенные признаки позволяют оценить вероятность присутствия в разрезе тех или иных пород.

Если проследить поведение поверхности рассматриваемого слоя, то легко видеть, что с приближением к островам она испытывает крутой подъем и на самих островах, очевидно, выходит на дневную поверхность. Наиболее отчетливо это видно на серии сейсмических профилей в районе Северных Курил и Южной Камчатки, а также на отдельных профилях в районе Южных Курил.

Как было показано, в геологическом разрезе островов преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии. Это обстоятельство дает основание полагать, что и весь слой со скоростями 4,0—5,5 км/сек состоит главным образом из вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований с возможными прослоями осадочных отложений. Исходя из этих соображений, указанный слой в дальнейшем будет называться вулканогенно-осадочным. Возможный состав более глубоких горизонтов земной коры будет рассмотрен ниже.

В пространственном распространении вулканогенно-осадочного слоя и в изменении его скоростных характеристик вдоль Курильской дуги удается проследить ряд четких закономерностей (см. рис. 55). Прежде всего обращает внимание неповсеместное развитие вулканогенно-осадочных образований. Согласно данным сейсмических профилей, эти толщи наиболее широко распространены на северо-востоке района Курильской островной дуги, отсутствуют в центральной части и спорадически развиты на юго-западе. Таким образом, и в верхней части глубинного разреза вновь про-

является отмеченная выше разница между северным, центральным и южным звеньями дуги.

В районе Северных Курил и Южной Камчатки вулканогенно-осадочный слой проследживается непрерывно на всех сейсмических профилях от осевой части глубоководного Курило-Камчатского желоба вплоть до побережья островной гряды и полуострова. При этом только на самом северном профиле, подходящем к Камчатке близ Авачинской бухты, наблюдаются довольно резкие изменения мощности вулканогенно-осадочных толщ. Максимальные (порядка 7—8 км, а возможно и более) мощности этих образований приурочены к зоне утонения «базальтового» слоя земной коры между Южной Камчаткой и подводным хр. Витязя, в осевой части хребта их мощность составляет уже около 5 км и постепенно уменьшается на восточном склоне вплоть до полного выклинивания близ осевой части глубоководного желоба. В сторону Камчатки мощность вулканогенно-осадочного слоя сокращается еще более резко. На каждом из остальных сейсмических профилей мощность вулканогенно-осадочных толщ сохраняется примерно постоянной вдоль профиля, несколько уменьшаясь с приближением к островам за счет подъема поверхности «базальтового» слоя. От профиля к профилю вдоль дуги по направлению к центральной ее части наблюдается постепенное уменьшение средней мощности вулканогенно-осадочных образований в полном соответствии с уменьшением мощности «базальтового» слоя.

Одновременно в том же направлении уменьшается скорость распространения продольных волн в вулканогенно-осадочном слое (от 5,5 км/сек на северо-востоке до 5,0 км/сек на юго-западе).

В районах Центральных Курил, по данным ГСЗ, рыхлые осадки залегают непосредственно на «базальтовом» слое. Вулканогенно-осадочные породы здесь либо полностью отсутствуют, либо имеют крайне малую мощность (менее 1 км) и не могут быть обнаружены ввиду недостаточной точности применявшейся методики исследований. Последнее представляется более вероятным, поскольку на островах центрального звена дуги, как и на Северных и Южных Курилах, вулканогенно-осадочные образования составляют основную часть геологического разреза. Можно думать, что на каком-то расстоянии они распространяются от островов под дном океана.

В районе Южных Курил вулканогенно-осадочные образования протягиваются в виде двух линейных зон, вытянутых вдоль островной дуги. Одна из них приурочена к Большой Курильской гряде, вторая — к Малой и ее подводному продолжению. В прогибе между грядями вулканогенно-осадочный слой отсутствует или имеет крайне малую мощность. Характерно, что максимальные мощности этого слоя наблюдаются не в осевых частях поднятий обеих гряд, а на их склонах, причем на склонах противоположных: от Большой Курильской гряды зона развития вулканогенно-осадочных образований смещена в сторону Охотского моря, от Малой — в сторону океана. Как и в районе Северных Курил, мощность вулканогенно-осадочного слоя здесь уменьшается вдоль дуги по направлению к центральным Курилам при одновременном уменьшении скоростей упругих волн и в соответствии с поведением «базальтового» слоя. Однако количественные характеристики на юге островной дуги существенно иные, чем на севере. Максимальные значения мощности вулканогенно-осадочных толщ не превосходят в районе южного звена 5—6 км, тогда как на севере такой цифрой оцениваются средние мощности, а скорости распространения продольных волн составляют 4,3—5,0 км/сек против 5,0—5,5 км/сек.

Рассмотренные особенности пространственного распространения и упругих характеристик вулканогенно-осадочных образований позволяют детализировать вопрос о фундаменте района Курильской островной дуги. Совершенно очевидно, что рыхлые осадки залегают здесь на гетерогенном основании, в корне отличном от складчатого основания тектонических структур континентов.

В центральной части района, а также в его юго-западном секторе роль фундамента играет «базальтовый» слой земной коры, если не считать тонкого (до 1 км) слоя вулканогенно-осадочных образований, возможно, перекрывающих «базальтовый» слой на некоторых участках вблизи островов. В остальных частях района подошвой рыхлых осадочных отложений служат вулканогенно-осадочные толщи, скорости прохождения сейсмических волн в которых существенно различны на юго-западе и северо-востоке.

Низкие скорости распространения продольных волн в вулканогенно-осадочном слое южного звена Курильской дуги заставляют думать, что здесь в составе вулканогенно-осадочных толщ полностью или почти полностью отсутствуют гранито-гнейсовые образования, т. е. что метаморфизм пород в этих толщах крайне низок. Уменьшение скоростей вдоль дуги к центру, скорее всего, определяется повышением процентной содержания в разрезах туфогенных, туфогенно-осадочных и осадочных отложений. Таким образом, в роли фундамента на этом участке дуги опять-таки выступают породы «базальтового» слоя.

На северо-востоке района, напротив, весьма вероятно присутствие в нижней части вулканогенно-осадочной толщи гранито-гнейсовых образований, особенно на самом севере дуги, где скорости продольных волн приближаются к скоростям, типичным для «гранитного» слоя. Отсутствие четкой границы между метаморфизованными и неметаморфизованными образованиями можно объяснить, если предположить, что процесс метаморфизма происходит внутри первично однородной вулканогенно-осадочной толщи, неравномерно на разных участках. Иными словами, мы имеем здесь дело только с «зародышами» будущего «гранитного» слоя.

#### Японская острожная дуга

Вопрос о мощности и структуре коры Японии, как одной из наиболее развитых дуг, уже давно привлекает внимание исследователей. Первые работы в этом направлении принадлежат Б. Гуттенбергу, который с помощью анализа многочисленных сейсмограмм близких землетрясений еще в начале 40-х годов оценил мощность коры Японии величиной 45 км. Им были выделены две группы скоростей распространения продольных волн — относящиеся к земной коре (5,0—6,3 км/сек) и относящиеся к верхней мантии под островной дугой (7,5—7,8 км/сек). Эти данные Б. Гуттенберга и сейчас представляют большой интерес, поскольку содержат сведения о низких скоростях упругих волн в нижней части земной коры и в мантии. Оценка общей мощности коры (Gutenberg, 1943) вследствие неточности применявшегося метода оказалась сильно завышенной.

Систематические исследования строения коры по результатам крупных промышленных взрывов проводятся в Японии с 1952 г. специальной группой по взрывной сейсмологии, в состав которой входят сотрудники японских университетов и других организаций. К сожалению, большая часть результатов этих исследований опубликована только на японском языке или не опубликована совсем. Первые пять взрывов были проведены в северо-западной части о. Хонсю («Research group for explosion siesmology», 1951—1955, 1961), несколько — в районе разлома Фосса-Магна (Mikuto a. o., 1961; «Research group...», 1961), четыре или больше — в западной части Японии (Hashizume a. o., 1968). Всего, как указывает Т. Рикитакэ (1970), к 1965 г. было наблюдено около 30 взрывов и эти работы продолжались в последующие годы.

Сейсмические исследования методом преломленных волн от специальных мелких взрывов были начаты в 1962 г. совместно с американскими экспедициями и по методике последних. Этим способом отработаны профили в северо-восточной и центральной частях о. Хонсю (Рикитакэ, 1970; Hashizume a. o., 1968), в Японском море (Murauchi a. o., 1967) и в районе Японско-

го глубоководного желоба (Ludwig a. o., 1966). Кроме того, ряд профилей в Японском море пройден советскими экспедициями.

По району Японской островной дуги имеется несколько сводных обобщающих работ (Matuzawa, 1959; «Crustal structure in Japan», 1963; Rikitake a. o., 1968; «Геологическое развитие...», 1968; Рикитакэ, 1970; и др.), в которых сейсмические данные о строении земной коры сопоставляются с материалами других геофизических методов, приводятся схемы мощности и структуры коры. Многочисленные исследования проведены по методу поверхностных волн Релея и Лява (Akima, 1952; Tamaki, 1953—1954; Aki, 1961; Kaminata, Aki, 1963; Kanamori, Abe, 1968; и мн. др.).

По количеству проведенных работ и объему полученных фактических данных район Японской островной дуги не имеет себе равных. В то же время анализировать все эти материалы оказывается крайне сложно, даже если рассматривать только результаты исследований одним и тем же методом. Приведем в качестве примера данные о глубинном строении земной коры северо-восточного побережья о. Хонсю. Четвертый и пятый промышленные взрывы регистрировались здесь 12-ю и 15-ю сейсмостанциями соответственно. По четвертому взрыву получена двухслойная модель земной коры: «гранитный» слой мощностью  $27,5 \pm 3,0$  км со скоростью распространения волн  $6,19 \pm 0,02$  км/сек. Общая мощность коры  $32,3 \pm 1,3$  км, скорость распространения волн под границей Мохоровичича —  $8,20 \pm 0,10$  км/сек (средние данные по профилю; «Research group...», 1954). По записям пятого взрыва выделено три слоя, характеризующиеся скоростями  $6,05 \pm 0,03$ ;  $7,27 \pm 0,22$  и  $7,55 \pm 0,10$  км/сек соответственно. Первые два, без сомнения, «гранитный» и «базальтовый» слои (общая мощность их  $22,2 \pm 4,9$  км); третий слой можно считать либо разуплотненным верхним слоем мантии, либо высокоскоростным «базальтовым» слоем. Общая мощность коры, по одному варианту, порядка 22 км, по другому — около 26 км. Оценка мощности коры по скорости распространения поперечных волн дает значительно более высокие цифры—32—36 км («Research group...», 1955).

При регистрации первых трех взрывов на профилях, расположенных несколько западнее, получены совершенно иные модели коры. Авторы этих исследований объясняют расхождения между результатами наблюдений сложностью строения земной коры, которая состоит здесь из негоризонтальных слоев.

По-видимому, результаты работ с использованием крупных промышленных взрывов, которые применяются в Японии, допускают интерпретацию только горизонтально-слоистыми моделями коры. Исследования, проведенные этим методом в более поздние годы, дают существенные расхождения между собой, часто допускают неоднозначную трактовку и не согласуются с данными, полученными методом специальных мелких взрывов (см., например, Nashizume a. o., 1968). Не случайно в последних обобщающих статьях основное внимание обращено на разрезы, построенные по данным специальных исследований типа ГСЗ, которые и лежат в основе всех обобщающих выводов (Рикитакэ, 1970).

Так же резко, как и глубинные разрезы, отличаются одна от другой существующие схемы мощности земной коры, базирующиеся на гравиметрических данных и результатах анализа дисперсии поверхностных волн («Crustal structure in Japan», 1963; Kanamori, Abe, 1963; Kaminata, Aki, 1963). Следует отметить, что почти все исследования проводились в районе о. Хонсю. Сведения о глубинном строении о. Хоккайдо практически отсутствуют.

Японская островная дуга относится к типу одиночных дуг. Амплитуда соответствующего дуге поднятия очень велика, вследствие чего верхняя часть поднятия почти полностью выходит из-под уровня океана, образуя острова с большой площадью, разделенные узкими и мелководными проливами. От юго-западной оконечности о. Хонсю на север под водами Японского моря протягивается подводное поднятие, северная часть которого

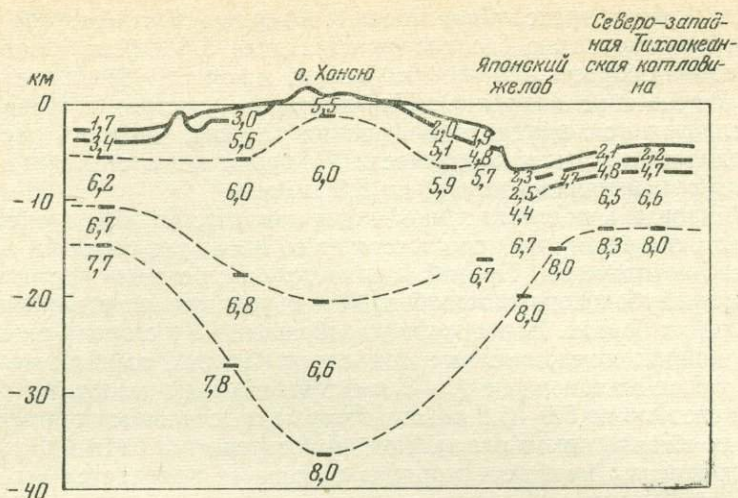


Рис. 56. Сейсмический разрез земной коры северной части о. Хонсю вдоль 39° с. ш. (из кн.: «Окраины...», 1970, стр. 226)

известна под названием возвышенности Ямато. Последняя представляет собой не некоторое изометричное поднятие центральной части Японского моря, как это принято считать, а является частью линейной поднятой зоны, сходной с подводными поднятиями Карибского бассейна (пороги Авес, Беата, Никарагуа). Сейсмическими методами изучен только район самой возвышенности Ямато, данных по ее продолжению на юг нет.

Со стороны океана Японская островная дуга окаймляется цепочкой глубоководных желобов. К югу от о. Хоккайдо располагается продолжение Курило-Камчатского желоба, переходящего далее в Японский желоб. Последний протягивается вдоль восточного побережья о. Хонсю вплоть до его центральной части, где область больших глубин пересекается субмеридиональной подводной возвышенностью, а желоб резко поворачивает на юг, переходя в Идзу-Бонинский желоб. Вдоль южного побережья Японской дуги проходит зона относительно больших глубин, представляющая собой продолжение глубоководного желоба Нансей (Рюкю). Сейсмические исследования проводились только в Японском желобе, один профиль пересекает восточное продолжение желоба Нансей.

Глубинные разрезы земной коры вдоль профилей в северной половине о. Хонсю (Murauchi а. о., 1964, 1967; Ли и др., 1970) обнаруживают существование глубокого «корня» под Японской островной дугой (рис. 56). Глубина залегания поверхности Мохоровичича под осевой частью дуги составляет не менее 30—35 км, очевидно, несколько изменяясь вдоль дуги. Соответственно меняется и общая мощность земной коры. При всем расхождении имеющихся схем мощности коры на каждой из них центральная часть о. Хонсю (зона разломов Фосса-Магна) выделяется как область максимальной мощности, причем даже количественные оценки довольно точно совпадают — 35—38 км. На сейсмическом разрезе по линии Канто — восточное Тюгоку («Геологическое развитие...», 1968, стр. 556) мощность коры в указанной области оценивается величиной порядка 38 км. В юго-западном и северо-восточном направлениях мощность коры уменьшается. Поверхность Мохоровичича имеет достаточно сложный рельеф, относительные амплитуды прогибов и поднятий достигают 10 км и более. Самая тонкая кора (20—25 км) характерна для юго-западной окраины Японской дуги — западной половины о. Кюсю.

Внутреннее строение земной коры Японской островной дуги, как отмечают все исследователи, чрезвычайно сложно. В качестве типовой колонки

может быть принята трехслойная модель: в верхней части разреза располагается слой со скоростью распространения волн  $5,5 \text{ км/сек}$ , ниже — «гранитный» слой (скорость  $6,0—6,2 \text{ км/сек}$ ) и, наконец, «базальтовый» слой (скорость от  $6,4 \text{ км/сек}$  и выше). На некоторых участках в «базальтовом» слое прослеживается внутренняя граница раздела. Скорость распространения продольных волн на поверхности Мохоровичича составляет в среднем  $7,8—7,9 \text{ км/сек}$ , изменяясь от  $7,7$  до  $8,0 \text{ км/сек}$ .

Рельеф кровли и подошвы земной коры находятся в обратном соотношении: поднятию кровли коры соответствует во много раз больший по амплитуде прогиб ее подошвы. Прогиб начинается под осевыми частями окаймляющих дугу глубоководных желобов, и это обуславливает различие в строении коры на их бортах. Борты желобов, обращенные в сторону океана, имеют кору типично океаническую: под слоем рыхлых осадков менее  $2 \text{ км}$  залегают также маломощные ( $1—3 \text{ км}$ ) вулканогенно-осадочные образования со скоростями до  $5,0—5,2 \text{ км/сек}$ , которые подстилаются примерно  $5$ -километровым «базальтовым» слоем. Под приостровными бортами отмечаются высокие градиенты мощности коры, в составе ее появляется «гранитный» слой.

Прогибу поверхности Мохоровичича под островной дугой соответствует несколько меньший по амплитуде прогиб раздела Конрада. Разница в амплитудах обуславливает утолщение «базальтового» слоя, мощность которого под осевой частью дуги достигает  $15—20 \text{ км}$ , а возможно, и больше<sup>1</sup>. Скорости распространения продольных сейсмических волн в той же осевой зоне имеют минимальные значения ( $6,4—6,6 \text{ км/сек}$ ). Видимо, можно предполагать, что и «базальтовый» слой, и верхняя часть мантии под островной дугой относительно разуплотнены.

Наиболее сложным рельефом отличается поверхность раздела, соответствующая кровле «гранитного» слоя. На фоне ее общего поднятия под островной дугой выделяется множество прогибов и поднятий более высоких порядков, относительная амплитуда которых измеряется несколькими километрами. На ряде участков кровля «гранитного» слоя выходит на дневную поверхность, что позволяет судить о составе по крайней мере верхней части этого слоя. Как правило, на участках, где, согласно сейсмическим данным, обнажается «гранитный» слой земной коры, широко развиты метаморфические образования (преимущественно плагиогнейсового состава), насыщенные гранитами («Геологическое развитие...», 1968). Ярким примером в этом отношении являются зона разломов Фосса-Магна, юго-западная граница плато Хида, южная часть гор Китаками и др. Некоторые японские геологи отождествляют «гранитный» слой Японской островной дуги с досилурийским или даже докембрийским складчатым фундаментом. В качестве основного довода приводится общее поднятие «гранитного» слоя под плато Хида, в пределах которого «широко распространены породы гнейсового комплекса Хида, которые, как полагают, образовались за счет ремобилизации (реактивизации) досилурийского, а возможно и докембрийского фундамента» («Геологическое развитие...», 1968, стр. 556). Второй факт, который часто приводится как возможное доказательство, — «недавние открытия сильно метаморфизованных пород досилурийского возраста в южной части гор Китаками в северо-восточной Японии» (Рикитакэ, 1970, стр. 218). В этом районе, по данным сейсмических исследований, кровля «гранитного» слоя также прослеживается в непосредственной близости от дневной поверхности (Matuzawa, 1959). Вопрос о возрасте фундамента Японской дуги уже рассматривался ранее. Метаморфическая природа фундамента или «гранитного» слоя несомненна и речь может идти только о возрасте процессов метаморфизма в разных зонах.

<sup>1</sup> Т. Рикитакэ (1970, стр. 224), указывая мощность «базальтового» слоя  $10 \text{ км}$  или более, видимо, имел в виду среднее значение под всей островной дугой, а не максимальную величину в осевой части дуги.

Мощность «гранитного» слоя максимальна под осевой частью поднятия островной дуги, где она достигает 20 км и более. В сторону океана под нижней частью островного склона «гранитный» слой полностью выклинивается, а под водами Японского моря протягивается вплоть до подводного поднятия Ямато. Мощность его под этим поднятием и морской котловиной, отделяющей поднятие от островной дуги, не превосходит 5 км.

Очень интересны особенности скоростной характеристики «гранитного» слоя в разных участках Японской островной дуги. Самыми низкими (5,7—5,8 км/сек) скоростями распространения волн «гранитный» слой характеризуется под океаническим склоном дуги. В сторону Японского моря скорости увеличиваются до 6,0—6,1 км/сек под островами и до 6,2 км/сек под водами Японского моря за пределами островного склона. Вполне вероятно, что эта закономерность, четко проявляющаяся на всех сейсмических разрезах по профилям, пересекающим островную дугу, обусловлена различиями в условиях формирования «гранитного» слоя или его разновозрастностью.

Самую верхнюю часть земной коры составляет слой со скоростями распространения продольных сейсмических волн 5,5—5,6 км/сек. Этот слой имеет мощность в пределах нескольких километров, но на ряде участков в районах островов, как было отмечено ранее, выклинивается. На участках, погруженных под воды Японского моря и Тихого океана, рассматриваемый слой перекрывается рыхлыми осадками малой мощности (до 1—2 км), выполняющими также некоторые прогибы на островах. Японские геологи склонны интерпретировать слой со скоростями распространения волн 5,5—5,6 км/сек как палеозойский комплекс осадочных и вулканогенных формаций, включающих граниты и другие интрузивные образования. Основное отличие его от «гранитного» слоя — значительно более низкая степень метаморфизма пород и меньшая насыщенность гранитными и другими интрузиями.

#### Антильские островные дуги<sup>1</sup>

Первые исследования глубинного строения земной коры Карибского региона в целом и районов островных дуг Больших и Малых Антилл, в частности, проводятся американскими экспедициями с середины 50-х годов. Основная масса сейсмических профилей была выполнена в 1955—1956 гг. Результаты этих работ опубликованы в ряде статей (Ewing a. o., 1957; Officer a. o., 1959; Antoine, 1959, и мн. др.). Наиболее полные сводки даны Дж. Юингом и другими (Ewing a. o., 1960) по западной части Карибского региона и К. Оффисером и другими (Officer a. o., 1959) по восточной. В последующие годы эти исследования продолжались (J. Ewing, M. Ewing, 1962; Bunce, Fahlquist, 1962, 1969; Barr, Robson, 1963; Bunce, 1967; Dowling, Fahlquist, 1967; Edgar a. o., 1967; Chase, Bunce, 1969; и мн. др.) и в настоящее время Карибский регион — один из наиболее детально изученных сейсмическими методами участков земного шара. Район островных дуг Больших и Малых Антилл изучен при этом крайне неравномерно. Максимальное количество сейсмических профилей пройдено близ зоны сочленения Большой и Малой Антильских островных дуг, в районе желоба Пуэрто-Рико и у побережий южных островов Малой Антильской гряды. В районе Больших Антилл детальнее всего исследована впадина Бартлетт и, в частности, желоб Кайман. На этих участках густота профилей и их взаимное расположение позволяют представить глубинное строение коры в виде площадных схем. Между тем есть участки, на которых не удается построить даже сводных сейсмических разрезов. Очень слабо изучен центральный район Малой Антильской дуги, район о. Кубы (за исключением западного и восточного побережий последнего), всего несколько профилей пройдено близ о. Ямайка.

<sup>1</sup> Далее для краткости используются названия «Большие Антиллы», «Малые Антиллы» в транскрипции иностранных авторов.

Все сейсмические материалы получены при морских исследованиях, на островах таких работ не проводилось; оценка мощности и глубинной структуры земной коры под островами возможна лишь путем экстраполяции данных прибрежных исследований. При этом, если в районе Курильской островной дуги вследствие применявшейся методики исследований такая экстраполяция не представляла большого труда и могла быть проведена достаточно уверенно, то в Карибском регионе при иной методике полевых работ возможная точность экстраполяции данных под острова значительно ниже. Задача в значительной мере осложняется невозможностью привлечения гравиметрических материалов. На преобладающем большинстве приостровных сейсмических профилей получены данные о строении только верхних слоев земной коры, в лучшем случае — до поверхности «базальтового» слоя. Раздел Мохоровичича достигнут менее чем на трети профилей. Таким образом, далеко не на всех участках имеются опорные сейсмические разрезы для уверенной интерпретации поля силы тяжести. Помимо этого большинство исследователей отмечают, что аномальное поле в редукции Буге в пределах Карибского региона не всегда может быть объяснено спецификой глубинного строения земной коры (Ewing, Worzel, 1954; Shubert, Ewing, 1956; Woollard, 1960; Vungul, Dehlinger, 1962; и др.).

Тем не менее особенности гравитационного поля в редукции Буге могут быть использованы при рассмотрении качественной картины изменения мощности и внутренней структуры коры вдоль Большой и Малой Антильских дуг. Большая Антильская дуга выделяется на фоне окружающих пространств относительно низкими значениями положительных аномалий, абсолютная величина которых уменьшается вдоль дуги в западном направлении. На западе дуги, в районе о. Куба, имеются участки даже с отрицательными значениями аномалий Буге. В том же западном направлении увеличивается поднятие Больших Антилл, что находит выражение в увеличении размера островов. Естественно предположить, что изменения в характере гравитационного поля хотя бы частично связаны с увеличением общей мощности земной коры с востока на запад.

Последнее предположение полностью соответствует результатам измерения силы тяжести на отдельных участках. Расчеты производились с использованием данных опорных сейсмических профилей. Так, для о. Пуэрто-Рико общая мощность коры оценивается в 28—31 км, для о. Куба порядка 35 км (Shubert, Ewing, 1956; Shubert, Worzel, 1957; Talwani a. o., 1959; Bunce, Fahlquist, 1962).

Согласно данным сводных геофизических разрезов, построенных с учетом сейсмических и гравиметрических материалов, «корень» Больших Антилл располагается непосредственно под островной грядой.

Вопрос о внутренней структуре земной коры Антильской островной дуги достаточно сложен. Вследствие особенностей применявшейся методики полевых исследований (работа на коротких профилях, ориентированных в различных направлениях и расположенных на значительных расстояниях один от другого) большие затруднения вызывает в ряде случаев корреляция сейсмических границ раздела, тем более, что на каждой границе наблюдаются достаточно большие по величине вариации скорости. Построенные американскими исследователями сейсмические разрезы чрезвычайно детальные, на них выделяется большое количество слоев малой мощности (иногда менее 1 км) и часто с довольно близкими значениями скоростей. При этом, как правило, авторы не указывают, с какой степенью достоверности проведена каждая граница раздела. Поэтому при построении сводных сейсмических разрезов часто оказываются равновероятными разные корреляции глубинных границ. В районе Больших Антилл это касается главным образом поверхности раздела между рыхлыми осадками и подстилающими их вулканогенно-осадочными образованиями, а в районе Малых Антилл и более глубоких границ раздела. Указанное обстоятельство крайне ограничивает возможности анализа рельефа глубинных поверхностей

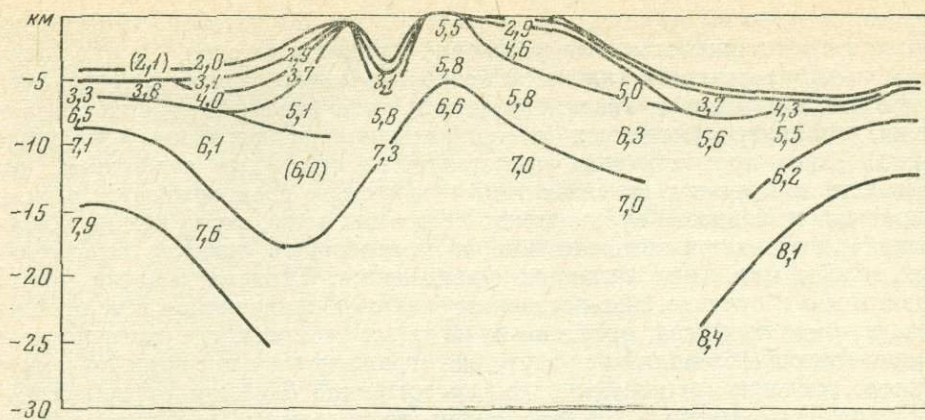


Рис. 57. Глубинное строение земной коры Больших Антилл — о. Пуэрто-Рико (Officer а. о., 1959)

раздела. Достаточно уверенно выделяются только структуры первого порядка.

Большие Антиллы представляют собой сложную по строению островную дугу, в пределах которой выделяются три зоны поднятий и разделяющие их прогибы (Чехович, 1965; Пушаровский и др., 1967; Марков, Соловьева, Чехович, 1967). Внутреннее строение земной коры зон поднятий существенно различно. В составе коры наиболее древнего Кубинского поднятия присутствуют четыре слоя: осадочный, вулканогенно-осадочный, «гранитный» и «базальтовый». Наибольшую мощность (до 20 км) имеет «базальтовый» слой, составляющий, таким образом, основную часть земной коры (рис. 57). Утолщение «базальтового» слоя под островами Куба, Гаити и Пуэрто-Рико обусловлено глубоким прогибом поверхности Мохоровичича. Кровля этого слоя залегает согласно поверхности Мохоровичича, но амплитуда ее прогиба гораздо меньше. С приближением к островам скорости распространения продольных сейсмических волн в «базальтовом» слое понижаются по сравнению со скоростями в соседних прогибах. Выше «базальтового» слоя повсеместно залегает «гранитный» слой, характеризующийся скоростями 5,7—6,1 км/сек и имеющий относительно малую мощность — очевидно, не более 10 км. Не исключено, что на отдельных наиболее прогнутых участках (например, между островами Куба и Гаити, Гаити и Пуэрто-Рико) «гранитный» слой полностью или почти полностью выклинивается, однако достоверных данных на этот счет нет. Согласно результатам гравиметрических расчетов, максимальную мощность «гранитного» слоя следует ожидать под осевой частью о. Куба<sup>1</sup>.

«Гранитный» слой перекрывается вулканогенно-осадочными толщами с широкими пределами распространения скоростей продольных волн: от 4,5 до 5,6 км/сек. Вулканогенно-осадочные образования широко развиты не только под поднятием, но и под прилежащими участками прогибов, достигая до 10 км мощности. Они обнаружены под южным бортом глубоководного желоба Пуэрто-Рико вблизи одноименного острова. К осевой части желоба мощности этих толщ резко сокращаются, и местами они полностью выклиниваются.

Наибольший интерес представляет вопрос о взаимоотношении «гранитного» и вулканогенно-осадочного слоев. Проследившая поведение вулканогенно-осадочных образований, легко видеть, что с приближением к островам со стороны желоба и впадин Карибского моря эта граница испытывает крутой подъем, который начинается значительно раньше появления в сос-

<sup>1</sup> Речь идет о западной части о. Куба, называемой в дальнейшем Кубинским поднятием.

таве коры четко выраженного «гранитного» слоя. На характер рельефа поверхности «базальтового» слоя появление «гранитного» слоя не оказывает сколько-нибудь заметного влияния, насколько можно судить по имеющимся сейчас сейсмическим и гравиметрическим материалам. Создается впечатление, что внутри указанных границ раздела заключен единый комплекс пород. Такое предположение представляется тем более вероятным, что появление в разрезе коры «гранитного» слоя везде сопровождается резким сокращением мощности вулканогенно-осадочных толщ, тогда как их общая мощность изменяется незначительно, а на некоторых участках не изменяется вообще или даже несколько уменьшается. Граница раздела между «гранитным» и вулканогенно-осадочным слоями не везде четкая и не прослежена на ряде профилей, пройденных на таких участках, где согласно всем другим имеющимся данным присутствие «гранитного» слоя вряд ли может вызвать сомнение (например, в непосредственной близости от побережья о. Пуэрто-Рико). Нечеткость рассматриваемой границы раздела в значительной мере обусловлена, по-видимому, близкими значениями скоростей в обоих слоях. Верхний предел скорости в вулканогенно-осадочных породах и нижний — в «гранитном» слое в пределах точности определений практически совпадают (5,6 и 5,7 км/сек). Все вышеописанные обстоятельства позволили нам еще в 1967 г. прийти к выводу о том, что «гранитный» слой формировался за счет уплотнения и метаморфизма нижних частей вулканогенно-осадочного комплекса пород (Марков и др., 1967). В ходе сейсмических исследований последующих лет не было получено ни одного факта, который противоречил бы такому предположению. Высказанная гипотеза хорошо согласуется и с историко-геологическими данными по району Больших Антилл. Мы рассмотрели особенности глубинного строения земной коры лишь одного из трех поднятий этой системы. Оба других поднятия — Кайман — Сьерра-Маэстра и Ямайка — Гаити, согласно геологическим данным, моложе Кубинского. Соответственно их земная кора имеет меньшую мощность и иное глубинное строение. Основное отличие — отсутствие типичного «гранитного» слоя. «Базальтовый» слой перекрывается вулканогенно-осадочными породами со скоростями распространения волн не выше 5,5 км/сек. В зоне Ямайка — Гаити вулканогенно-осадочные толщи достигают мощности 10 км и имеют слоистое строение: в верхней части скорости распространения продольных волн составляют 4,4—4,8 км/сек, в нижней — 5,2—5,5 км/сек. Четкость разделяющей их границы различна на разных участках, но в целом она прослеживается вдоль всей зоны.

Поднятие Кайман — Сьерра-Маэстра отличается наименьшей мощностью коры (20, может быть 25 км), очень небольшой мощностью вулканогенно-осадочных образований (порядка 3—5 км) и сравнительно низкими скоростями распространения продольных волн в них. Максимальные значения скорости на поверхности вулканогенно-осадочных пород не превышают 5,0 км/сек. Сейсмических границ раздела внутри этой толщи не обнаружено, что с равной вероятностью может объясняться как их действительным отсутствием, так и недостаточной разрешающей способностью применявшегося метода исследований.

Остальные особенности глубинного строения земной коры поднятий Кайман — Сьерра-Маэстра и Ямайка — Гаити вполне аналогичны особенностям строения коры Кубинского поднятия. Они также имеют «корень», ось которого совпадает с осью поднятия, «базальтовый» слой увеличен по мощности и составляет основную часть разреза земной коры, характеризуясь при этом относительно пониженными скоростями распространения продольных сейсмических волн.

Поднятия Кайман — Сьерра-Маэстра и Ямайка — Гаити разделены впадиной Бартлетт, в северо-западной части которой вдоль подводного хр. Кайман протягивается желоб Кайман, в морфологическом отношении сходный с глубоководным желобом Пуэрто-Рико. Однако анализ глубинного строения земной коры обоих желобов обнаруживает принципиальное

различие между ними. Желоб Пуэрто-Рико по внутреннему строению коры совершенно аналогичен Курило-Камчатскому. Под его осевой частью начинается прогиб поверхности Мохоровичича, уходящий далее под островную дугу Больших Антилл. Таким образом, приостровной борт желоба имеет мощную кору, а кора второго борта по мощности и структуре практически не отличается от океанической. Как отмечалось выше, приостровной борт желоба Пуэрто-Рико характеризуется наибольшей во всем районе Больших Антилл мощностью вулканогенно-осадочных образований. Объяснить особенности глубинного строения коры желоба Пуэрто-Рико одним только растяжением коры чрезвычайно трудно.

Желоб Кайман, напротив, представляет собой типичную структуру растяжения. Под его бортами в сторону осевой части происходит резкое уменьшение общей мощности коры и отдельных ее слоев. В частности, мощность «базальтового» слоя под осевой частью желоба не превосходит 3—3,5 км (Bowin, 1968). Максимальная мощность рыхлых осадков на склонах желоба не более 1—1,5 км, в осевой части желоба — менее 1 км. Вулканогенно-осадочные толщи, развитые в пределах хр. Кайман и в восточной части впадины Бартлетт, в нижних частях бортов желоба полностью выклиниваются. Прогиб поверхности Мохоровичича образует «корень» под хр. Кайман. Вдоль бортов желоба протягиваются глубинные разломы (зона Бартлеттских разломов). В целом глубинная структура желоба Кайман напоминает скорее не типичные глубоководные желоба районов островных дуг, а рифтовые зоны земного шара, хотя и не вполне им аналогична (Bowin, 1968).

Возвращаясь к вопросу о фундаменте островной дуги Больших Антилл, можно сделать следующие выводы. «Гранитный» слой развит в рассматриваемом районе широко, но не повсеместно. Присутствие его в составе коры характеризует основную ветвь Больших Антилл — поднятие, на котором располагаются острова Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и Виргинские. Мощность «гранитного» слоя в пределах этого поднятия, видимо, несколько увеличивается с востока на запад одновременно с увеличением мощности «базальтового» слоя и соответственно земной коры в целом. Особенности сейсмических разрезов показывают, что «гранитный» слой этого района представляет собой, скорее всего, нижнюю часть первично однородной вулканогенно-осадочной толщи, подвергшуюся уплотнению и метаморфизму. Не исключено, что эта часть островной дуги Больших Антилл в западной части была заложена на краю Багамской плиты, кора которой близка к континентальной, либо в процессе тектонических дислокаций была надвинута на Багамскую плиту. В таком случае фундамент на этом участке должен иметь сложный состав. Помимо относительно молодых метаморфических образований в него могут входить и более древние складчатые и метаморфические комплексы, развитые в пределах Багамской плиты.

В пределах поднятия Ямайка — южная часть Гаити в нижней части вулканогенно-осадочных пород возможно присутствие метаморфических образований — зачатков «гранитного» слоя (скорости до 5,6 км/сек). Наконец, в коре поднятия Кайман — Сьерра-Маэстра процессы метаморфизма, видимо, не зашли еще так далеко.

Таким образом, фундамент островной дуги Больших Антилл гетерогенен: на одних участках роль фундамента играет «базальтовый» слой, на других обнаруживается начальная стадия формирования метаморфических образований, на третьих — довольно мощные гранито-метаморфические комплексы («гранитный» слой).

Малые Антиллы представляют собой двойную островную дугу, морфологически сходную с южной частью Курильской дуги. В тектоническом отношении это — два формирующихся поднятия, наиболее приподнятые части которых образуют гряды островов Вулканических и Известняковых Антилл (Чехович, 1965; Марков, Соловьева, Чехович, 1967). В районе Малых Антилл пройдено большое количество сейсмических профилей, однако поверхность

Мохоровичича достигнута только на нескольких из них. Напротив, о строении верхней части земной коры здесь имеются достаточно полные сведения.

Судя по данным единичных профилей, общая мощность земной коры составляет около 20 км под центральной частью Малых Антилл и значительно возрастает вдоль дуги на север и на юг. Из сопоставления сейсмических и гравиметрических материалов следует, что одновременно с увеличением мощности коры должна понижаться плотность вещества верхней мантии.

«Базальтовый» слой, видимо, имеет большую мощность под Известняковыми Антиллами, чем под Вулканическими, но в пределах последних кровля его располагается на меньших глубинах. Скорости распространения продольных сейсмических волн, характеризующие «базальтовый» слой поднятий островной дуги Малых Антилл, ниже, чем таковые под примыкающими прогибами. На некоторых сейсмических профилях, пройденных в северной части дуги близ осевых частей поднятий, обнаружены границы разделов со скоростями 6,2—6,3 км/сек — предельно низкими для «базальтового» слоя и слишком высокими для типично «гранитного» слоя. Сравнивая полученные здесь разрезы с таковыми соседних участков, мы приходим к выводу, что указанная граница раздела скорее представляет собой кровлю «базальтового» слоя, который отличается крайне низкими упругими свойствами. С таким выводом согласуются гравиметрические данные, согласно которым под северной частью Малых Антилл следует предполагать существование зоны относительно разуплотненного «базальтового» слоя. В центральной и южной частях дуги скорости на разделе Конрада также уменьшаются при переходе от прогибов к поднятиям и составляют в пределах последних 6,4—6,6 км/сек (против 6,7—6,9 км/сек под прогибами).

По строению верхних слоев земной коры Малые Антиллы четко разделяются на три части — северную, центральную и южную. В северной части «базальтовый» слой на больших площадях перекрыт «гранитным» слоем со скоростями распространения продольных волн от 5,6 до 6,0—6,1 км/сек. Мощность «гранитного» слоя максимальна в зоне сочленения Малых и Больших Антилл (близ пролива Анегада) и постепенно уменьшается вдоль дуги Малых Антилл к югу, он полностью выклинивается с приближением к центральной части дуги. Выше по разрезу залегают вулканогенно-осадочные образования, характеризующиеся скоростями порядка 5,0—5,3 км/сек. Мощность их варьирует от нуля до 6 км с лишним; она максимальна на склонах поднятий и резко сокращается с появлением в разрезе пород «гранитного» слоя. Наконец, рыхлые осадочные отложения (со скоростями до 3,5 км/сек) имеют в рассматриваемом районе крайне малую мощность: порядка 1—1,5 км в зонах поднятий и до 3 км (редко до 4 км) в прогибах.

Совершенно иной сейсмический разрез характерен для центральной части Малых Антилл. Менее мощный «базальтовый» слой перекрывается здесь вулканогенно-осадочными толщами с гораздо более низкими, чем на севере, скоростями — 4,0—4,4 км/сек. При этом в пределах Вулканических Антилл такие образования обнаружены на всех без исключения сейсмических профилях, а в пределах Известняковых Антилл есть участки, где они отсутствуют или крайне малы по мощности (много менее 1 км). В последних случаях выше кровли «базальтового» слоя залегают непосредственно рыхлые осадки со скоростями распространения волн менее 3,5 км/сек. Мощность вулканогенно-осадочных толщ под центральной частью Малых Антилл не превышает 5 км, в большинстве случаев составляет 3—4 км. По сравнению с северной частью дуги Больших Антилл здесь резко возрастает мощность рыхлых осадков, особенно в районе Известняковых Антилл, где мощности толщ со скоростями до 3,5 км/сек достигают 8, возможно и 10 км.

В разрезе земной коры южной части Малых Антилл вновь появляются вулканогенно-осадочные образования с относительно высокими (5,0—

—5,3 км/сек) значениями скоростей распространения продольных сейсмических волн. По мере движения вдоль дуги Малых Антилл к югу эти образования постепенно полностью замещают толщи пород со скоростями до 4,5 км/сек. Данных о мощности высокоскоростных вулканогенно-осадочных образований почти нет, и можно только предполагать ее увеличение с приближением к побережью Южной Америки.

#### Алеутская островная дуга

Район Алеутской островной дуги включает помимо гряды островов Алеутский глубоководный желоб и прибрежные участки Берингова моря. Продолжением Алеутской дуги на западе являются Командорские острова и п-ов Камчатский мыс, на востоке — п-ов Аляска. Геоморфологическая особенность поднятия Алеутской островной дуги — сбилие мелких островов, в полном беспорядке располагающихся вдоль зоны шириной около 60 км, местами и более. Иными словами, это поднятие имеет сравнительно плоскую вершину и отличается при этом необычайной крутизной как северного (морского), так и южного (океанического) склонов.

Первые сейсмические данные о глубинном строении земной коры этого района были получены в конце 50-х годов. По программе Международного Геофизического года советской экспедицией отработаны два профиля у Командорских островов. Работы проводились методом непрерывного профилирования. Один профиль подходит к Командорским островам с юга, пересекая подводную возвышенность Обручева и Алеутский глубоководный желоб. Второй профиль протягивается в южной части Командорской котловины Берингова моря от Командорских островов к хр. Ширшова. На обоих профилях получены полные разрезы коры («Строение земной коры...», 1964).

Почти одновременно американской экспедицией под руководством Г. Г. Шора были проведены рекогносцировочные сейсмические исследования в восточной половине Берингова моря, включая район островной дуги (Shor, 1959), а также начато систематическое изучение геофизических полей Аляски и примыкающих к ней территорий (Thiel a. o., 1959; Oldham, 1958; Woollard a. o., 1960; Shor, 1960, 1962). В последующие годы все эти исследования продолжались, причем восточная часть Берингова моря изучалась главным образом советскими исследователями (Гайнанов, 1968; Гайнанов, Исаев и др., 1969; Гайнанов, Ушаков и др., 1969; Гайнанов, Исаев и др., 1960; и др.), а его западная часть и район Алеутской островной дуги и желоба — американскими (Shor, 1964, 1965; Peter a. o., 1965; Helmsberger, 1968; Malahoff, Erickson, 1969, и др.). За последние годы появился ряд обобщающих работ, в которых сейсмические материалы сопоставляются с данными гравиметрических, магнитных и сейсмологических исследований (Гайнанов и др., 1968; Гайнанов, Исаев и др., 1969; Гайнанов, Ушаков и др., 1969; Шор, 1970; Ewing a. o., 1965; Stone, 1968; Murdock, 1969; и некоторые другие). В 1967 г. на двух протяженных профилях (800 и 1800 км) регистрировался крупный ядерный взрыв, произведенный на о. Амчитка (Центральные Алеуты). Предварительные результаты этого эксперимента освещены в отчете США Международному геофизическому конгрессу 1971 г. («Upper mantle project», 1971). Таким образом, в настоящее время мы располагаем уже довольно большим количеством сведений о глубинном строении земной коры района Алеутской островной дуги, при анализе которых достаточно четко выявляется ряд важных особенностей внутренней структуры коры.

Согласно всем имеющимся данным, под Алеутской островной дугой имеется глубоководный прогиб поверхности Мохоровичича, начинающийся под Алеутским глубоководным желобом. Точно оценить амплитуду этого прогиба и проследить его изменения вдоль дуги пока не представляется возможным, но есть основания предполагать, что глубина прогиба возра-

стает от центральной части дуги к ее краевым частям. Так, в районе Командорских островов поверхность Мохоровичича прослежена вплоть до глубины 30 км под приостровным бортом глубоководного желоба и имеет тенденцию к дальнейшему погружению под острова. Максимальное погружение поверхности Мохоровичича во всяком случае превышает 30 км. В центральной части дуги ее корень располагается, по-видимому, на глубинах 20—25 км<sup>1</sup>, а в восточной — на глубинах до 30 км или даже больших.

Скорости распространения продольных волн на поверхности Мохоровичича изменяются в пределах 7,6—7,9 км/сек под дугой (редко выше) и 7,8—8,2 км/сек под прилежащими участками Берингова моря и Тихого океана.

Поверхность раздела Конрада под островной дугой на одних участках залегает субгоризонтально, на других — согласно кровле коры, т. е. образует поднятие. Соответственно мощность «базальтового» слоя под дугой сильно увеличена по сравнению с соседними участками. В приосевых частях поднятия островной дуги она оценивается в 15—20 км, а на отдельных участках даже больше. Скорости распространения волн на кровле «базальтового» слоя имеют значения 6,4—6,6 км/сек против 6,6—7,0 км/сек под океаном и Беринговым морем. Следовательно, как и в ранее рассмотренных районах островных дуг, «базальтовый» слой и верхняя часть мантии Алеутской дуги обладают пониженными упругими свойствами (т. е. несколько разуплотнены). Последнее предположение подтверждается характером аномального гравитационного поля.

Помимо «базальтового» слоя, слагающего не менее чем  $\frac{2}{3}$  общей мощности земной коры Алеутской островной дуги, в составе коры присутствуют толщи пород со скоростью продольных волн 5,1—5,5 км/сек и рыхлые осадочные отложения со скоростью до 4,0 км/сек.

Слой со скоростью 5,1—5,5 км/сек на островах выходит на дневную поверхность, где он представлен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и вулканогенно-обломочными породами, а также массивами кварцевых диоритов (Барк, 1970). Таким образом, в районе Алеутской островной дуги, как и на всех других ранее рассмотренных дугах, скорости до 5,5 км/сек характеризуют вулканогенно-осадочные толщи. Мощность этих толщ изменяется от нуля или первых километров под осевой частью глубоководного Алеутского желоба до 5—6 км в осевых частях поднятий островной дуги. В сторону глубоководных впадин Берингова моря вулканогенно-осадочные образования выклиниваются или резко сокращаются по мощности.

«Гранитный» слой обнаружен только на самом восточном окончании островной дуги — близ о. Кадьяк и п-ова Аляски, где он имеет мощность порядка 3 км и характеризуется скоростью 6,0 км/сек. Скорости распространения волн на разделе Конрада 7,0 км/сек (Shor, 1962). Здесь же в восточной части района скорости, характерные для «гранитного» слоя, определены на одном из профилей, проходящих в осевой части Алеутского желоба (рис. 58). Судя по характеру сводного разреза, построенного вдоль оси желоба, породы со скоростями 6,0 км/сек входят в состав вулканогенно-осадочной толщи (Шор, 1970). Это обстоятельство еще раз подтверждает высказанное выше мнение, что формирование «гранитного» слоя происходит внутри и за счет вулканогенно-осадочных образований.

Имеющиеся в настоящее время данные о глубинном строении земной коры Алеутской островной дуги позволяют, таким образом, заключить, что фундаментом западной и центральной частей Алеутской островной дуги служит «базальтовый» слой земной коры и только на восточной окраине фундамент представлен сейсмическим «гранитным» слоем. Этот вывод хорошо согласуется с точкой зрения К. Барка (1970) и многих других американских геологов о том, что Алеутская островная дуга представляет собой сравнительно молодую (третичную?) структуру, основная часть которой развивается

<sup>1</sup> Результаты расчета гравитационного поля вдоль сейсмического профиля (Гайнанов и др., 1968) дают для этого участка дуги глубину залегания поверхности Мохоровичича 32—33 км.

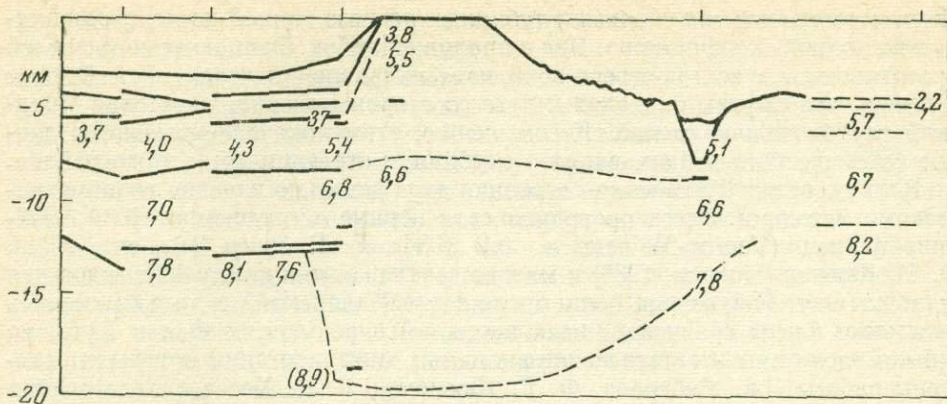


Рис. 58 Глубинный разрез земной коры через часть Алеутской котловины, Алеутский хребет и Алеутский желоб (Шор, 1970)

непосредственно на океанической коре, а восточная наложена на более древнее сооружение. Дж. Шор (1970, стр. 198) высказывается еще более определенно: «Осадки, накапливающиеся позади островной дуги, преобразуют океаническую область в континентальную. Осадочная толща опускается, претерпевает процесс метаморфизации и становится частью континентального массива».

#### Малайская (Зондская) островная дуга

Малайская островная дуга располагается в области перехода от Индийского океана к Тихому, представляющей собой крайне сложное сочетание островных дуг, одиночных островов, краевых морей и шельфовых зон Азии и Австралии. Выпуклой стороной рассматриваемая дуга обращена в сторону Индийского океана и окаймляется Яванским глубоководным желобом. Основная часть дуги состоит из гирлянды Больших и Малых Зондских островов, на северо-западе ее продолжением являются дуги Никобарская и Андаманская, целиком принадлежащие уже к бассейну Индийского океана. Морфологически Малайская дуга относится к типу двойных островных дуг. Внутренняя дуга представляет собой единое поднятие, осевая часть которого выступает над уровнем моря в виде непрерывной цепи островов. Размеры островов в целом уменьшаются с запада на восток. Амплитуда поднятия внешней дуги много меньше. На значительном протяжении она прослеживается в виде подводного хребта, и только на северо-западе отдельные вершины приподняты над уровнем моря и образуют мелкие острова. В этом отношении Малайская островная дуга сходна с Курильской, но отличается от последней существенно большей амплитудой поднятий.

В общем структурном плане района Малайская островная дуга занимает особое положение, соединяя между собой мелководные участки прибрежных морей Азии и Австралии. При этом в западной части дуги Суматра и Ява, а на востоке шельфовая зона Австралии в виде Тиморского и Арафурского морей подходят к Малайской дуге с ее внешней стороны, в то время как внутренняя дуга обрамляет глубоководное море Банда. Центральная часть дуги пересекает область больших глубин (моря Бали, Флорес и Саву).

Своеобразие структурного положения Малайской островной дуги четко проявляется в характере наблюдаемых здесь геофизических полей, о чем можно судить по следующим данным.

В районе Зондских островов и Яванского глубоководного желоба американскими экспедициями под общим руководством Р. И. Райтта (1966) пройдено несколько сейсмических профилей методом преломленных волн.

По ним построены три сводных глубинных разреза земной коры, сходящихся к восточной оконечности о. Ява и проливу Ламбок. Один из этих профилей протягивается в восток-северо-восточном направлении через моря Флорес и Банда, два других подходят к дуге со стороны океана, пересекая Яванский глубоководный желоб. К сожалению, этим пока исчерпываются данные сейсмического зондирования о глубинном строении коры этого района.

В то же время Малайская островная дуга детально изучена гравиметрическими методами. Здесь проводили свои первые исследования Ф. А. Вейнинг-Мейнец (Vening-Meinesz а. о., 1934), Б. Г. Эшер (Escher, 1933), Ф. Г. Кюенен (Kuenen, 1936) и многие другие. Уже к концу 40-х годов для островных дуг Индонезии, в том числе и для Малайской, не только имелись детальные карты гравитационных аномалий в редукциях Фая и Буге, но и были рассчитаны изостатические аномалии, интерпретации которых посвящены работы Дж. Умбровва, Ф. Г. Кюенена, Г. Г. Хесса и ряда других исследователей (Umbrovue, 1945, 1947; Hess, 1946; «Островные дуги», 1952; и др.). В последующие годы особенности аномального гравитационного поля района Малайской островной дуги неоднократно рассматривались в работах советских и зарубежных геологов и геофизиков (Люстих, 1955, 1957; Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958; Артемьев, 1966; Vening-Mainesz, 1954; Tsuboi, 1957; Heiskanen, Vening-Meinesz, 1959; и мн. др.), однако достаточно обоснованное истолкование их стало возможным только после проведения сейсмических исследований.

Поле изостатических аномалий района Малайской дуги отличается крайне высокими градиентами. Положительные и отрицательные аномалии протягиваются вдоль дуги в виде сравнительно узких линейных зон. Только в северной половине о. Суматра линейный характер поля изостатических аномалий нарушается и на обширных площадях наблюдаются близкие к нулю значения аномалий. Северная зона положительных аномалий в целом совпадает с осевой частью поднятия внутренней дуги, южная — с Яванским глубоководным желобом. Внешняя дуга и прогиб, отделяющий ее от внутренней дуги, представляют зону отрицательных аномалий. Последний факт все исследователи объясняли и объясняют тем, что именно под внешней дугой располагается основной «корень», т. е. проходит осевая часть прогиба поверхности Мохоровичича, а внутренняя дуга имеет относительно более тонкую кору. Сейсмические данные, полученные близ о. Ява, полностью подтвердили это предположение. Под внешней дугой Зондских островов поверхность Мохоровичича обнаружена на глубинах 23—26 км<sup>1</sup>, в сторону внутренней дуги подошва коры поднимается до глубин 18—20 км в прибрежной зоне о. Ява и обнаруживает явную тенденцию к дальнейшему подъему под острова. Со стороны моря Флорес намечается незначительное погружение подошвы коры с приближением к проливу Ламбок. Таким образом, двойная Малайская дуга по характеру рельефа раздела Мохоровичича сходна с южной частью Курильской дуги, с той лишь разницей, что в пределах последней относительные амплитуды прогибов и поднятий значительно выше. В то же время по внутреннему строению земной коры рассматриваемая дуга ближе к дуге Больших Антилл. На всех трех имеющихся сводных сейсмических разрезах четко выделяются рыхлые осадочные отложения (скорости до 3,3 км/сек), «базальтовый» слой (скорости от 6,5 до 7,2 км/сек) и заключенная между ними толща пород, в пределах которой скорости распространения продольных волн изменяются от 4,0 до 6,1 и даже 6,3 км/сек. Характерно, что в верхней части разреза этого слоя непосредственно под слоем рыхлых осадков скорости распространения продольных сейсмических волн ни на одном из профилей не превышают 5,4 км/сек, т. е. величин, типичных для вулканогенно-осадочных образований. С приближением к островам, начиная с осевой части глубоководного желоба, ниже указанной

<sup>1</sup> Сейсмические данные приводятся по работе Р. М. Деменицкой (1967).

границы раздела на ряде профилей прослежена граница раздела со скоростями, свойственными «гранитному» слою — от 5,6 до 6,1—6,3 км/сек. Особенности применявшейся методики исследований не дают возможности проследить поведение этой границы на достаточно протяженном участке. Судя по имеющимся данным, четкость ее не везде одинакова — есть участки, где внутри вулканогенно-осадочных образований никаких разделов не обнаружено. Общая мощность вулканогенно-осадочных образований достигает 6—8 км, а мощность нижней, «гранитной», их части измеряется первыми километрами. С приближением к о. Ява осадки выклиниваются и кровля вулканогенно-осадочной толщи выходит на поверхность. Следовательно, и в этом районе геологическая природа указанной границы раздела устанавливается непосредственными наблюдениями. Согласно данным геологических исследований, на о. Ява широко развиты кремнисто-вулканогенные комплексы юры — мела.

В аномальном гравитационном поле в редукции Буге внутренняя часть дуги на западе и внешняя на востоке выделяются как зоны отрицательных аномалий силы тяжести, что может рассматриваться как свидетельство развития на этих участках земной коры континентального типа (Люстих, 1955; Кропоткин, Люстих, Повало-Швейковская, 1958, и др.). Есть все основания предполагать, что мощность маломощного сейсмического «гранитного» слоя, обнаруженного в составе коры близ о. Ява, увеличивается вдоль дуги в северо-западном направлении. Большие размеры островов и их расположение на краю мелководного материкового шельфа делают такое предположение тем более вероятным.

Сложнее решить вопрос о структуре коры восточной части Малайской дуги — района Малых Зондских островов к востоку от пройденных сейсмических профилей. Особенности гравитационного поля, как уже было отмечено, позволяют думать, что и здесь в составе коры присутствует достаточно мощный «гранитный» слой, однако это относится только к самой восточной части дуги, начиная с о. Тимор. Что же касается центральной части, то здесь, скорее всего, земная кора сходна с корой участка близ пролива Ламбок, т. е. если и имеет «гранитный» слой, то чрезвычайно малой мощности.

Таким образом, для Малайской островной дуги, как и для всех других ранее рассмотренных дуг, характерны существенные различия мощности и внутренней структуры коры отдельных участков. В краевых частях дуги, очевидно, развит достаточно мощный гранито-гнейсовый метаморфический фундамент («гранитный» слой), который почти полностью, а на отдельных участках, возможно, и полностью выклинивается в центральной ее части. Возраст фундамента на востоке может быть предположительно определен как докембрийский, а точнее — допермский, поскольку на островах Тимор, Сумба, Мисол и некоторых других известны пермские терригенно-туфогенные и карбонатные отложения, практически не метаморфизованные (Бем-мелен, 1957; Архипов, 1964; Драновский, 1967; и др.).

#### Островная дуга Тонга — Кермадек

Примечательной особенностью островной дуги Тонга — Кермадек является крайне большой радиус кривизны. Практически это — прямолинейная структура, параллельно которой со стороны Тихого океана протягивается столь же прямолинейный глубоководный желоб. С противоположной стороны дуга Тонга — Кермадек отгорожена от Южно-Фиджийского моря подводным хр. Колвил-Лау, северная часть которого выступает над уровнем моря в виде коралловых островов и рифов. Хребет вытянут вдоль островной дуги, так что в целом обе эти структуры имеют некоторое сходство с двойными островными дугами. От последних их отличает, однако, значительно большая ширина прогиба, разделяющего обе зоны поднятий. На юге, близ побережья Новой Зеландии, расстояние между осевыми ча-

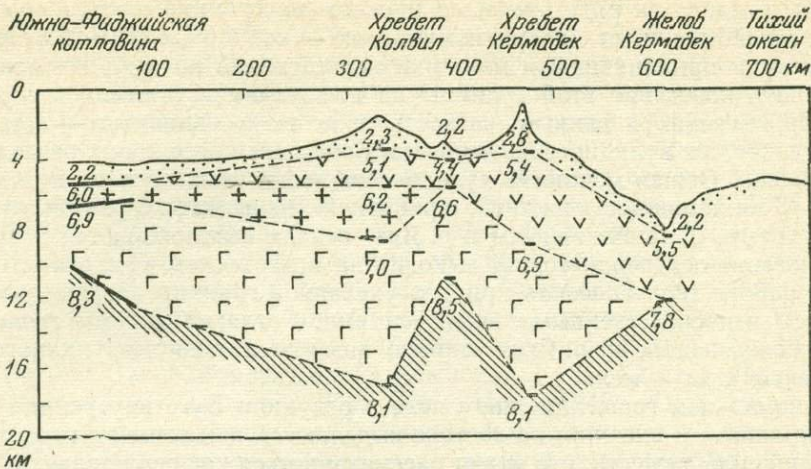


Рис. 59. Глубинное строение островной дуги Тонга—Кермадек (Shog a.o., 1971)

стями дуги Тонга — Кермадек и хр. Колвил-Лау составляет около 150 км, к северу эти структуры расходятся на 460—500 км. Островную дугу Тонга — Кермадек скорее следует относить к типу одиночных дуг, за исключением, может быть, самой северной ее части. В северной половине района островов Тонга геоморфологические структуры представлены двумя линейными поднятиями, отстоящими одно от другого на расстоянии порядка 50 км. Внешняя дуга представлена коралловыми островами и рифами, внутренняя — более крупными островами, в геологическом разрезе которых преобладают вулканические образования не древнее эоцена.

В центральной части рассматриваемое поднятие широкой перемычкой разделяется на два — Тонга и Кермадек. Ось поднятия погружается здесь под уровень моря более чем на 2000 м. Глубоководный желоб на этом участке, напротив, имеет наименьшую глубину.

В районе островов Тонга в начале 50-х годов были проведены первые морские сейсмические исследования. Три сейсмических профиля были пройдены в верхней части океанического склона и близ оси глубоководного желоба, а также в ложбине Тофуа между островами Лифука и Као, разделяющей внешнюю и внутреннюю дуги. Результаты работ опубликованы Р. Райттом и его коллегами («Земная кора», 1957). По данным трех профилей построен сводный сейсмический разрез земной коры вкрест островной дуги и желоба. В составе земной коры выделены три слоя: рыхлые осадки со скоростями распространения продольных волн 2,0—2,5 км/сек, вулканогенно-осадочные образования (скорости 5,1—5,3 км/сек) и «базальтовый» слой (рис. 59). Последний характеризуется скоростями 6,5 км/сек под глубоководным желобом и 7,0 км/сек под ложбиной Тофуа. Подошва земной коры испытывает резкое погружение под океаническим (восточным) склоном желоба. В верхней части склона она обнаружена на глубине 11—12 км, под осевой частью — на глубине более 20 км. Скорости под этой поверхностью раздела составляют соответственно 8,2 и 8,1 км/сек. Далее на разрезе подошва земной коры условно проведена горизонтально. С такой трактовкой трудно согласиться. Дело в том, что под ложбиной Тофуа на глубине около 12—13 км обнаружена граница раздела со скоростью 7,6 км/сек. Согласно интерпретации Р. Райтта и других (Raitt a. o., 1955), это — промежуточная граница раздела внутри «базальтового» слоя. Однако с тем же основанием ее можно считать и подошвой земной коры. Как мы видели, для районов островных дуг характерно значительное уменьшение скоростей в верхней мантии непосредственно под дугами и разделяющими их прогибами. Скорость 7,6 км/сек, правда, ниже обычных значений

скорости распространения волн в мантии под островами, но все же не выходит из возможных ее пределов. Если принять такую трактовку рассматриваемой границы, то мы получим обычную для всех двойных дуг картину: глубокий прогиб поверхности Мохоровичича под осью и приостровным склоном глубоководного желоба («корень») и сравнительно тонкая кора под внутренней дугой и междуговым прогибом. Эта интерпретация, как мы увидим далее, значительно лучше согласуется с результатами сейсмических исследований дуги Тонга — Кермадек, полученными в последние годы.

Во всем остальном описываемый сейсмический разрез вполне аналогичен разрезам других островных дуг: рыхлые осадки с приближением к островам уменьшаются по мощности, кровля вулканогенно-осадочных образований испытывает подъем и на островах, возможно, выходит на дневную поверхность, подошва этих толщ также несколько приподнимается. Мощность земной коры в целом и «базальтового» слоя, в частности, значительно увеличена по сравнению с прилежащими участками океана. В то же время от ранее рассмотренных структур дуга Тонга — Кермадек отличается меньшей мощностью «базальтового» слоя (максимальная мощность до 10 км) и соответственно меньшей общей мощностью коры. Вулканогенно-осадочные образования по мощности такие же, как и в районах Курильской, Алеутской и других островных дуг — максимальные величины мощности до 5—6 км под приостровным бортом глубоководного желоба и внешней дугой.

В последние годы в районе островной дуги Тонга — Кермадек было пройдено еще несколько сейсмических профилей. Работы осуществлялись американской экспедицией Калифорнийского университета и Скрипсовского Океанографического института. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Raitt а. о., 1969; Shor а. о., 1970, 1971; и др.). Построены еще два сейсмических сводных разреза земной коры, которые полностью подтверждают описанные выше особенности глубинного строения коры данного района.

Один из новых сводных разрезов построен по сейсмическим данным, полученным экспедицией Р. Райтта еще в 1955 г. (Raitt а. о., 1955), но подвергшимся переинтерпретации; другой — по данным исследований последних лет. Второй профиль пересекает самую южную часть дуги Кермадек. По характеру и основным особенностям северный разрез совершенно аналогичен уже рассмотренному ранее разрезу Р. Райтта. Единственное отличие заключается в величине скоростей распространения продольных сейсмических волн в «базальтовом» слое и в верхней мантии: под осевой частью желоба получены соответственно значения 6,7 и 8,3 км/сек, под ложбиной Тофуа — 6,9 и 7,7 км/сек. Граница Мохоровичича располагается на глубине около 12 км и, таким образом, становится вполне очевидно, что определенный Р. Райттом раздел внутри «базальтового» слоя, как мы и предположили, является подошвой земной коры. Согласно этим данным, мощность «базальтового» слоя под ложбиной Тофуа практически такая же, как и под океаном (порядка 5 км), и почти вдвое больше под осевой частью желоба.

Расположенный южнее профиль пересекает одиночную дугу Кермадек. Полученный здесь сводный разрез по поведению поверхности Мохоровичича вполне совпадает с разрезами других одиночных дуг: «корень» располагается непосредственно под осевой частью поднятия, прогиб подошвы коры начинается под осевой частью желоба. По особенностям послонного состава кора района Кермадек ближе всего напоминает кору центральной и западных частей Алеутской островной дуги. В разрезе присутствуют слой рыхлых осадков малой мощности, вулканогенно-осадочные образования со скоростями распространения волн 5,4—5,5 км/сек и мощностью до 5—6 км, «базальтовый» слой мощностью около 10 км и скоростями 6,6—6,9 км/сек.

В целом для района островной дуги Тонга — Кермадек характерно полное отсутствие сколько-нибудь четко выраженного «гранитного» слоя. Не исключено, что в южной части дуги (о-ва Кермадек) начинается его фор-

мирование, чем могут быть объяснены относительно высокие (до 5,5 км/сек) скорости прохождения волн в вулканогенно-осадочной толще.

Гравиметрические данные по району островной дуги Тонга — Кермадек (Talwani а. о., 1961; Biehler, Solomon, 1969; и др.) вполне удовлетворительно согласуются с результатами сейсмических исследований.

Геофизические материалы заставляют поставить под сомнение мнение некоторых геологов о существовании на островах Тонга складчатого основания (Драновский, 1967). Этот гипотетический фундамент не вскрывается, насколько нам известно, ни на одном острове, и присутствие его в составе земной коры противоречит имеющимся сейсмическим данным.

#### Марианская островная дуга

По некоторым геоморфологическим особенностям район Марианской островной дуги напоминает район дуги Тонга — Кермадек. С внутренней стороны Марианской дуги параллельно ей протягивается подводный хребет, отгораживающий ее от Западно-Марианской котловины. Расстояние между островной дугой и хребтом составляет около 200 км. На севере в районе островов Нампо они соединяются. В разделяющем их прогибе глубины достигают 4 км и более.

Окаймляющий дугу со стороны Тихого океана Марианский глубоководный желоб на юге района резко поворачивает в западном направлении вкострости простирается островной дуги. Последняя, таким образом, не имеет продолжения к югу, подобно тому как островная дуга Тонга — Кермадек не имеет продолжения на север.

Марианская островная дуга по геоморфологическим признакам и особенностям глубинного строения земной коры относится к типу одиночных дуг. Глубинное строение коры в этом районе исследовано на шести сейсмических профилях совместной американо-японской экспедицией (Miyachi а. о., 1968). По данным профилей построен сводный сейсмический разрез, согласно которому рыхлые осадки верхней части коры (скорости распространения волн до 3,3 км/сек) подстилаются вулканогенно-осадочным слоем. Нижняя часть коры — «базальтовый» слой — характеризуется скоростями от 6,6 до 7,0 км/сек (рис. 60). В характере рельефа основных границ раздела наблюдаются обычные соответствия: прогибы и поднятия подошвы рыхлых осадков прямо соответствуют прогибам и поднятиям кровли коры, на поверхности Мохоровичича наблюдаются обратные формы рельефа.

Основной прогиб поверхности Мохоровичича располагается под осевой частью дуги. Скорости распространения продольных волн в верхней мантии под «корнем» дуги несколько меньше, чем под соседними участками (8,0 км/сек против 8,1—8,4 км/сек), как и скорости в «базальтовом» слое (6,6 км/сек против 6,7—7,0 км/сек).

Наиболее интересные сведения получены об особенностях внутреннего строения вулканогенно-осадочной толщи. Под глубоководным желобом и нижней частью его приостровного борта эти образования имеют мощность 2,5—3,0 км и характеризуются обычными значениями скоростей распространения продольных волн — 4,7—5,0 км/сек. В осевой части поднятия мощность вулканогенно-осадочного слоя возрастает до 5 км, а скорости до 5,5 км/сек. На промежуточном профиле, пересекающем приостровной борт желоба в верхней его части, внутри вулканогенно-осадочного слоя прослежена граница раздела со скоростью 6,0 км/сек, выше которой скорость измеряется величиной 4,6 км/сек. Таким образом, верхняя часть разреза рассматриваемого слоя по значениям скоростей представляет собой типичные вулканогенно-осадочные породы, а нижняя — сейсмический «гранитный» слой. Последний, судя по всему, продолжается и в осевой части поднятия, но там граница между ними и перекрывающими породами нечеткая. Это предположение кажется более вероятным потому, что «гранитный» слой также обнаружен на профиле, проходящем вдоль западного склона поднятия островной дуги у ее подножия. Здесь мощность «гранитного»

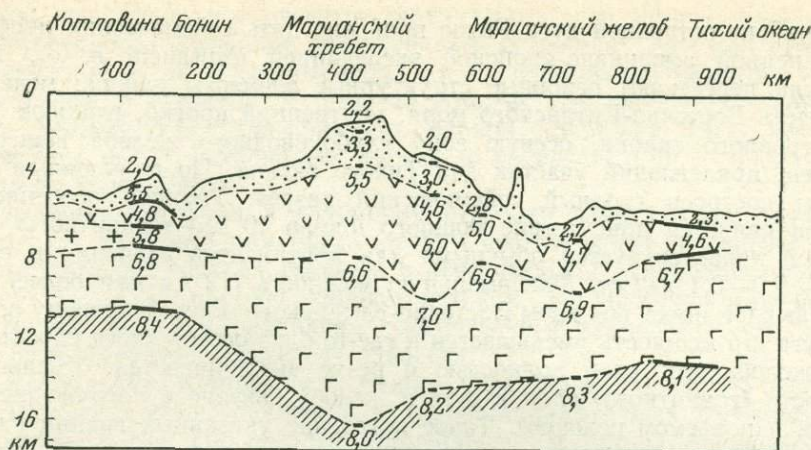


Рис. 60 Глубинное строение Марианской островной дуги (Mugauchi а. о., 1968)

слоя лишь немногим более 1 км (против 3 км на восточном склоне), но граница прослеживается четко.

Видимо, можно заключить, что в районе Марианской островной дуги «гранитный» слой формируется за счет метаморфических преобразований нижней части вулканогенно-осадочной толщи. По этому признаку Марианскую островную дугу можно сопоставлять с центральной и восточной частями Алеутской дуги, что особенно интересно, поскольку и та, и другая части отличаются сравнительно небольшой мощностью коры в целом (до 20 км) и «базальтового» слоя, в частности (12—15 км). Нельзя не отметить, что в геологическом разрезе Марианских островов неизвестны породы древнее эоцена. Палеогеновый и неогеновый комплексы представлены в основном лавами, вулканогенно-осадочными и вулканогенно-обломочными породами липаритового и андезитового состава, а также известняками (Tracey а. о., 1964; Johnson, 1957, 1964).

#### Островная дуга Рюкю

Географическое положение островной дуги Рюкю своеобразно — она единственная из всех современных островных дуг располагается на всем протяжении в непосредственной близости от материкового склона. От мелководной части Восточно-Китайского моря, которое, несомненно, представляет собой погруженный край континента, дуга Рюкю отделена узким прогибом дна моря. Ширина этого прогиба не превышает 150 км, максимальная глубина в его пределах — несколько более 3000 м. Согласно имеющимся данным, мощность рыхлого осадочного чехла в осевой части прогиба лишь немного увеличена по сравнению с мелководной частью Восточно-Китайского моря и составляет не более 1,5—2,0 км. Сопоставляя эти данные с материалами о глубинах и мощностях рыхлых осадков на прилежащих участках дна Тихого океана, легко прийти к выводу, что поднятие островной дуги Рюкю возникло если не в середине, то во всяком случае в нижней части материкового склона на глубинах порядка 4000 м или меньших (средняя глубина дна северной части Филиппинской котловины около 5000 м, мощностью осадочного чехла до 1 км). Отсюда следует, что и по глубинному строению островная дуга Рюкю должна существенно отличаться от остальных островных дуг. Во внутренней структуре ее коры должны были бы сохраниться остатки «первичной» — доостровной структуры материкового склона. В частности, можно ожидать присутствия достаточно мощного «гранитного» слоя и некоторых особенностей рельефа глубинных границ раздела. Проведенные здесь, очень правда немногочисленные, сейсмические исследования полностью подтверждают высказанные соображения.

В районе островной дуги Рюкю пройдено пять сейсмических профилей объединенной американо-японской экспедицией (Murauchi а. о., 1968). Профили пересекают основные структурные элементы района: мелководную часть Восточно-Китайского моря, внутренний прогиб, верхнюю часть приостровного склона, осевую зону глубоководного желоба Нансей и, наконец, прилежащий участок дна Тихого океана. По полученным материалам построен сводный сейсмический разрез. Главной особенностью разреза является присутствие мощного (около 10 км) «гранитного» слоя, который характеризуется обычными для континентов значениями скоростей — 6,0—6,1 км/сек. Максимальную мощность (12 км или более) «гранитный» слой имеет под дном Восточно-Китайского моря. В сторону островной дуги его мощность уменьшается и где-то близ осевой части глубоководного желоба этот слой полностью и резко выклинивается. Уменьшение мощности «гранитного» слоя к дуге и желобу связано с погружением его кровли и подъемом подошвы. Такое поведение указанных границ раздела необычно для островных дуг, но типично для континентальных окраин.

В районе тех дуг, в составе коры которых присутствует «гранитный» слой (Япония, Большие Антиллы), кровля и земной коры, и «гранитного» слоя по характеру рельефа находятся в прямом соответствии. Иными словами, под поднятием островной дуги кровля «гранитного» слоя также образует поднятие, а иногда и выходит на дневную поверхность. Как правило, появление «гранитного» слоя в составе земной коры островных дуг бывает сопряжено с резким уменьшением мощности вулканогенно-осадочных образований. В районе островной дуги Рюкю мы этого не наблюдаем. Напротив, мощность вулканогенно-осадочного слоя максимальна под осевой частью поднятия и достигает там 6 км против 2 км под желобом, внутренним прогибом и мелководным морем.

Скорости распространения продольных сейсмических волн в вулканогенно-осадочной толще дуги Рюкю низкие — 4,4—4,6 км/сек, т. е. именно такие, какие наиболее характерны для островных дуг, лишенных «гранитного» слоя (Южные Курилы, центральная часть Малых Антилл). На одном из профилей скорость распространения продольных волн оценена в 5,0 км/сек, но эта оценка плохо согласуется с данными соседнего профиля.

Раздел Конрада под дугой Рюкю образует глубокий прогиб, который по амплитуде можно сравнить только с прогибом под Японской дугой (порядка 10 км). Однако под последней мы имеем резко сокращенную мощность вулканогенно-осадочных образований и подъем кровли «гранитного» слоя.

Скорость распространения продольных волн в «базальтовом» слое под дугой Рюкю и желобом Нансей имеет обычные для островных дуг значения — 6,4—6,8 км/сек, но под внутренним прогибом — 7,2 км/сек. Близкие значения получают часто на континентах для «базальтового» слоя древних платформ, но практически никогда — в районах островных дуг.

Проследить характер рельефа и скоростную характеристику подошвы земной коры, к сожалению, не удастся, поскольку последняя была достигнута только на двух профилях — под океаном и осевой частью желоба. Несомненно одно: начиная с осевой части желоба раздел Мохоровичича испытывает резкое погружение под островную дугу и внутреннее море. Эта особенность строения в равной мере свойственна как островным дугам, так и континентальным склонам.

Таким образом, по одним признакам поверхностного и глубинного строения дуга Рюкю подобна остальным островным дугам, по другим — скорее напоминает окраины тех континентов, которые непосредственно сочленяются с океаническими структурами. Следовательно, наше предположение, что эта дуга возникла в зоне континентального склона, во всяком случае не противоречит геофизическим данным.

Проведенный краткий обзор глубинного строения островных дуг показывает, что они являются теми зонами, для которых характерно споради-

ческое, неповсеместное развитие «гранитного» слоя земной коры. Именно эта особенность позволяет рассматривать островные дуги как структуры, промежуточные между континентами с их повсеместно развитым «гранитным» слоем и океанами, в пределах которых этот слой отсутствует. Известные аналоги, как было показано (Марков, Соловьева, 1972), могут быть проведены между островными дугами и кайнозойскими складчатыми областями континентов.

Основные различия в глубинном строении земной коры разных дуг связаны с наличием или отсутствием в составе коры «гранитного» слоя, с четкостью его верхней границы и относительной мощностью, а также с мощностью и скоростной характеристикой вулканогенно-осадочных образований. По этим признакам рассмотренные островные дуги располагаются в следующей последовательности.

Центральные Курилы, где земная кора почти полностью состоит из «базальтового» слоя. Мощности вулканогенно-осадочных образований ниже разрешающей способности применявшегося метода сейсмических исследований, и их присутствие в составе коры устанавливается только по геологическим разрезам на островах.

Южные Курилы, центральная часть Малых Антилл, Большие Антиллы — поднятие Кайман — Сьерра-Маэстра — вулканогенно-осадочные толщи характеризуются предельно низкими скоростями (4 км/сек) и малой мощностью (относительно общей мощности земной коры).

Южная часть Малых Антилл и дуга Тонга (северная половина дуги Тонга — Кермадек) — скорости распространения продольных волн в вулканогенно-осадочных образованиях порядка 5,0 км/сек, максимальная мощность этих толщ достигает примерно 1,3 общей мощности земной коры.

Северные Курилы, Марианская и Алеутская дуги, Большие Антиллы — ветвь Ямайка — южная часть Гаити — скорости в вулканогенно-осадочных образованиях имеют предельно высокие значения (до 5,5 км/сек), на отдельных участках наблюдаются признаки появления «гранитного» слоя: внутри вулканогенно-осадочной толщи прослеживаются прерывистые границы раздела со скоростями распространения продольных волн 6,0 км/сек.

Северная часть Малых Антилл — «гранитный» слой четко выделяется в глубинных разрезах коры, но имеет малую мощность и распространен sporadически.

Большие Антиллы и Малайская дуга — «гранитный» слой широко развит и играет существенную роль в общей мощности земной коры, слагая до  $\frac{1}{3}$  ее разреза. Вулканогенно-осадочные образования имеют предельно высокую мощность (до 6—8 км) на участках, где «гранитный» слой отсутствует или тонок; мощность их резко сокращается в зонах максимального развития последнего.

Япония и дуга Рюкю — глубинный разрез земной коры характеризуется наличием мощного «гранитного» слоя, составляющего до половины общей мощности коры. По особенностям вулканогенно-осадочных образований обе дуги резко различны: для Японии характерно их sporadическое развитие, высокие скорости распространения волн (5,5 км/сек) и малая мощность (первые километры); для дуги Рюкю — низкие скорости (4,4—4,6 км/сек) и предельно большие мощности.

Особенности глубинного строения верхней части земной коры (вулканогенно-осадочного и «гранитного» слоев) не связаны однозначной зависимостью ни с общей мощностью коры, ни с мощностью «базальтового» слоя. При большой общей мощности земной коры и соответственно «базальтового» слоя в составе коры может отсутствовать «гранитный» слой, а вулканогенно-осадочный характеризоваться низкими скоростями и малой мощностью. Самый яркий пример — Южные Курилы.

Примерно такая же по мощности кора Японии имеет совершенно иное внутреннее строение, а сходная по составу с Южными Курилами кора

центральной части Малых Антилл гораздо меньше по мощности и т. п. В то же время в пределах каждой отдельной дуги наблюдается вполне определенная связь между общей мощностью коры и строением ее верхней части. В пределах Курильской дуги увеличение мощности коры вдоль дуги от центральной части к краям сопровождается увеличением мощности вулканогенно-осадочных образований и повышением их скоростных характеристик; в районе Малых Антилл отмечается подобная же закономерность, но помимо этого в северной части дуги появляется «гранитный» слой; на Больших Антиллах и в Японии с увеличением общей мощности коры вдоль дуги увеличивается и мощность «гранитного» слоя. По районам остальных островных дуг мы имеем слишком мало данных для аналогичных сопоставлений.

В пределах каждой отдельной островной дуги мощность и структура земной коры зависят от возраста ее соответствующего участка. С увеличением возраста увеличивается мощность коры и усложняется ее внутренняя структура. Выше это было показано на примере дуги Больших Антилл. Аналогичную зависимость можно проследить и на Курилах. Однако, сопоставляя между собой геологические и геофизические данные по разным дугам, мы не находим подобного соответствия. Так, например, при практически полной идентичности земной коры по мощности и внутренней структуре Алеутская и Марианская дуги имеют резко различный возраст. В пределах первой из них широко развиты третичные и, видимо, верхнемезозойские отложения, на второй неизвестны породы древнее эоценовых. Напротив, дуги Марианская и Тонга имеют в основании геологического разреза примерно одновозрастные образования, но существенно различаются по мощности и структуре коры.

Вулканогенно-осадочные толщи, представляющие собой неметаморфизованные или слабометаморфизованные образования на разных дугах (и более того на разных участках одной и той же дуги) залегают на различном фундаменте. На некоторых дугах или их частях роль фундамента играет «базальтовый» слой земной коры. На Северных Курилах, Марианской и Алеутской дугах мы обнаруживаем начальную стадию формирования «гранитного» слоя в нижней части вулканогенно-осадочных образований. Последующие члены ряда островных дуг иллюстрируют собой дальнейшие стадии развития «гранитного» слоя. Замыкающая ряд Японская островная дуга по мощности и структуре коры близка к альпийским складчатым зонам континентов.

Необходимо заметить, что речь пока шла только о дугах, полностью или частично заложенных на коре океанического типа. Дуга Рюкю в этом отношении стоит особняком. Она, видимо, возникла на краю континентальной структуры, и это определяет особенности ее глубинного строения. Весьма вероятно, что близость континентальных структур сыграла известную роль в формировании и развитии земной коры ряда участков островных дуг, но достаточных доказательств этого мы пока не имеем.

Таким образом, вулканогенно-осадочные образования в ряде островных дуг залегают непосредственно на «базальтовом» слое земной коры. В этом отношении, как мы увидим далее, их структура сходна со структурой некоторых эвгеосинклинальных зон геологического прошлого (Пейве, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев, 1971) и со структурами океанов. Развитие «гранитного» слоя в этих зонах начинается позднее и тесно связано с другими происходящими здесь геологическими процессами.

Залегание разрезов островных дуг прямо на «базальтовом» слое, средние величины мощностей вулканогенно-осадочных образований, амплитуды рельефа позволяют предполагать вероятность выхода на поверхность в районах островных дуг пород глубоких горизонтов земной коры, а следовательно, и возможность изучения их не только геофизическими, но и геологическими методами.

## ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ МЕСТО В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ

### ГЛАУКОФАНОВЫЙ И ПЛАГИОГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКСЫ

Рассмотрение метаморфических комплексов Охотского региона показало, что в пределах островных дуг выделяются по крайней мере три типа метаморфических комплексов: габбро-амфиболитовый, глаукофановый и плагиогнейсовый. Метаморфические породы каждого из них отличаются по условиям образования, времени и структурной приуроченности.

#### Условия образования метаморфических формаций

Предыдущие исследователи в пределах островных дуг выделяли два типа метаморфических комплексов (или рядов формаций, по А. А. Маракушеву).

1. Первый из них — глаукофановый — свойствен областям некогда существовавших глубоких прогибов. В его составе выделяется несколько метаморфических фаций и субфаций, зависящих от состава исходных пород и от условий давления и температуры (Добрецов, 1968б; Маракушев, 1968б; Маракушев, Мишкин, Тарарин, 1971; Miyashiro, 1958; Coleman, Lee, 1963; Seki, 1966; и др.). В целом оценки РТ-условий для образования метаморфических пород глаукофанового комплекса нельзя считать окончательно решенными. Более ранние расчеты были сделаны на основе экспериментальных данных Ф. Берча и Ля Комте (Birch, La Comte, 1960), полученных для реакции жадеит + кварц = альбит в сухой системе при условии изохимического характера метаморфизма. Сейчас появился ряд других оценок давлений, необходимых для образования пород глаукофанового комплекса (Маракушев, 1968б; Де Ровер, 1970; Перчук, 1970; Ernst, 1961, 1965; Ernst, Seki, 1967; Boettcher, Wylle, 1968). Необходимые для их образования давления сейчас оцениваются в относительно широких пределах. Температурные условия в ряде случаев можно считать достаточно надежно установленными в результате определения соотношения  $O^{18}/O^{16}$  в минералах глаукофановых сланцев Калифорнии. Они оказываются равными 200—300° С (Ernst, Seki, 1967).

Таким образом, сейчас только приблизительно можно наметить некоторые пределы давлений (4—12 кбар) и температур (200—400° С), при которых могут образоваться породы глаукофанового комплекса. Есть еще ряд доказательств того, что образование метаморфических пород глаукофанового комплекса может проходить в относительно широком интервале давлений и температур. В последнее время работами Н. Л. Добрецова (1968а, б), Ю. Секи (Seki, 1966), М. Хасимото (Hashimoto, 1966), У. Эрнста и Ю. Секи (Ernst, Seki, 1967) было показано, что существует несколько типов глаукофановых сланцев, которые должны отличаться по условиям образования. Сравнивая особенности минерального состава глаукофановых сланцев францисканской формации в Калифорнии и глаукофановых сланцев зоны Самбагава в Японии, У. Эрнст и Ю. Секи (Ernst, Seki, 1967) показывают их четкие различия, свидетельствующие о различиях термодинамических условий.

Несмотря на разные оценки условий образования пород глаукофанового комплекса они, несомненно, формируются при относительно низких температурах и сравнительно высоких давлениях. Следует отметить, что комплекс глаукофановых сланцев по условиям образования тесно смыкается с фацией зеленых сланцев, требующей для формирования несколько более высоких температур и меньших давлений. Можно думать, что в ряде прогибов зеленые сланцы целиком замещают в формационном ряду метаморфических пород глаукофановые сланцы. Этот случай, вероятно, является более частым для геосинклинальных прогибов прошлого, поскольку в складчатых зонах зеленые сланцы распространены значительно шире глаукофановых.

2. Достаточно отчетливо выделяется и второй комплекс — плагногнейсовый, для которого характерны метаморфические породы, образовавшиеся при относительно высоких температурах и сравнительно небольших давлениях (формации подряда Б-1, по А. А. Маракушеву). Х. Такеучи, С. Уеда (Takeuchi, Uyeda, 1965) и А. Миасиро (Miyashiro, 1961) приводят следующие необходимые условия давления и температур: 5—6 кбар и 400—500° С.

Четко устанавливается, что при образовании пород плагногнейсового типа существенную роль играли процессы привноса щелочей и кремнезема. Кроме того, образование этих метаморфических комплексов часто идет позже, чем глаукофановых, параллельно с плагногранитным магматизмом и пространственно приурочено к тектонически приподнятым участкам островных дуг. Все это отмечалось предшествующими исследователями (А. Миасиро, А. А. Маракушев, Н. Л. Добрецов и др.) и прямо вытекает из всего ранее изложенного материала.

3. Рассмотрение метаморфических образований островных дуг показывает, что в их пределах необходимо выделять еще один тип (комплекс) метаморфид, являющихся тем фундаментом, на котором залегают породы метаморфических формаций ряда А и подряда Б-1. Они представлены в основном сильно метаморфизованными породами (амфиболитами, амфибол-пироксеновыми гнейсами, амфиболовыми гнейсами) либо метасоматическими габброидами. Поскольку этот метаморфический комплекс не выделялся исследователями, рассмотрим его более подробно во второй части главы. Здесь же следует только отметить, что эти породы образуются в основном до заложения островных дуг.

В пределах островных дуг можно выделить не два, а три метаморфических комплекса (или ряда формаций), два из которых (глаукофановый и плагногнейсовый) отвечают разным этапам развития островной дуги, бывают приурочены к разным ее структурным зонам и характеризуются разными термодинамическими условиями образования.

#### Термодинамические условия, существующие в островных дугах

Расчеты вероятных давлений на разных глубинах в пределах земной коры производились неоднократно (Магницкий, 1965; Белоусов, 1966; Берч, 1966; и др.). При этом принималось во внимание давление нагрузки вышележащих пород. В табл. 11 аналогичные расчеты применительно к зонам островных дуг сделаны И. А. Соловьевой. Здесь взяты разные графики пересчета скоростей распространения продольных сейсмических волн на плотности горных пород.

Видно, что максимальные давления в подошве осадков вряд ли могут превышать 4 кбар. В. В. Белоусов (1966), ссылаясь на данные Г. Джеффриса (1960), отмечает, что дополнительное давление может возникать за счет появления касательных напряжений, вызываемых неровностями рельефа. Расчеты, сделанные для глубоких впадин на дне Тихого океана, показывают, что дополнительное давление в этом случае может достигать 5—

Таблица 11

Давление нагрузки в подошве вулканогенно-осадочного комплекса  
(составила И. А. Соловьева, см. Марков, 1969)

Автор	Скорость, км/сек		Плотность, г/см <sup>3</sup>		Вода 11 км	Вода 7 км + осадки 4 км	Осадки 12 км		Необходимая глубина осадков (в км) для достижения нагрузки $P=6$ кбар		
	1	2	1	2	Давление (P), кбар						
					1		2		1		2
М. Тальвани (Talwani а. о., 1959)	3,0	5,5	2,20	2,62	1,1	1,58	1,75	2,64	3,14	23	28
И. С. Вольвовский и др. (1962)	3,0	5,5	2,01	2,60	1,1	1,58	1,74	2,45	3,24	23	30
Дж. Вуллард (Woollard, 1959)	3,0	5,5	2,57	2,70	1,1	1,73	1,78	3,08	3,28	22	23
П. М. Сычев (1966)	3,0	5,5	2,42	2,83	1,1	1,67	1,83	2,90	3,40	21	25

Примечание. 1 — минимальные, 2 — максимальные значения.

6 кбар. Оно достаточно для образования пород формаций подряда Б-1, но меньше, чем требуется, судя по мнению ряда петрологов, для образования пород формационного ряда А.

Расчеты температур в разных структурных зонах Курильской геосинклинальной системы приведены на табл. 12. В ней, по данным ГСЗ, показано строение земной коры. Для каждого участка рассчитаны температуры в подошве различных слоев земной коры по уравнению теплопроводности при условии стационарного теплового режима. Для расчета использованы закономерные изменения теплового потока в различных тектонических структурах земной коры (Поляк, Смирнов, 1969; Смирнов, 1968а, б), а также конкретные значения глубинного теплового потока в разных частях Курильской дуги. Точность вычисленных температур равна  $\pm 25\%$  от полученных величин.

Отчетливо выявляется существенное различие термального режима зон поднятий и прогибов в островных дугах. Если в первых температуры в подошве вулканогенно-осадочного комплекса достигают  $350-400^\circ\text{C}$ , вполне достаточных для образования метаморфических формаций подряда Б-1, то во вторых они редко превышают  $100^\circ\text{C}$ . Температуры в подошве вулканогенно-осадочного комплекса вряд ли зависят только от его мощности. Различие теплового потока, видимо, объясняется разным геотермическим режимом зон поднятий и прогибов.

Приведенные расчеты давлений и температур в разных структурах островных дуг показывают возможность преобразований первичных пород и формирования таких метаморфических фаций, как фация зеленых сланцев, различные фации подряда Б-1.

Более сложен вопрос о возможности образования метаморфических пород глаукофанового комплекса, требующих, как считают многие исследователи, давлений около 10 кбар. Петрографы уже давно обратили внимание на своеобразие этих пород и объясняют возможность их образования созданием дополнительных напряжений в зонах глубинных разломов (Добрецов, 1964а; Соболев, 1964; Хорева, 1966; и др.). Н. А. Добрецовым (1964а) сделаны расчеты, показывающие, что стрессовое давление и давление нагрузки должны быть примерно равны.

Действительно, имеется ряд достаточно четко устанавливаемых примеров, когда глаукофановые породы трассируют зоны крупных разломов. К их числу прежде всего относятся жадеит-глаукофановые комплексы Западного Саяна (Борусский антиклинорий), Полярного Урала, Калифорнии,

Таблица 12

Температуры в подошве слоев земной коры в разных структурах Курильской геосинклинальной системы (по данным лаборатории геотермии Геологического института АН СССР)

Больше-Курильское геоантиклинальное поднятие					Средне-Курильский геосинклинальный прогиб, район о. Кунашир			Мало-Курильское геоантиклинальное поднятие, район хр. Витязь			Курило-Камчатский желоб			
Северо-западный склон, район о. Кунашир			Юго-восточный склон, район о. Парамушир											
строение земной коры	мощность, км	температура, °C	строение земной коры	мощность, км	температура, °C	строение земной коры	мощность, км	температура, °C	строение земной коры	мощность, км	температура, °C	строение земной коры	мощность, км	температура, °C
Профиль 1-М Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	1		Профиль 9-О Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	0,5		Профиль 1-О Вода Рыхлые осадки «Базальтовый» слой	5		Профиль 7-О Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	2		Средняя часть профиля 7-О Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	6,5	
	0			1,5	60		6,5	130		5	150		4,5	60
	8,5	360		9	400		22,5	420		8—13	370		2,5	90
	10,5	730		19	1060					25—20	900		14	230
			Профиль 9-О Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	0,5		Профиль 10-О Вода Рыхлые осадки Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	1					Район о. Парамушир, профиль 9-О Вода Вулканогенно-осадочный комплекс «Базальтовый» слой	6,5	
		2		80	0,5		10			7	75			
		6		310	7		110							
		14		800	18		330			15	275			

некоторых районов Камчатки и Японии. Однако для многих районов островных дуг принятие такого механизма вызывает ряд трудностей. Дело в том, что приуроченность этих образований к ранним стадиям развития островных дуг, т. е. к тем их этапам, когда формируются глубоководные желоба, свидетельствует о существовании напряжений растяжения в пределах коры (Уэрзел, 1970; Bogdanov, 1970). Это, правда, находится в противоречии со взглядом сторонников гипотезы «новой глобальной тектоники», согласно которой желоба являются зонами сжатия (Oliver, Isacks, 1967; Morgen, 1968; Dewey, Bird, 1970; и др.). Очевидно, явления растяжения преобладают и в следующую стадию — в эпоху роста поднятий, ибо трудно представить обилие зон проницаемости земной коры для магматических расплавов, каковыми являются зоны вулканизма островных дуг, в обстановке сжатия. Интересно, что эти явления растяжения отчетливо улавливаются геофизическими методами, показывающими, что под молодыми островными дугами (в частности Курильской), мы имеем зоны разуплотнения «базальтового» слоя и верхней мантии (Федотов, 1966, 1969а, б).

Наконец, рассматривая детальные карты метаморфических фаций, составленные для отдельных районов метаморфических зон Японских островов, отчетливо видно пятнистый, неправильный характер их распространения, не связанный с линейными зонами разломов.

На наличие в метаморфических зонах Японии изометричных участков развития глаукофановых пород впервые обратил внимание М. Ивасаки (Iwasaki, 1955) в зоне Самбагава в пределах острова Сикоку. Аналогичные явления наблюдаются и в зоне Камуикотан (Osansi a. o., 1958). О случаях несовпадения метаморфической зональности и зон разломов упоминают Э. Бейли и М. Блейк (1969а, б).

Все эти факты, известные достаточно давно ряду петрографов, заставили их искать иные объяснения образования пород глаукофанового комплекса. В частности, в книге «Геологическое развитие Японских островов» (1968) изометричные участки развития глаукофановой фации метаморфизма рассматриваются как зоны былой вулканической активности, в пределах которых происходил интенсивный вынос ювенильных вод с рядом компонентов, в частности с натрием, как это предполагали Д. С. Коржинский (1953) и А. А. Маракушев (1965, 1968а, б). Такая роль в образовании этой фации метаморфизма высокого потенциала натрия кажется вполне вероятной, особенно если учесть, что все остальные метаморфические фации этих зон образуются с привносом натрия и пространственно сопряжены с областями активного вулканизма, где вынос ряда элементов ювенильными водами надежно установлен работами многих вулканологов (Набоко, 1959; Мархинин, 1967; и др.).

В принципе может быть предложено несколько вероятных механизмов образования пород глаукофанового комплекса, как было сделано Н. Л. Добрецовым (1968а), исходящим из изохимической природы глаукофанового метаморфизма.

Весьма вероятно, что среди пород глаукофанового комплекса мы имеем конвергентные образования, формирующиеся при разных условиях, а различия в строении этих пород в разных регионах именно этим и объясняются. Однако во всех случаях глаукофановые метаморфиды приурочены к зонам относительно низкого теплового потока, каковыми в островных дугах и являются глубоководные желоба.

Нам осталось рассмотреть условия образования пород габбро-амфиболитового комплекса, что будет сделано несколько позже, поскольку ясно, что породы этого комплекса уже существовали к началу образования островных дуг, а учитывая данные драгировок в океане, и к началу накопления второго слоя океанических осадков. Поэтому, с моей точки зрения, рассмотрение этого вопроса тесно связано с решением проблемы формирования «базальтового» слоя Земли в целом.

## РАЗВИТИЕ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ФОРМИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Автором совместно с И. А. Соловьевой (Марков, Соловьева, 1972) была предложена схема развития островной дуги исходя из анализа особенностей их глубинного строения и истории развития (рис. 61).

Островная дуга закладывается на коре океанического типа. В это время существует уже комплекс метаморфид, представляющих собой симатический фундамент океанов. Более того, судя по особенностям строения разрезом ряда островных дуг, этот фундамент уже бывает перекрыт сравнительно маломощными глубоководными осадками (радиоляритами, черными аспидными сланцами, туфогенными породами, рифовыми известняками и базальтами), т. е. теми отложениями, которые сейчас известны по результатам бурения в глубоких частях океанов («Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects», 1968—1972).

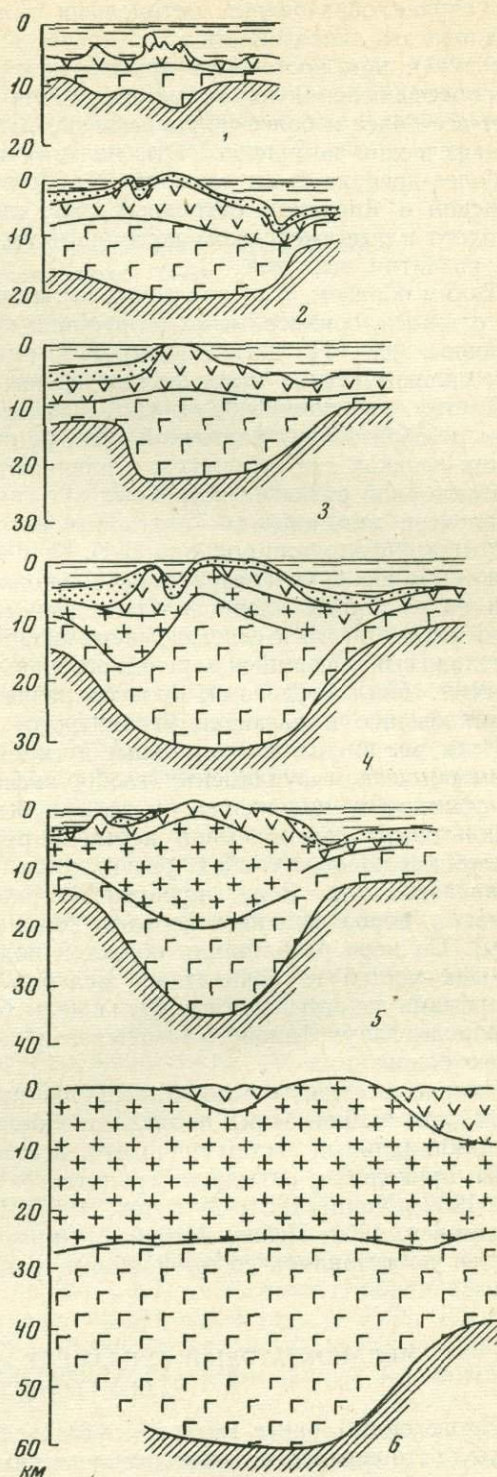
Образование островной дуги начинается с появления линейной зоны накопления вулканогенных пород, утолщения «базальтового» слоя и несколько более позднего заложения глубоководного желоба. С этим этапом развития островной дуги связана смена относительно однообразного базальтоидного океанического вулканизма более дифференцированными контрастными спилит-кератофировыми сериями. Развитие глубоководного желоба по-существу означает, как думают многие геологи (Маракушев, 1965; Марков, 1969, 1970; Добрецов, 1968а; Miyashiro, 1961, 19676; Ernst, Seki, 1967; Coleman, 1967; Nattori, 1968; и мн. др.), начало формирования метаморфических пород глаукофанового комплекса по комплексу эвгеосинклинальных отложений, по лежащим ниже собственно океаническим осадкам и по их фундаменту. Образованию метаморфических пород глаукофанового комплекса в пределах глубоководного желоба способствуют низкие значения теплового потока, а также относительно большее давление, которое может возникать в его пределах. Глаукофановый метаморфизм оказывается первым, наиболее ранним метаморфизмом комплекса осадков островных дуг (Добрецов, Курода, 1969). В пределах этих зон он бывает приурочен к глубоководным желобам (талассогеосинклиналям, по Н. А. Богданову) и, следовательно, является одним из признаков, по которым, видимо, можно выявлять глубоководные желоба прошлого.

Более того, даже в пределах желобов, если судить по расчетам К. Лэндиса и Д. Кумбса (Landis, Coombs, 1967), эти процессы возможны в наиболее погруженных их участках. Вероятная локализация процессов глаукофанового метаморфизма лишь в отдельных участках глубоководного желоба представляется чрезвычайно интересной, так как она может объяснить длительность глаукофанового метаморфизма в этих структурах. Геофизические данные о строении глубоководных желобов свидетельствуют о постепенной миграции их оси в сторону океана (Зверев, Мерклин, 1966; Федотов, 19696). Одновременно с этим, естественно, будет смещаться и зона глаукофанового метаморфизма в пределах желоба. То же самое будет происходить, но только по простиранию, если погружение желоба в разных участках идет неравномерно. Особенности развития глубоководных желобов позволяют предполагать длительный и непрерывный процесс глаукофанового метаморфизма. Необходимо отметить, что в то же время в принципе мыслимы и перерывы в этом длительном процессе, которые могут быть обусловлены резким погружением или воздыманием оси желоба, либо процессами, приводящими к складчатости в островных дугах. Именно такие рубежи, видимо, и отмечаются, когда говорится об этапах глаукофанового метаморфизма островных дуг (Добрецов, Курода, 1969).

Следует рассмотреть метаморфические образования плагиогнейсового типа, которые пространственно и во времени связаны с областями поднятий, с их повышенным тепловым потоком, необходимым для образования этих пород. В этих же зонах в связи с интенсивным вулканизмом наиболее ин-

**Рис. 61.** Схема развития структур островных дуг (Марков, Соловьева, 1972)

- 1 — подводный хребет Лайн (Гайнанов, 1968);
- 2 — островная дуга Тонга (Райт и др., 1965);
- 3 — Алеутская островная дуга (Шор, 1970);
- 4 — островная дуга Больших Антилл (Оффисер а. о., 1959)
- 5 — Японская островная дуга (Рикитакэ, 1970);
- 6 — Восточные Альпы (Беркхемер, Херси, 1970)



тенсивно выносятся щелочи и кремнезем, без чего немислимо образование пород плагиогнейсового типа. Зоны поднятий островных дуг, действительно, являются областями интенсивного вулканизма с излиянием наиболее дифференцированных для этих регионов вулканических серий (Горшков, 1967; Эрлих, 1969; Miyashiro, 1967б; Hattori, 1968; Kuno, 1969; и др). Так же как

и в случае образования метаморфид глаукофанового комплекса, можно предполагать длительность этого процесса. По мере роста поднятий островных дуг к ним постепенно причленяются части глубоководных желобов, и процессы более молодого метаморфизма плагиигнейсового типа захватывают все более и более широкие зоны, накладываясь на более древние метаморфические комплексы. Эти явления наложения молодых метаморфид на более древние были показаны Х. Хаттори (Hattori, 1968) для Ново-Зеландской и Японской островных дуг, где ему удалось выделить районы молодого плагиигнейсового метаморфизма, связанные с кайнозойским этапом развития этих зон.

Таким образом, и в этих зонах метаморфические процессы оказываются длительными, соизмеримыми по времени проявления с развитием структур островных дуг. По всей вероятности, они только усиливаются во время эпох складчатости и интенсивного гранитоидного магматизма.

Третий, габбро-амфиболитовый комплекс, как мы видели, уже существовал до образования островной дуги, на нем и перекрывающих его океанических осадках эти структуры и начинают формироваться.

С историей развития островных дуг связано формирование двух других комплексов метаморфид — глаукофанового (формации ряда А) и плагиигнейсового (формации подряда Б-1). При этом по мере развития островной дуги — становления и разрастания зон поднятий — возникают, наращиваются и разрастаются площади плагиигнейсового комплекса метаморфид, который скорее всего и слагает сейсмический «гранитный» слой земной коры, отчетливо выявляющийся в зрелых островных дугах геофизическими исследованиями. Иными словами, процесс развития островных дуг приводит к возникновению и развитию «гранитного» слоя земной коры.

Итак, мы видим, что островные дуги закладываются на меланократовом метаморфическом фундаменте (габбро-амфиболитовом комплексе). По стратиграфическому положению он должен быть сопоставлен с геофизическим «базальтовым» слоем земной коры. В процессе развития островных дуг в глубоководных желобах развиваются метаморфические породы глаукофанового типа. Зоны поднятий островных дуг становятся областями развития пород плагиигнейсового комплекса («гранитного» слоя земной коры). По мере разрастания областей поднятий и причленения к ним отдельных частей глубоководных желобов процессы плагиигнейсового метаморфизма захватывают все большие и большие площади, накладываясь на породы глаукофанового комплекса и перерабатывая породы меланократового основания.

Именно в существовании процессов прогрессивного развития «гранитного» слоя земной коры проявляется большое сходство островных дуг и геосинклинальных систем прошлого, в которых геосинклинальный процесс также приводил к созданию «гранитного» слоя (Павловский, 1953; Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Муратов, 1967; Шейнманн, 1968; Штрейс, 1968; Макарычев, 1969; Пейве, Штрейс, Книппер, 1971; и мн. др.). Рассмотрим, что же представляет собой наиболее ранний комплекс метаморфических пород.

### МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕГО ГЕОЛОГИИ

Приведенный ранее материал убедительно свидетельствует, что фундаментом островных дуг, эвгеосинклинальных зон геологического прошлого и современных океанов являются породы габбро-амфиболитового комплекса, которые в разрезе современных океанов соответствуют третьему, или «базальтовому», слою земной коры. Можно говорить об единстве глубинного строения всех этих зон, рассматривать вопросы развития глубинных горизонтов земной коры в связи с эволюцией геосинклинальных зон и говорить о направленности развития земной коры. Изучение пород габбро-амфибо-

литового комплекса в этом аспекте еще только начинается и многие вопросы его геологии, естественно, далеки от разрешения, но некоторые принципиальные факты, на которых хотелось бы остановиться, уже накоплены к настоящему времени. Прежде всего необходимо остановиться на правомерности сопоставления сейсмических данных с тем утверждением, что «базальтовый» слой земной коры сложен метаморфическими и магматическими породами меланократового состава.

### Физические свойства пород и возможный состав «базальтового» слоя

Физические свойства пород могут быть использованы как своего рода критерий для оценки возможного вещественного состава «базальтового» слоя земной коры. Наибольший интерес с этой точки зрения представляют данные о скоростях распространения упругих волн, так как до последнего времени это была единственная реальная характеристика «базальтового» слоя.

При интерпретации материалов ГСЗ и сходных методов следует учитывать, что ошибка в определении скоростей может составлять 0,1—0,2 км/сек.

Сопоставляя сейсмические данные о скоростях распространения упругих волн с результатами лабораторных исследований, можно составить достаточно обоснованное представление о составе пород «базальтового» слоя. Разумеется, при этом речь может идти только о главных типах пород, которые играют основную роль в составе слоя и определяют его упругие характеристики. Наиболее правильно производить такие сопоставления с экспериментальными данными, полученными при повышенном всестороннем давлении (порядка 2000—4000 бар/см<sup>2</sup>) и температурах порядка первых сотен градусов. Согласно расчетам, такие условия следует ожидать на глубинах от 7 до 15 км, где в районах развития островных дуг прослеживается кровля «базальтового» слоя.

Материалы ГСЗ показывают, что скорости распространения продольных сейсмических волн в «базальтовом» слое варьируют от 6,3 до 7,2 км/сек. В некоторых сравнительно редких случаях наблюдаются значения скоростей выше и ниже указанных пределов.

Данные лабораторных исследований показывают, что указанному интервалу значений соответствуют скорости, характерные для вполне определенных групп горных пород. С другой стороны, существуют и такие группы пород, в которых при любых изменениях давления скорости продольных волн остаются выше или ниже предельных для «базальтового» слоя значений. К последним прежде всего относятся осадочные образования.

Осадочные породы должны быть исключены из анализа, так как только в плотных известняках, доломитах и ангидритах скорости распространения продольных волн изредка превышают 6 км/сек. Для всех остальных осадочных образований характерны более низкие скорости, верхние пределы изменения которых составляют не более 5,7—5,9 км/сек (Кобранова, 1962; Дортман и др., 1964; «Физико-механические свойства...», 1968; «Справочник физических констант...», 1969; «Физические свойства...», 1971; и мн. др.). Мы можем, следовательно, ограничиться анализом данных по магматическим и метаморфическим породам.

Многочисленные экспериментальные данные по упругим свойствам магматических и метаморфических пород показывают, что скоростные характеристики зависят от ряда параметров — пористости, крупности зерна, структуры и т. п., однако главными факторами являются минеральный состав и степень метаморфизма. Установлено, что с увеличением основности горных пород в целом наблюдается повышение скоростей распространения упругих волн в них (Ризниченко, Силаева, 1955; Дортман и др., 1964; Воларович, 1968; Birch, 1955, 1961; рис. 62). При этом скоростные

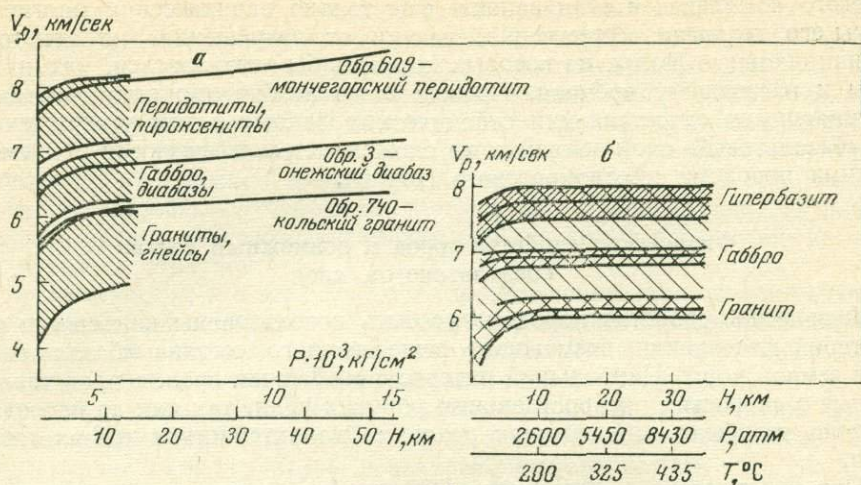


Рис. 62. Примеры экспериментальной зависимости скорости распространения продольных волн от давления для разных типов пород (а — по М. П. Воляровичу, 1968; б — по Н. Е. Дортман и др., 1964)

характеристики эффузивных образований значительно ниже, чем интрузивных пород того же состава. Работами Т. С. Лебедева и др. (1971) на образцах вулканогенных пород Кавказа, Крыма, Карпат и Украинского щита установлено, что при давлениях до 4000—5000 бар/см<sup>2</sup> скорости сейсмических волн в базальтах, включая базальты плотной текстуры (с пористостью менее 2%) находятся в пределах, характерных для большинства гранитоидов (5,0—6,3 км/сек). Исключение представляют только долеритовые базальты, характеризующиеся более высокими скоростями (6,6—7,0 км/сек).

Породы группы габбро, напротив, резко отличаются от гранитов повышенными величинами скоростей распространения продольных волн. Разрыв скорости между минимальными значениями в габбро и максимальными в граните составляет 0,4 км/сек при давлении 1000 атм и выше (Дортман и др., 1964). В габбро скорости продольных волн измеряются в среднем величинами 6,2—7,0 км/сек. В таких же пределах колеблется скорость продольных волн в диабазах, но при этом более низкие значения (6,3—6,4 км/сек) встречаются несколько чаще.

Таким образом, для основных пород очень четко проявляется зависимость скорости распространения продольных сейсмических волн от структуры. Относительно низкие скорости характерны для эффузивных образований, относительно высокие — для субвулканических тел и интрузий.

При изучении образцов пород кислого состава наблюдается аналогичная тенденция, однако скоростные различия между разными типами магматических пород несколько меньше. Разрыв скорости между максимальными значениями в дацитах и минимальными в гранитах во всем интервале давлений не превосходит 0,1 км/сек.

В неизменных ультраосновных породах уже при сравнительно низких давлениях (порядка 0,5 кбар), соответствующих глубинам около 2 км, скорости распространения продольных сейсмических волн имеют интервал наблюдаемых значений от 7,4 до 8,2—8,3 км/сек и выше. С ростом давления скорость медленно возрастает и при давлениях порядка 4 кбар нижний предел значений составляет 7,5 км/сек.

Для эклогитов и эклогитоподобных пород характерны более низкие предельные скорости и более узкий интервал значений — 7,0—7,7 км/сек при давлении 0,5 кбар; 7,5—7,9 км/сек при давлении 4 кбар и 7,6—8,0 км/сек при давлении 10 кбар.

Скорости распространения продольных волн в ультраосновных серпентинизированных породах и серпентинитах крайне низки. Верхние пределы наблюдаемых значений вплоть до давлений в 10 кбар не превосходят 6,9—7,0 км/сек, а нижние изменяются от 5,6 до 6,0 км/сек.

Изучение упругих свойств горных пород при высоких давлениях проводится в большинстве экспериментов без повышения температуры, и реально существующие в земной коре условия воспроизводятся не полностью. В последние годы проведен ряд исследований изменения скорости упругих волн в породах при высоких температурах (Лебедев и др., 1971а, б), а также при одновременном воздействии высоких температур и давлений (Баюк, Тедеев, 1971; Лебедев и др., 1971б; и др.).

Установлено, что повышение температуры приводит к уменьшению скоростей распространения продольных волн. При нормальном давлении с ростом температуры до 500°С наблюдается резкое падение скорости в среднем на 1 км/сек в гранитах, 1,5 км/сек в габбро и почти на 2 км/сек в гнейсах.

Итак, температура и давление оказывают противоположное влияние на упругие характеристики пород, причем роль температурного фактора более существенна. Последний вывод подтверждается экспериментами, учитывающими оба фактора. По данным Е. И. Баюк и Р. В. Тедеева (1971), нагревание образцов гранитов до температуры 150°С в условиях постоянного повышенного давления приводит к существенному падению скорости. При давлении 1 кбар абсолютная величина падения скорости составляет примерно 0,3 км/сек. Проведены исследования в интервале давлений 0—5,5 кбар и температур 0—300°С (Лебедев и др., 1971а, б). Средние кривые для гранитов и габбро-норитов показывают падение скорости распространения продольных волн примерно на 0,6 км/сек от нулевых условий до предельных давлений и температур (5,5 кбар, 300°С), соответствующих глубинам порядка 20 км. Наиболее резкое падение скорости наблюдается при условиях, соответствующих глубинам от 5—7 до 10—12 км (рис. 63).

Таким образом, в естественных условиях на больших глубинах в земной коре трудно ожидать значительного увеличения скорости распространения упругих волн в магматических и метаморфических образованиях. Напротив, возможно некоторое уменьшение скорости с глубиной, особенно в областях с повышенным температурным градиентом.

На рис. 64 изображены интервалы изменения скорости распространения волн в ряде горных пород, пересчитанные на глубины от 5 до 20 км с учетом зависимости скорости распространения продольных волн от давления и температуры. График составлен по данным Ф. Берча, М. П. Воларовича, Е. И. Баюк, Н. Е. Галдина и многих других. Полученные результаты позволяют заключить, что из всей массы эффузивных и интрузивных образований «базальтовый» слой земной коры в основном могут составлять интрузивные породы типа габбро, габбро-норитов, диабазов. Долеритовые базальты, обладающие высокими скоростными параметрами, характеризуются одновременно очень узким интервалом значений скоростей распространения продольных волн и поэтому вряд ли могут быть главным компонентом «базальтового» слоя. Скорости распространения продольных волн в кислых магматических породах слишком низки, а в ультраосновных, напротив, выше значений, характерных для «базальтового» слоя.

В работе Э. Б. Наливкиной и А. Я. Дьячковой (1970) приводятся результаты детального изучения плотности и скоростных характеристик метаморфических пород Украинского кристаллического щита. Построенные по приведенным материалам диаграммы чрезвычайно наглядно показывают реальные интервалы изменения и наиболее часто встречающиеся значения скоростей распространения продольных волн (рис. 65).

Кислые породы амфиболитовой фации метаморфизма характеризуются сравнительно низкими скоростями — 6,0—6,3 км/сек, более высокие и более низкие значения получены в единичных случаях. Вариации скоро-

стей скорее всего обусловлены некоторыми различиями состава исследованных образцов, поскольку приведенные данные характеризуют группу пород от гранитов до диоритов.

Кислые породы гранулитовой фации в целом отличаются более высокими скоростями распространения продольных волн — 6,1—6,6 км/сек. При этом среди исследованных пород — пироксен-плагиоклазовых гнейсов, чарнокитов, кордиерит-гранатовых и других гранитоидов — наиболее высокие скорости наблюдались в образцах чарнокитов. Последнее заключение можно рассматривать только как предварительное.

Тенденция роста скоростей распространения продольных волн с увеличением степени метаморфизма, отмеченная для кислых пород, еще более

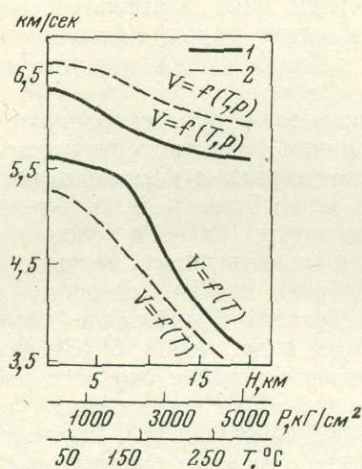


Рис. 63. График зависимости скорости продольных сейсмических волн от температуры и от температуры и давления при одновременном их воздействии (Левыкин, Фарберов, 1971)

1 — гранит; 2 — габбро-коряк

четко проявляется при анализе диаграмм, соответствующих основным породам. Если для образований зеленосланцевой фации метаморфизма наиболее характерны значения скоростей от 6,5 до 6,8 км/сек (при полном интервале 6,0—7,3 км/сек), то для амфиболитовой фации более чем в 80 % случаев наблюдались значения 6,5—7,2 км/сек (полный интервал 6,2—7,4 км/сек), а для гранулитовой фации главный максимум приходится на значения 7,2—7,4 км/сек, второй максимум соответствует значениям 6,6—6,7 км/сек (полный интервал 6,4—7,5 км/сек).

С описанными результатами согласуются материалы, полученные Н. Е. Галдиным (1971) при изучении метаморфических образований Кольского полуострова, Анабарского щита и Казахстана. Н. Е. Галдин указывает следующие пределы изменения скоростей распространения продольных волн в целом по фациям (без дифференциации пород по составу): зеленых сланцев — 6,0—8,6 км/сек; амфиболитовая — 6,1—7,5 км/сек; гранулитовая — 6,0—8,4 км/сек; эклогитовая — 6,5—9,2 км/сек; отмечая при этом, что кислые породы во всех фациях имеют наиболее низкие (менее 6,8 км/сек) значения скоростей, не выходящие за пределы устойчивости кварца, полевого шпата и кордиерита. Основные и ультраосновные породы уже в фации зеленых сланцев дают высокие (более 6,5 км/сек) значения скоростей распространения упругих волн.

По данным Б. Г. Лутца, И. С. Томашевской, А. П. Акимова и Н. Е. Галдина (1971), кварцсодержащие и основные породы гранулитовой фации Анабарского щита четко разделяются по упругим характеристикам. Для первых характерны скорости 5,8—6,2 км/сек при давлении 0,5 кбар и 6,4—6,7 км/сек при давлении 5 кбар, для вторых соответственно 6,2—7,4 и 6,7—7,7 км/сек.

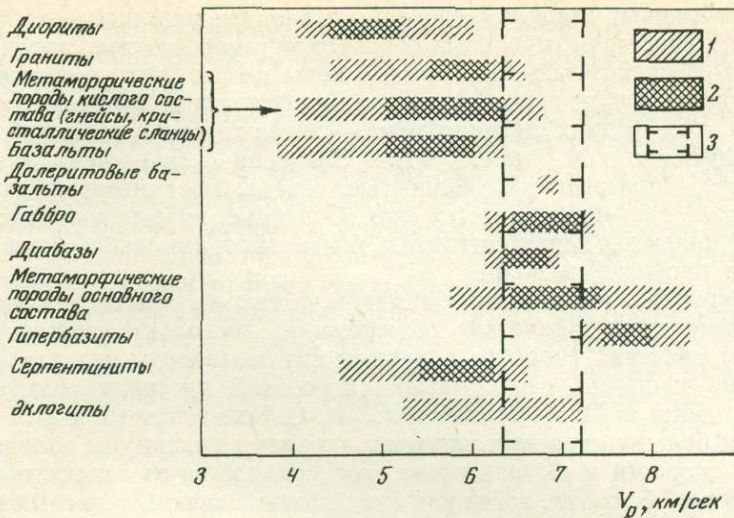


Рис. 64. Сводный график скорости распространения продольных сейсмических волн в некоторых типах магматических и метаморфических пород для глубин от 5 до 20 км (давление 1—5 кбар, температура 75—300 °С)

1 — полный интервал наблюдаемых значений; 2 — наиболее часто встречаемые значения; 3 — пределы скоростей в «базальтовом» слое земной коры

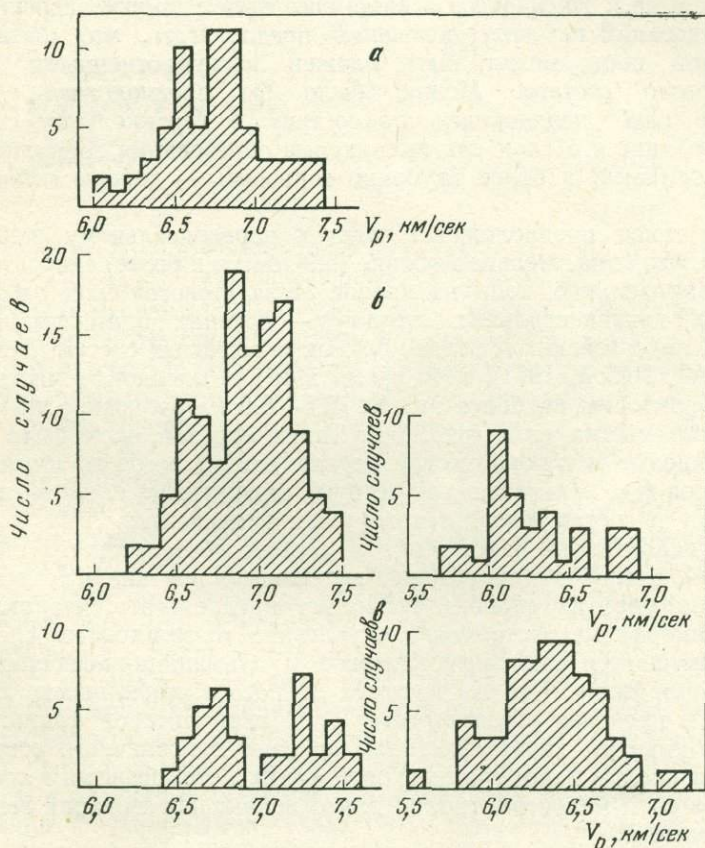


Рис. 65. Диаграммы значений скоростей распространения продольных упругих волн основных и кислых пород разных фаций регионального метаморфизма (Наливкина, Дьячкова, 1970)

а — основные породы, фация зеленых сланцев; б — кислые породы, фация амфиболитовая; в — гранулитовая фация

Из приведенных выше исследований и анализа многочисленных данных по упругим свойствам отдельных образцов метаморфических пород следует вывод, что «базальтовый» слой земной коры скорее всего представлен помимо основных интрузивных серий метаморфическими породами основного состава в трех фациях метаморфизма — зеленых сланцев, амфиболитовой и гранулитовой (см. рис. 64). Значения скоростей, наблюдаемых в этих образованиях, полностью перекрывают интервал скоростей, характерных для «базальтового» слоя. Основные породы эклогитовой фации, как правило, характеризуются более высокими скоростями распространения продольных волн.

Маловероятно, что главной составной частью «базальтового» слоя могут быть кислые метаморфические образования, поскольку свойственные им интервалы значений скорости в лучшем случае (породы гранулитовой фации) лишь частично перекрывают скоростной интервал «базальтового» слоя. По данным Н. А. Беляевского, И. С. Вольвовского и В. З. Рябого (1971) для большинства тектонических структур максимумы вариационных графиков скорости в «базальтовом» слое приходится на скоростной интервал от 6,9 до 7,5 км/сек, тогда как предельные скорости в кислых метаморфических породах практически никогда не превышают величины 6,8 км/сек, а наиболее часто встречающиеся значения составляют, как мы видели, 6,0—6,1 км/сек для амфиболитовой фации и 6,1—6,6 км/сек — для гранулитовой.

Полученный вывод о преимущественно основном составе пород «базальтового» слоя противоречит взглядам, высказываемым Г. Д. Афанасьевым (1961, 1967 и др.). Имеющиеся в настоящее время данные экспериментальных исследований не дают основания предполагать, что «базальтовый» слой земной коры может быть сложен переуплотненными породами лейкократового состава. Можно было бы предположить, что «базальтовый» слой неоднороден по составу в вертикальном направлении, что верхние его слои слагают кислые образования гранулитовой фации метаморфизма, а более глубокие горизонты — породы основного состава.

Однако такое предположение ведет к парадоксальному заключению. Дело в том, что относительно высокие (6,9 км/сек и более) скорости распространения продольных волн на кровле «базальтового» слоя наблюдаются в пределах континентальных структур — древних платформ, палеозойских плит, палеозойских и более молодых складчатых систем (Беляевский, Вольвовский, Рябой, 1971), в то время как для океанов, в частности для Тихого, характерны наиболее низкие (6,5—6,6 км/сек) скорости в верхней части «базальтового» слоя (рис. 66). Таким образом, надо было бы признать, что кислые метаморфические породы входят в состав «базальтового» слоя океанов (где полностью отсутствует «гранитный» слой земной коры) и не входят в состав «базальтового» слоя континентов.

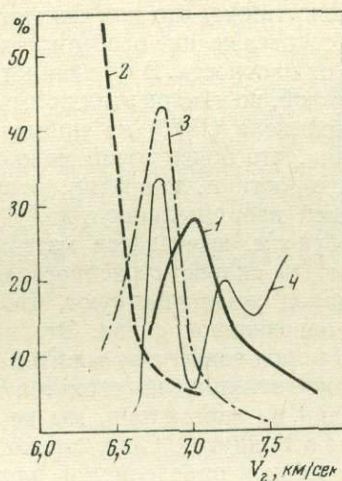
Малая вероятность нахождения в составе «базальтового» слоя пород эклогитовой фации метаморфизма, вытекающая из анализа результатов изучения их упругих свойств, позволяет предполагать, что эклогитовая фация метаморфизма нестабильна в условиях «базальтового» слоя земной коры и замещается там амфиболитовой и альмандин-амфиболитовой фациями метаморфизма. Что же касается вопроса о стабильности или нестабильности в пределах «базальтового» слоя гранулитовой фации, то здесь данные по упругим характеристикам не дают однозначного ответа. Если присутствие кислых пород гранулитовой фации метаморфизма в составе «базальтового» слоя маловероятно, то для основных образований вывод получается обратный.

В настоящей работе нас более всего интересует проблема состава «базальтового» слоя районов островных дуг. К сожалению, непосредственно по породам островных дуг экспериментальных данных крайне мало. Известны исследования упругих свойств горных пород Сахалина (Скорикова,

1965, 1970), Японии (Shimozuru, 1960; Kanamori, Mazutani, 1965), а также единичные измерения скоростей распространения продольных волн в породах некоторых других районов островных дуг (Willi a. o., 1956; Nishituga a. o., 1960; Woollard a. o., 1965; и др.). В то же время появился ряд данных о плотностных особенностях пород, развитых на островных дугах. Чтобы получить возможность использовать эти материалы для выяснения возможного состава «базальтового» слоя островных дуг, необходимо хотя бы приближенно оценить плотность этого слоя, такая задача представляется сложной. Действительно, не имея возможности получить прямые данные о плотности «базальтового» слоя, мы вынуждены использовать косвенные методы. Таких методов известно два. Первый из них, широко используемый в гравиметрии, сводится к тому, что для «базальтового» слоя априори принимается некоторый определенный состав и по данным экспериментальных определений плотности отдельных компонентов вычисляются

Рис. 66. Вариационные кривые значений скоростей распространения продольных волн на поверхности «базальтового» слоя земной коры для различных тектонических структур (по И. С. Вольвовскому)

Структуры:  
 1 — континента в целом;  
 2 — Тихого океана;  
 3 — внутренних и окраинных морей,  
 4 — альпийские складчатые структуры



средние значения. Для нас этот путь исключен, поскольку мы пытаемся по известной плотности ряда пород оценить вероятность их нахождения в составе «базальтового» слоя. Следовательно, остается только второй способ — перейти от плотности к упругим характеристикам, чему посвящено очень большое количество исследований. Установлено, что для всего набора горных пород, широко распространенных на поверхности Земли, в целом существует прямая корреляционная связь между двумя указанными параметрами, построены средние кривые (Дортман и др., 1964; Волярович и др., 1966, 1967; Ляховицкий, Володарский, 1966; Афанасьев и др., 1968; Навликина, Дьячкова, 1970; Birch, 1955, 1961; Nafe, Drake, 1957; Woollard, 1959). Согласно данным Г. Вулларда, Дж. Нейфа и К. Дрейка («Справочник физических...», 1969, стр. 194), сводные эмпирические кривые зависимости скорости от плотности для широко распространенных пород имеют сложный характер при значении скоростей до 5 км/сек и близки к прямолинейным в интервале от 5 до 8 км/сек. В этом скоростном интервале плотность изменяется примерно от 2,6 до 3,4 г/см<sup>3</sup>. Простое сопоставление указанных кривых с табличными данными, приводимыми в справочнике, показывает чрезвычайно большой разброс точек относительно средних кривых. Такая неоднозначная зависимость скорости от плотности отчасти связана с отличиями в средних атомных весах исследованных пород. Как установил Ф. Берч (Birch, 1955, 1961), скорость является линейной функцией плотности для материалов с одинаковым атомным весом, однако даже и в этом случае можно говорить только о приближенной зависимости.

Н. Б. Дортман и др. (1964) приводят графики зависимости скорости от плотности для различных типов пород, из которых следует, что крайне

небольшим изменениям плотности соответствуют очень большие вариации скоростей (при атмосферном давлении). При разнице плотностей не более  $0,1—0,2 \text{ г/см}^3$  в гранитах наблюдаются скорости распространения продольных волн от 2,1 до 5,8 км/сек, в габбро — от 4,4 до 6,8 км/сек, в гнейсах и кристаллических сланцах — от 1,7 до 6,4 км/сек и т. д.

Исследуя связь плотностных и упругих свойств эффузивных пород Казахстана, М. П. Воларович и др. (1966) установили, что с увеличением давления разброс точек относительно средних кривых несколько уменьшается, оставаясь тем не менее достаточно значительным: под давлением 4 кбар в образцах пород с одинаковой плотностью скорости варьируют до 0,7 км/сек (под давлением 1 кбар вариации достигают 1,2 км/сек).

Еще больший разброс значений получен при изучении разных типов пород Северного Кавказа (Афанасьев и др., 1968) и метаморфических образований Украинского кристаллического щита (Наливкина, Дьячкова, 1970).

Обнаружено также, что для каждого более или менее крупного региона характерны специфические особенности кривых корреляционной зависимости скорости от плотности. В большинстве случаев эта зависимость аппроксимируется прямой, но наклон этих прямых к осям координат заметно различен.

М. Ф. Скорикова (1970) на примере изучения различных пород Сахалина показала, что более точно можно определять плотность по значению граничной скорости и, напротив, решение обратной задачи связано с гораздо большей неопределенностью.

Таким образом, имеющиеся материалы экспериментальных исследований зависимости скорости распространения упругих продольных волн от плотности пород свидетельствуют, что между этими двумя параметрами не существует однозначной связи. Это вполне понятно, так как и скорость, и плотность пород зависят от многих факторов, каждый из которых оказывает различное влияние на свойства материалов. Однако отсюда следует, что, зная один из параметров, мы не можем рассчитывать сколько-нибудь точно определить другой. С несколько меньшей, но все же чрезвычайно значительной ошибкой определяется плотность по значению граничной скорости (Скорикова, 1970). Но и в этом случае необходимо иметь достаточно-представительные графики корреляционной зависимости скорости — плотности для каждого отдельного региона.

Принимая во внимание все вышесказанное, все же попытаемся приблизительно оценить среднюю плотность «базальтового» слоя в районах островных дуг. Согласно данным глубинных сейсмических зондирований земной коры, в различных районах островных дуг минимальные скорости на поверхности «базальтового» слоя имеют значения порядка 6,2 км/сек, а наиболее часто встречающиеся значения — не ниже чем 6,5 км/сек. Из анализа имеющихся табличных и графических материалов по физическим свойствам горных пород для всех районов земного шара следует, что скорости порядка 6,2 км/сек наблюдаются в образованиях, плотность которых во всяком случае не ниже чем  $2,4 \text{ г/см}^2$ , а скорости 6,5 км/сек и выше характерны для пород, имеющих плотность более  $2,5 \text{ г/см}^2$ . Наиболее часто встречающиеся значения плотности в первом случае — около  $2,5 \text{ г/см}^3$ , во втором — более  $2,6 \text{ г/см}^3$ . Таким образом, в качестве нижнего предела плотности «базальтового» слоя мы должны принять значение  $2,4 \text{ г/см}^3$  или, что более вероятно, —  $2,6 \text{ г/см}^3$ .

Верхний предел плотности «базальтового» слоя оценить труднее, так как породы, обладающие высокой плотностью, сравнительно, слабо изучены в отношении их упругих характеристик. По имеющимся данным можно лишь утверждать, что этот предел во всяком случае не ниже чем  $3,0 \text{ г/см}^3$ . Для пород с такой плотностью единичные определения скоростей дают значения порядка 6,8—7,0 км/сек. Наиболее высокие значения скорости на поверхности «базальтового» слоя (7,2—7,4 км/сек) соответствуют скоростной характеристике пород с плотностью 3,1—3,2 г/см<sup>3</sup>. При таких предель-

ных значениях среднеарифметическая величина плотности «базальтового» слоя составляет 2,9—3,0 г/см<sup>3</sup>, что вполне удовлетворительно согласуется с цифрами, принимаемыми в гравиметрических расчетах.

Полученные оценки возможной плотности «базальтового» слоя земной коры могут быть в отдельных случаях использованы как определенный критерий вероятности нахождения в составе «базальтового» слоя в качестве основного компонента тех или других образований. Имеющиеся данные по измерению плотности метаморфизованных эффузивов и эффузивно-осадочных образований островных дуг показывают, что эти породы не могут составлять главную часть «базальтового» слоя: для них характерны плотности порядка 2,3—2,4 г/см<sup>3</sup> (Скорикова, 1965, 1970; Malahoff, Woollard, 1969).

Маловероятен и ультраосновной состав «базальтового» слоя — плотности в ультраосновных породах близки к верхнему пределу его возможных плотностей.

В Ганальском хребте и ряде других районов Камчатки широко развит габбро-амфиболитовый комплекс, представляющий собой, как было показано ранее, выходы на дневную поверхность меланократового фундамента. Исследования плотности в породах ганальской серии, проведенные В. В. Бражаевым, показали, что средняя плотность их равна 2,9—3,05 г/см<sup>3</sup>. Такие же данные получены и для амфиболитов Хавывецкой возвышенности и п-ова Озерного. Как видно, плотностные характеристики указанных пород не только полностью укладываются в тот диапазон значений, который мы можем предполагать для «базальтового» слоя, но и близки к средним значениям в этом диапазоне.

#### Внутреннее строение и состав пород «базальтового» слоя по геологическим данным

Рассмотрение пород фундамента островных дуг, эвгеосинклинальных зон некоторых складчатых областей и пока еще немногочисленных данных по коренным породам дна океанов показывает, что ниже собственно океанических и геосинклинальных осадков залегают разнообразные метаморфические и метасоматические породы меланократового состава. Их положение в разрезе — выше ультрабазитов и ниже толеитовых базальтов, океанических и геосинклинальных осадков — позволяет считать, что эти образования занимают в разрезе земной коры место «базальтового» слоя, что уже неоднократно отмечалось (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Марков, 1970; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Пейве, Книппер и др., 1972; Пейве, Штрейс и др., 1972; Thompson, Fisher, 1965; Davies, 1968, 1971; Dewey, Bird, 1970; и мн. др.). Мы видели, что это не противоречит имеющимся геофизическим данным.

Приведенный материал показывает, что среди пород «базальтового» слоя можно выделить три типа породных ассоциаций, отличающихся по составу или степени метаморфизма.

Первая из них представлена габброидами, самой характерной чертой которых является необычайная пестрота состава, структур и текстур. Здесь распространены троктолиты, оливиновые габбро, пироксеновые габбро, амфиболитовые габбро, габбро-пегматиты, габбро-нориты и др. Породы варьируют от крупно- до мелкозернистых. Для них характерны гранобластовые, такситовые, реже кумулятивные и офитовые структуры. Текстуры — массивные, гнейсовидные, бластомилонитовые. Часто распространены своеобразные брекчиевидные разности пород, которые В. Ф. Морковкина (1967) рассматривает как брекчии замещения. В нижней части габброидов, вблизи контакта их с ультрабазитами, часто бывают распространены полосчатые пачки, состоящие из чередования ультрабазитов, габбро и анортозитов. Их место иногда занимают плагиоклазовые пироксениты или троктолиты.

Состав пород сильно изменчив. Из наиболее общих характерных черт указывают на их повышенную магнезиальность (Thayer, 1969a, b), пониженное содержание железа (Ефимов, Ефимова, 1967) и преобладание натрия над калием (Чернышева, 1971). Пока еще плохо известно внутреннее строение габброидных разрезов габбро-амфиболитового комплекса. Достаточно полные разрезы этих пород описаны на п-ове Камчатский мыс (Марков, Некрасов, Хотин, 1972), на Урале (Морковкина, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Буртман и др., 1974) и на о. Новая Гвинея (Davies, 1968, 1971).

На п-ове Камчатский мыс мы видим, что габброиды, слагающие меланократовый фундамент, формировались длительно. Приведенные материалы убедительно свидетельствуют, что габброиды нижней части разреза фундамента сформировались в разрезе метасоматического преобразования ультрабазитов. Судя по изменению минерального состава пород, этот метасоматоз был связан с привнесом кальция, алюминия и кремния.

Весь приведенный ранее материал (см. главу V) свидетельствует о стратифицированном строении меланократового фундамента, полигенности и длительности его формирования. Не исключено, что на п-ове Камчатский мыс на ультрабазиты ранее прямо ложились вулканогенные породы основного состава. В дальнейшем эти породы подверглись процессам метасоматоза, которые, возможно, были неоднородными. Нижняя часть габбро-амфиболитового комплекса, представленная гнейсовидными оливиновыми габбро, до отложения эффузивов оказалась смятой в куполовидные складки. Породы нижней и средней пачек были катаклазированы, рассланцованы и милонитизированы. После габброизации породы всего меланократового комплекса подверглись процессам амфиболитизации, затем были внедрены пластовые тела и дайки диабазов и долеритов.

На Урале (Кытлымский массив) габброиды сменяют ультрабазиты через характерные зоны пироксенитов и тылаитов (Западная ассоциация), либо через зоны оливиновых габбро и троктолитов (Сухогорская ассоциация) (Ефимов, Ефимова, 1967).

Вышележащие части габбро-амфиболитового комплекса представлены преимущественно габброидами. Переходы между всеми описанными ранее разностями пород постепенные. Здесь же развиты и габбро-нориты (см. рис. 49), которые в отличие от остальных габброидов имеют четкие интрузивные контакты с гипербазитами (Ефимов, Ефимова, 1967).

Самая верхняя часть габбро-амфиболитового комплекса представлена амфиболитами и амфиболовыми габбро, образовавшимися за счет изменения эффузивных пород. При этом процессы амфиболитизации оказываются наложенными и на габброиды нижней части комплекса (устное сообщение А. А. Ефимова). Вдоль границы нижней и верхней частей габброидного комплекса развиты очень своеобразные мигматитоподобные породы — кытлымиты, представляющие собой, по мнению А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой, ретроградно метаморфизованные пироксен-плаггиоклазовые роговики. Каков бы ни был генезис кытлымитов, вывод из всего изложенного материала может быть только один — габбро-амфиболитовый комплекс Кытлымского массива представляет собой геологически очень сложное тело, по всей видимости, состоящее из разновозрастных образований, подвергавшихся неоднократным процессам габброизации. Во всяком случае, по данным А. А. Ефимова и Л. П. Ефимовой (1967), так же как и по данным В. Ф. Морковкиной (1967), формирование габбро-амфиболитовых комплексов ультраосновного пояса Урала оказывается по крайней мере двуактным: сначала были образованы породы нижней части комплекса, а затем верхней. Процессы, в результате которых были созданы породы верхней части комплекса, проявились и в нижней его части, где они отчетливо распознаются как явления диафтореза.

Не менее сложно строение рассматриваемого комплекса в зоне Папуа (Davies, 1971). Внизу он состоит из пачек переслаивания ультрабазитов,

габбро и анортозитов. Выше располагается зона кумулятивных габбро, сменяющихся зернистыми габбро. Разрез венчается мелкозернистыми габбро и габбро-диабазами. Соотношения этих пород убедительно показывают, что формирование комплекса зоны Папуа не могло быть одноактным и должно было занять определенный и, видимо, достаточно существенный временной интервал.

Таким образом, весь изожженный материал показывает, что габброиды, входящие в состав габбро-амфиболитового комплекса, представляют собой сложный комплекс пород, формировавшийся в результате последовательного наложения ряда процессов.

Сложность строения меланократового фундамента этим не ограничивается. Как мы видели, в его составе помимо габброидов распространены еще и амфиболиты. Отчетливо выделяются два типа амфиболитов. Одни представляют собой амфиболитизированные габброиды и часто выделяются под названием габбро-амфиболитов. Возникновение этих пород связано с ретроградным метаморфизмом рассмотренных выше габброидов. Амфиболиты другого типа представляют собой метаморфизованные вулканиты основного состава. Эти породы, как правило, слагают мощные толщи, на 80 % сложенные разнообразными по облику амфиболитами — гранатовыми, биотитовыми, плагиоклазовыми и т. д. Совместно с амфиболитами широко развиты амфибол-пироксеновые гнейсы и кварциты. Реже встречаются метаморфические породы лейкократового состава — биотитовые и биотит-плагиоклазовые гнейсы. Наиболее полно эти породы представлены в пределах Ганальского хребта Камчатки, где их мощность достигает 4—4,5 м. Выходы аналогичных пород в составе меланократового фундамента известны также на о. Калимантан в Сахабе, на Соломоновых островах, в массиве Кривая—Конюх Югославии и ряде других районов.

Химический состав этих пород и содержание в них элементов — примесей свидетельствует о том, что они скорее всего образовались за счет метаморфизма типичных океанических базальтов, состав которых варьирует от кварцевых толеитов до щелочных оливиновых базальтов (Розен, Марков, 1973). Это отчетливо видно на диаграмме нормативных молекулярных соотношений оливин — диопсид — гиперстен-нефелин — кварц системы  $CJPW$ , на которой помимо амфиболитов Ганальского хребта нанесены точки нормативных соотношений для океанических базальтов (рис. 67). Этот вывод подтверждается данными по содержаниям элементов-примесей в амфиболитах Ганальского хребта, океанического дна и базальтов океанов, приведенных в упомянутой статье (Розен, Марков, 1973).

Изучение амфиболитов и других меланократовых пород Ганальского хребта показывает, что история их метаморфических преобразований также неодноактна, сложна и несомненно достаточно длительна. В этих породах выявляются реликты эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, соотношения которых с амфиболитами до конца не расшифрованы. В дальнейшем толщи амфиболитов и ассоциирующих с ними пород часто бывают затронуты ретроградным метаморфизмом и в результате этого превращены в толщи зеленых и глаукофановых сланцев (о. Карагинский, Ганальский хребет и др.). Практически всегда, когда нам удастся восстановить историю метаморфизма амфиболитовых толщ меланократового фундамента, мы видим более позднее развитие по ним ассоциаций зеленосланцевой и глаукофановой фаций метаморфизма (Полярный Урал, Восточная Камчатка и другие районы).

Таким образом, и для пород амфиболитовой ассоциации устанавливается длительная и неодноактная история их формирования, которая, естественно, должна занимать и значительный интервал времени.

В настоящий момент мы недостаточно хорошо знаем пространственные соотношения пород габбровой и амфиболитовой ассоциаций. Можно только предполагать, что они замещаются по латерали. Действительно, существ-

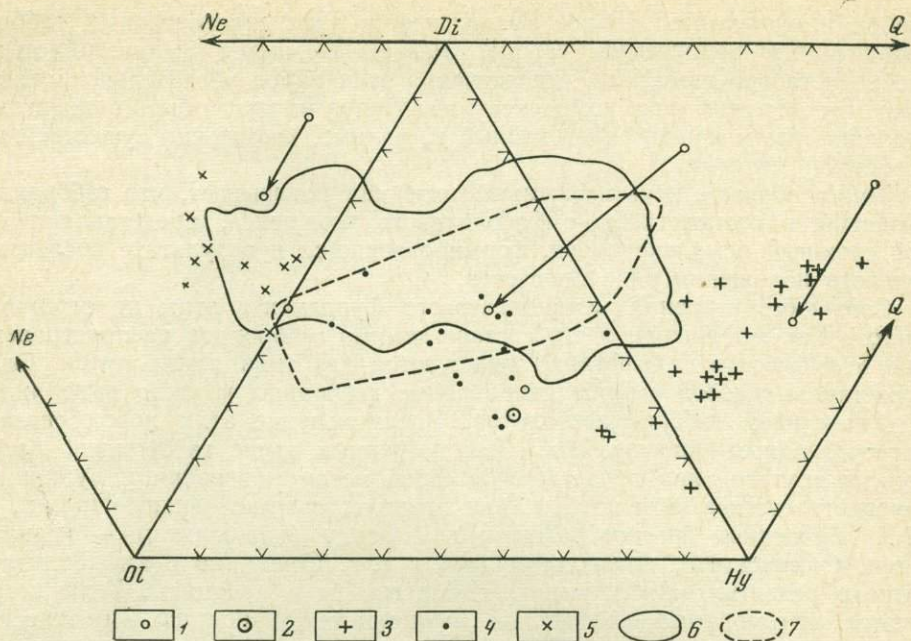


Рис. 67. Треугольная диаграмма нормативных молекулярных соотношений оливин (Ol) — диопсид (Di) — гиперстен (Hy) — нефелин (Ne) — кварц (Q) для амфиболитов Ганальского хребта Камчатки (система CJPW)

- |   |  |   |
|---|--|---|
| 1 — амфиболиты Ганальского хребта, стрелки показывают новое положение точек при пересчете всего железа на закисное; | 3 — 5 — базальтоиды (Coombs, 1963):<br>3 — толеитовые,<br>4 — умеренно щелочные,<br>5 — щелочные базальты; | ки 60 анализов Срединно-Атлантического хребта (Aumento a. o., 1971);                |
| 2 — средний амфиболит (Полдерварт, 1957);   | 6 — контур, охватывающий точки   | 7 — контур, охватывающий точки 53 анализов базальтов океанического дна (Сапп, 1971) |

вуют разрезы, где место габброидов занимают амфиболиты (Ганальский хребет, Соломоновы острова, северо-восточная часть о. Калимантан). Однако этот вопрос нуждается еще в дальнейшем изучении.

В ряде разрезов (п-ов Камчатский мыс, Кипр, Ньюфаундленд и другие) верхние части комплекса фундамента оказываются сложенными зелеными сланцами, метабазами, долеритами, спилитами. Для этих пород характерны сохранность реликтовых первичных структур и наличие минеральных парагенезов, характерных для зеленосланцевых фаций метаморфизма. Сравнение этих образований с вышележащими метаморфизованными эффузивами показывает, что этот метаморфизм сопровождается некоторым изменением состава пород (привнесом натрия и выносом кальция).

Соотношения зеленых сланцев и метаэффузивов с нижележащими породами габбро-амфиболитового комплекса нигде, насколько мне известно, точно не установлены. В ряде мест (Соломоновы острова, Ньюфаундленд и др.) указывается на постепенный переход от амфиболитов к зеленым сланцам. Однако неоднократность преобразования пород амфиболитовой ассоциации и наличие прогрессивного метаморфизма в зеленых сланцах и метаэффузивах заставляют предполагать наличие перерыва между ними.

В некоторых разрезах меланократового фундамента развиты еще дайковые серии («sheeted» комплекс), представленные породами основного, реже кислого состава. Как правило, эти породы также метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Местами даек настолько много (массив Троодос на о. Кипр), что они слагают до 90—95% пространства. Дайки приурочены, как правило, к верхним частям габбро-амфиболитового комплекса, но известны также и в нижележащих габброидах, амфиболитах

и ультрабазитах (Ньюфаундленд, п-ов Камчатский мыс и др.). Их распространение ограничено кровлей пород меланократового фундамента, а обломки известны в туфо- и лавобрекчиях вышележащих эффузивов (п-ов Камчатский мыс, Кипр). Интересно отметить, что все эти ассоциации пород с неоднократными проявлениями процессов метаморфизма известны уже в коренных породах океанического дна. Следовательно, можно думать, что обнажающийся в этих структурах «базальтовый» слой земной коры уже прошел длительный путь формирования и развития (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Пейве и др., 1972). Это, несомненно, следует учитывать в любых тектонических гипотезах и это, с моей точки зрения, не учтено авторами «новой глобальной тектоники».

Необходимо остановиться еще на одной характерной особенности строения меланократового фундамента — его сильной дислоцированности. Она выражается в деформациях минералов, в катаклазе зерен и пород, в милонитизации пород, в появлении в них ориентированных структур и тектур, а также в существовании складок (разного масштаба), иногда очень сложных. При этом складки удается наблюдать не только в толщах зеленых сланцев и амфиболитов, но и в габброидах, особенно тогда, когда последние представлены полосчатыми пачками. Причем, как сказано Т. Тейером (Thayer, 1963 б), породы при образовании складок были пластичны. В ряде случаев отчетливо удается показать, что дислокации предшествовали отложению вышележащих толщ метаморфизованных базальтов (п-ов Камчатский мыс). Интересно, что одновременные дислокации известны уже в коренных породах океанов. Так, Ф. Аументо (Aumento, Loubat, 1971) выделяет в ультрабазитах и габброидах Срединно-Атлантического хребта до шести генераций разновозрастных пересекающихся трещин.

Нетрудно видеть, что геологически легко доказывается одновременность формирования пород меланократового фундамента и метаморфических формаций глаукофанового типа, в то же время петрологические и петрохимические особенности их метаморфизма, видимо, очень близки. Можно думать, что именно поэтому породы габбро-амфиболитового комплекса ранее не отделялись от глаукофановых сланцев, а рассматривались как более глубокие метаморфические фации последних (Добрецов, 1969; Маракушев, Мишкин, Тарарин, 1971). Мне представляется, что эти породы, самостоятельное геологическое значение которых было показано выше, надо обязательно выделять в качестве особого комплекса меланократового фундамента, и его дальнейшее изучение является исключительно важным.

Мы видели, что породы меланократового фундамента океанов, островных дуг и эвгеосинклинальных зон прошлого оказываются наиболее ранними метаморфическими комплексами этих зон. Недавно было высказано предположение, что именно эти породы слагают «базальтовый» слой земной коры (Пейве, 1969; Книппер, 1970; Марков, 1970; Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве, Штрейс, Перфильев и др., 1971; Пейве и др., 1972; Dewey, Bird, 1971; и мн. др.). Если это так (ранее мы могли убедиться, что это не противоречит геофизическим данным), то необходимо считать, что «базальтовый» слой земной коры состоит из ряда ассоциаций пород, сложно сочетающихся как по вертикали, так и по латерали. Их различные сочетания, наверное, сказываются на том разнообразии характеристик «базальтового» слоя, которые мы обнаруживаем по сейсмическим данным. Разнообразие пород в составе меланократового фундамента позволяет предполагать, как он имеет и разный генезис, как будет рассмотрено несколько позже.

### Возраст пород «базальтового» слоя

Меланократовый фундамент представляет собой сложный полигенный и разновозрастный комплекс пород. Установлено, что образование слагающих его пород предшествовало накоплению перекрывающих их скеани-

ческих и геосинклинальных отложений. Более того, для многих регионов доказывається тот факт, что вышележащие отложения залегают на них с перерывом и несогласием. Можно также утверждать, что породы фундамента были не только метаморфизованы (о чем свидетельствует наличие галек метаморфических пород в перекрывающих отложениях — п-ов Камчатский мыс, о. Калимантан и др.), но и существенным образом дислоцированы. Эти дислокации выражаются в наличии складок, интенсивном катаклазе и милонитизации пород.

Естественно, встает вопрос о возрасте сложного комплекса пород «базальтового» слоя, о расчете времени, необходимом для их метаморфизма и проявления деформаций, и, наконец, об установлении продолжительности перерыва между породами меланократового фундамента и вышележащими неметаморфизованными или очень слабо метаморфизованными образованиями.

Решение этих вопросов само по себе необычайно сложно. Все расчеты о времени, необходимом для метаморфических преобразований пород, а их крайне немного в геологической литературе (Винклер, 1969; Добрецов, 1969; Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970; Miyashiro, 1967a, b), основаны на слишком больших допущениях и крайне упрощенных моделях.

Например, в работе Н. Л. Добрецова, В. Г. Меламеда и В. Н. Шаропова (1970) приведены оценки скорости развития метаморфизма «захоронения» в осадках, залегающих на коре океанического типа. Принималось, что через каждые 2 млн. лет геологически мгновенно откладывается слой пород мощностью в 2 км (средняя скорость погружения осадков 2 мм/год). Температура на глубине 60 км считалась равной 800 и 1200° С. Упрощенность такой модели очевидна. Кроме того, из предыдущих описаний мы видели, что изохимический метаморфизм захоронения играет очень незначительную роль в процессах преобразования пород океанического дна, и можно думать, что он развит в основном в осадках слоя 2. Даже при таких расчетах видно, что процесс не может быть кратковременным, а требует для реализации по крайней мере десятков миллионов лет (рис. 68).

Необходимо учитывать, что для многих регионов распространения пород габбро-амфиболитового комплекса доказывається неодновременность метаморфических преобразований пород, что, естественно, еще более увеличивает предполагаемое время его формирования.

Возраст покрывающих эти породы отложений также не позволяет сколько-нибудь определенно говорить о возрасте пород меланократового фундамента (наличие перерыва). Однако этим сложности в выявлении возраста пород фундамента не ограничиваются. Судя по геологическим данным, в разных местах западной части Тихоокеанского тектонического пояса породы меланократового основания перекрываются разными по возрасту отложениями. Это мезозойские, ближе не датированные отложения стеновой серии Ганальского хребта, верхнемеловые отложения на п-ове Камчатский мыс, верхнепалеозойские отложения вальзинской серии на Сахалине, породы силура — девона в Японии и Пенжинском крае, миоценовые образования на о. Яп. Имеющиеся определения абсолютного возраста, сделанные, как правило, К—Аг методом (см. главу V), в одних случаях находятся в соответствии с геологическими данными, в других им противоречат.

Значит ли это, что породы «базальтового» слоя Тихого океана и его обрамления были сформированы в различных частях в разное время? Учитывая изложенные ранее данные, положительного ответа на поставленный вопрос мы сейчас дать не можем. В самом деле, в ряде случаев породы габбро-амфиболитового комплекса отделены от вышележащих отложений перерывом (при этом длительность перерыва мы не знаем). Кроме того, ранее уже приводились доказательства длительности и неодновременности формирования пород меланократового фундамента. Радиологические данные также не дают однозначного ответа на этот вопрос. Так, в хр. Палмер в

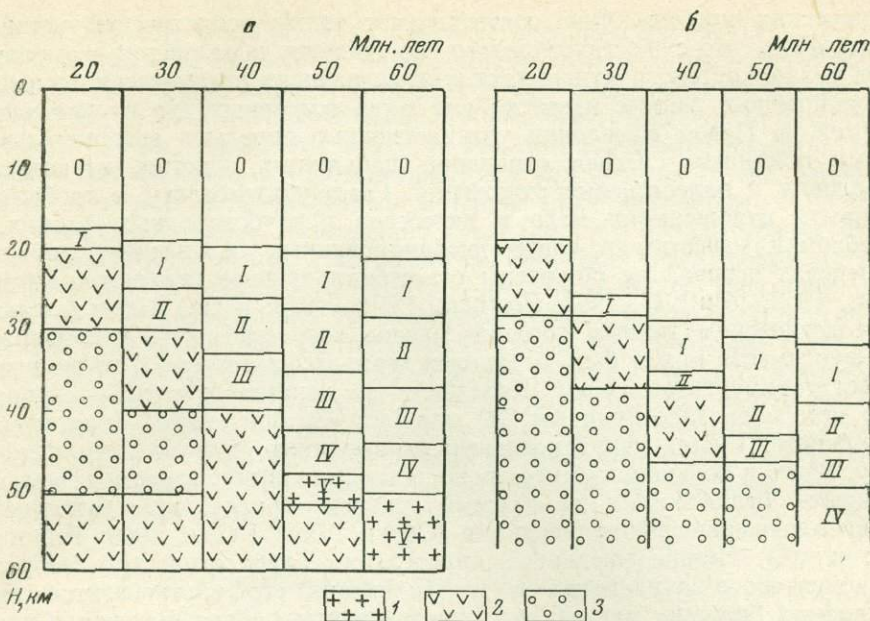


Рис. 68. Характерные типы разрезов коры для различных моментов «погружения» осадков для случая  $T_0=800^\circ\text{C}$  (а) и  $T_0=1200^\circ\text{C}$  (б) при глубине погружения 60 км (Добрецов, Меламед, Шарапов, 1970)

1 — гранитизированные породы;  
2 — базальты;  
3 — осадочные породы.

Цифры на схеме:  
0 — неметаморфизованные осадки; температурные ступени:  
I — мусковит-хлоритовая,

II — биотит-хлоритовая,  
III — альмандиновая,  
IV — ставролит-альмандиновая,  
V — мигматитовая

Атлантическом океане ( $43^\circ$  с. ш.,  $20^\circ$  з. д.) в результате драгировок были подняты ультрабазиты, габброиды и амфиболиты (Gann, 1971). Определялся радиологический возраст амфиболитов и были получены следующие цифры: обр. 5985.10— $59\pm 8,5$  млн. лет,  $60\pm 6,5$  млн. лет; обр. 5985.20— $43\pm 3$  млн. лет;  $40\pm 3$  млн. лет; обр. 5985.25— $29\pm 2$  млн. лет; 5985.28—89 млн. лет, обр. 5610.3— $27\pm 4$  млн. лет и обр. 5610.3— $21\pm 5$  млн. лет. Анализируя эти цифры, Дж. Ганн (Gann, 1971) приходит к выводу, что они свидетельствуют о существовании двух эпох метаморфизма: ранней, время проявления которой он датирует 60 млн. лет, и поздней, создавшей диафориты по амфиболитам,— 20 млн. лет.

Согласно данным глубоководного бурения на «Гломаре Челленджере» в этой части Атлантики в скв. 136 ( $34^\circ 10'$ , 13 с. ш.  $16^\circ 18'$ , 19 з. д.) были вскрыты осадочные образования — глубоководные краевые глины, мел и карбонатные илы, подошва которых датируется верхним аптом. Ниже этих образований распространены метаморфизованные базальты слоя 2. Как будто расхождение между радиологическим возрастом пород меланократового фундамента и геологическими данными не так уж и велико (возраст границы мела и палеогена датируется 65 млн. лет). Однако мы не всегда видим такую сходимостъ результатов. Поразительные цифры радиологического возраста пород приведены в работе Г. Д. Афанасьева (1970): габбро, извлеченное из рифтовой зоны Атлантического хребта ( $45^\circ 13'$ , с. ш.  $28^\circ 51'$  з. д.), из коллекции Ф. Аументо (Aumento, 1969 а, б) имеют радиологический возраст 785 млн. лет; дуниты из впадины Романш ( $0^\circ$ ;  $10^\circ$  в. д.) имеют возраст 1600 млн. лет.

Эти данные свидетельствуют об очень древнем возрасте фундамента и противоречат тем представлениям «новой глобальной тектоники», согласно которым земная кора сейчас рождается в рифтовых зонах срединно-

океанических хребтов. Они подтверждают также геологически установленный факт, что существует разрыв во времени образования комплекса пород меланократового фундамента и вышележащих океанических осадков.

Аналогичные данные известны для ряда островных дуг и складчатых областей. В Новой Каледонии ультраосновные породы и ассоциирующие с ними габброиды слагают основание шарьяжных пластин, наклоненных на меловые и палеогеновые отложения. Сами ультрабазиты и габброиды перекрыты отложениями мела и палеогена в глубоководных фациях, а их обломки известны в слабо дислоцированных отложениях миоцена. В пределах острова не обнажены отложения древнее верхнего палеозоя (Avias, 1953; Routhier, 1953; Brothers, Lillie, 1970; и др.). Следовательно, по геологическим данным верхний предел возраста пород меланократового фундамента может быть ограничен верхним палеозоем. В то же время возраст гарцбургитов Новой Каледонии по данным рубидий — стронциевого метода оказался равным 730 млн. лет (Guillon, 1969). Аналогичные и на первый взгляд парадоксальные данные имеются и по Альпийскому поясу. Здесь в большинстве мест породы габбро-амфиболитового комплекса перекрыты отложениями не древнее среднего триаса, представленными типичными океаническими осадками (Обуэн, 1967; Пейве, 1969; Книппер, 1970; и др.). Немногочисленные определения радиологического возраста меланократового фундамента и подстилающих его ультрабазитов дают неожиданно большие цифры: так, ультрабазиты района Бассита (Сирия) имеют радиологический возраст 3860 млн. лет, а габбро-пегматиты — 3250 млн. лет (Паламарчук, Таштыби, 1968).

Все это показывает, что проблема определения возраста пород «базальтового» слоя очень сложна и, естественно, очень далека от разрешения. Изученность этого вопроса в данный момент такова, что правомерно существование многих гипотез. В свое время автором совместно с Е. В. Павловским (Павловский, 1962; Марков, 1963; Павловский, Марков, 1963) было высказано предположение, что на ранних этапах развития Земли (2,5—3 млрд. лет) формировался «базальтовый» слой земной коры. Этот процесс охватывал широкие пространства современных континентов. К близким выводам пришли А. Э. Рингвуд (1972) и В. М. Синицын (1972), которые считают, что на ранних стадиях развития Земли была сформирована первичная «базальтовая» кора, составляющая сейчас существенную часть современного «базальтового» слоя.

Интересно напомнить, что формирование лунной коры, в составе которой, по-видимому, развит только «базальтовый» слой, тоже проходило от 4,5 млрд. лет до 3,8—3,5 млрд. лет (Science, 1970; Murthy a. o., 1971; Wetherill, 1971; Science, 1972; и др.). Это время предшествовало этапу образования впадин лунных морей и заполнения их базальтами. Ряд данных позволяет предполагать, что лунная кора сложена анортозитами, оливиновыми и оливин-пироксеновыми габбро (Виноградов, 1972; Wood a. o., 1970; Science, 1972; и мн. др.). При этом устанавливается, что упомянутые породы по химизму (отношение FeO/MgO) не могут рассматриваться как дифференциаты базальтовой магмы лунных морей. Для них характерны гранобластовые и гранулитоподобные структуры. Анортит, развитый в этих породах, имеет двойники (по периклиновому закону), свойственные в земных условиях только метаморфическим породам. Анортозиты и габброиды несут следы многочисленных деформаций — катаклаза, повторной перекристаллизации и др. (James, 1972). В породах не обнаружено типичных кумулатов (Stofle, Smith, 1971). Все это очень напоминает те особенности, которые свойственны породам меланократового фундамента Земли. Учитывая, однако, то, что в ряде случаев «базальтовый» слой земной коры имеет сложное строение и формировался неодинаково, можно думать, что при существовании соответствующих термодинамических условий кровля этого слоя может смещаться вверх, соответствуя продвижению вверх по разрезу фронта метаморфизма. Не исключено, что

при дальнейших исследованиях будет установлено многоярусное стрение меланократового фундамента. Возможно, отмеченное ранее изменение мощности «базальтового» слоя в островных дугах происходит не только чисто «механически» (за счет сгущивания), но и за счет процессов метаморфизма. В таком случае неизбежен вывод о том, что «базальтовый» слой земной коры может состоять из разновозрастных комплексов, о чем, видимо, и свидетельствуют многочисленные и наложенные метаморфические преобразования этих пород. Совершенно очевидно, что породы «базальтового» слоя прошли длительный путь развития. Они были почти повсеместно интенсивно дислоцированы, местами на них наложившись метаморфические процессы с преобразованием их в глаукофановые сланцы либо плагиогнейсы. Все это, несомненно, должно было влиять на изменение содержания аргона и, следовательно, на определения радиологического возраста пород. Без дальнейшего изучения геологии пород «базальтового» слоя, которые мы только начинаем выделять как самостоятельные комплексы, многие вопросы останутся нерешенными. Это, несомненно, будет сделано при дальнейшем их изучении и позволит выявить ряд особенностей ранних этапов развития геосинклиналей.

### Происхождение пород меланократового фундамента

Этот вопрос представляется наиболее сложным и уже много лет дебатруется в геологической и особенно в петрологической литературе.

Ранее, когда породы меланократового фундамента рассматривались как неотъемлемая часть офиолитовых ассоциаций, достаточно широкой популярностью пользовалась вулcano-плутоническая гипотеза (Обуэн, 1967; Routhier, 1946; Doubertret, 1953; Brunn, 1955, 1960; Gansser, 1960). Все эти исследователи считают, что между эффузивами, габброидами и ультрабазитами существуют постепенные переходы и что все породы офиолитового комплекса образовались в результате медленного остывания огромного (мощностью до 5 км) лавового покрова, излившегося на океаническом дне (рис. 69). Верхние части этого покрова застывали в виде подушечных лав, переслаивающихся с глубоководными осадками. Ниже они постепенно сменялись массивными базальтами и долеритами. Соприкасающаяся с дном часть покрова тоже охлаждалась сравнительно быстро и образовывала долеритовую подошву. Наиболее медленно охлаждающаяся средняя часть застывала очень медленно и давала в результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы всю гамму пород от диоритов до перидотитов. В пользу этой гипотезы приводились факты о частых парагенезах упомянутых выше пород и наблюдаемых постепенных переходах между некоторыми из них. Однако по мере изучения этих образований выяснилось, что нигде практически не наблюдается нижней долеритовой подошвы потока. В большинстве изученных офиолитовых комплексов основание их разрезов сложено ультрабазитами. Кроме того, вызывает сомнение сама возможность существования таких огромных по мощности единых вулканических потоков (Книппер, 1970; Thayer, 1967; Davies, 1971). Далее, сам состав ультрабазитов и габброидов, богатых кальцием и магнием, не позволяет рассматривать их как дифференциаты базальтовой магмы, богатой этими элементами. Наконец, приведенные в данной работе факты о несогласном залегании базальтов на породах меланократового фундамента и длительности формирования его пород не позволяют, как нам кажется, принимать вулcano-плутоническую гипотезу формирования офиолитов. Это уже сейчас понимают многие исследователи, и некоторые из них пытаются либо модернизировать указанную гипотезу либо искать иные объяснения парагенезов пород офиолитовой ассоциации.

Попытка модернизировать вулcano-плутоническую гипотезу была сделана Х. Дэвисом (Davies, 1971) и Э. Мурсом (Moores, 1969). Первый из авторов считает, что базальты зоны Папуа представляют остаточный рас-

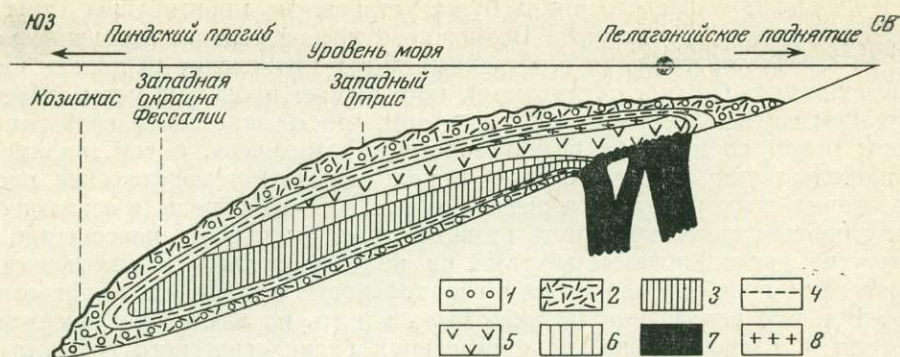


Рис. 69. Схема распределения петрографических типов пород в подводном офиолитовом потоке (Обуэн, 1967)

- |                      |                       |   |
|----------------------|-----------------------|---|
| 1 — подушечные лавы; | 4 — долериты;         | 7 — трещины излияний офиолитов;                     |
| 2 — базальты;        | 5 — габбро и диориты; | 8 — более кислые породы (кварцевые диориты и т. д.) |
| 3 — перидотиты;      | 6 — пироксениты;      |   |

плав после кристаллизационной дифференциации первичной магмы, из которой образовалась магматическим путем часть ультрабазитов (с кумулатами оливина, пироксена и анортита) и габброидов. Эта магма возникла в нижней части коры, что объясняет ее базальтовый состав. Остальные ультрабазиты представляют собой внедрившиеся в твердом состоянии части верхней мантии. Однако и эта модернизация вулcano-плутонической гипотезы не объясняет многих факторов. Наиболее существенные из них — наличие перерыва между лавами и интрузивными породами, сложные дислокации в ультрабазитах и габброидах и сходство химических составов кумулятивных и некумулятивных ультраосновных пород. Взгляды Э. Мурса (Mooges, 1969) в целом близки к вышеизложенным, отличаясь лишь в некоторых деталях. Его представление о формировании массива Вуриноса наглядно демонстрируется прилагаемым рисунком (рис. 70).

Несколько иной точки зрения на происхождение альпинотипных ультрабазитов и габброидов придерживается Т. Тейер (Thayer, 1963 а, б; 1969 а, б; 1971; Smith, 1958). Согласно его взглядам может быть выделена своеобразная ассоциация высокомагнезиальных габброидов и ультрабазитов альпинотипных комплексов, в которой наблюдается смешение черт магматических и метаморфических пород (Thayer, 1969а, б). Формирование комплекса этих пород сложное. Первично он возникает в мантии в виде стратиформных интрузий. Именно с этой стадией его образования связано формирование кумулятивных структур, первичной полосчатости, обусловленной гравитационной дифференциацией в магматическом очаге, образование хромитов. В дальнейшем эти расслоенные интрузии испытывают ремобилизацию, частичное расплавление и внедряются в кору в виде полукристаллической каши. Именно с этой стадией связано возникновение структур течения, сложных складок со следами деформаций в пластичных условиях, образование милонитов и катаклиз пород. Т. Тейер (Thayer, 1971) отмечает, что многие особенности строения таких ремобилизованных комплексов сходны с особенностями строения метаморфических образований (течение, будинаж, сложная складчатость, метаморфическая дифференциация и др.). Эта гипотеза хорошо объясняет наличие всей гаммы переходных массивов от типичных стратиформных интрузий до крайних членов альпинотипных комплексов.

В то же время любая интрузивная концепция не объясняет стратиграфической приуроченности габбро-амфиболитового комплекса (залегание ниже комплекса океанических осадков и выше ультрабазитов), на что в свое время обратил внимание А. Л. Книппер (1970). Остается также не-

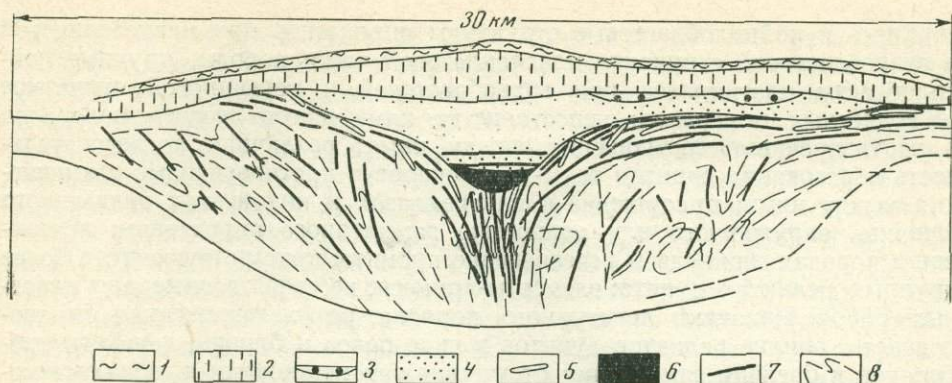


Рис. 70. Гипотетическая реконструкция строения офиолитового комплекса массива Вуринос, Греция (Mooges, 1968)

- |                        |                   |                          |
|------------------------|-------------------|--------------------------|
| 1 — кремни;            | 4 — габбро;       | 7 — дайки пироксенитов;  |
| 2 — лавы;              | 5 — дайки габбро; | 8 — дуниты и перидотиты; |
| 3 — кварцевые диориты; | 6 — пироксениты;  |                          |

объяснимой наблюдаемая местами (о. Новая Гвинея, п-ов Камчатский мыс) большая дислоцированность ультрабазитов, отсутствие типичных аксессуарных минералов в габброидах и пространственная связь с ними дайковых серий и metabазальтов. Кроме того, по этой гипотезе не находят объяснения одновременность формирования ультрабазитов (кроме пироксенитов) и габброидов, а также весьма вероятное замещение по латерали габброидов амфиболитами.

Любая гипотеза, касающаяся происхождения этих пород, должна учитывать факты неодновременного и длительного формирования пород габбро-амфиболитового комплекса. При этом было показано, что самыми ранними образованиями являются ультрабазиты, подстилающие породы этого комплекса. Они существовали не только к началу формирования пород комплекса, но в ряде случаев были деформированы и, вероятно, серпентинизированы. Лишь затем проявились процессы габброизации в верхней части ультрабазитового комплекса. В результате этого образуются пироксениты, полевошпатовые пироксениты, троктолиты, оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые габбро, часто с гнейсовидными и гранулитовыми структурами. Этим, однако, не заканчивается формирование «базальтового» слоя земной коры. Мы видели, что очень часто разрезы «базальтового» слоя венчаются зелеными сланцами, диабазами и метаморфизованными эффузивами. Их соотношение с габброидами оказывается достаточно сложным. С одной стороны, среди габброидов часто наблюдаются дайки и силлы, аналогичные по составу metabазальтам, с другой — габброиды развиваются и по metabазальтам (п-ов Камчатский мыс, Полярный Урал). Эти факты, очевидно, свидетельствуют либо о повторяемости процессов габброизации, либо об очень большой их длительности.

Остается рассмотреть, какие явления ответственны за габброизацию ультрабазитов и вышележащих эффузивов. Думается, материалы, приведенные по п-ову Камчатский мыс и Уралу, убедительно показывают, что существенную роль в этом играют процессы метасоматоза. Впервые на это обратили внимание В. Ф. Морковкина (1967), А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967), изучавшие габброидные комплексы Полярного и Северного Урала.

В. Ф. Морковкина (1967, стр. 261—262) пишет: «Аподунитовые габброиды характеризуются рядом особенностей, которые могут служить критериями их метасоматического генезиса. Петрографические признаки: кристаллобластические структуры пород при свежести всех минералов;

порфи́ро- и пойкилобластовые структуры пироксенов при мелкозернистой и гранобластовой структуре плагиоклазовой части породы, крупные пойкилобласти плагиоклаза при гранобластовой и роговиковой структуре темноцветных минералов; непостоянство химического состава минералов и противоречивые соотношения между ними; различная последовательность образования одних и тех же минералов и противоречивые соотношения между ними; присутствие в плагиоклазах и пироксенах реликтового оливина, окруженного или полностью замещенного пироксеном; появление в породах шпинели и исчезновение хромита, присутствующего в более крупных реликтах дунита; элементы-примеси, не свойственные для основных пород. Признаки текстурного порядка: резко выраженная неоднородность, обилие реликтов дунитов в виде полос и блоков; переходы габброидов в брекчии замещения; отсутствие закономерности в перемещаемости и в смене одних пород другими и т. д. Фельдшпатизация сопровождается развитием энстатита и диопсида, близких по химическому составу таковым, возникающим при пироксенизации; в том и другом случаях новообразования энстатита и оливина обнаруживают признаки распада. Это позволяет предположить, что оба процесса протекали в близких физико-химических условиях».

Кроме упомянутых признаков А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967) отмечают малую железистость темноцветных минералов и наличие рудных (медносульфидных) скоплений при отсутствии аксессуарных минералов. И, наконец, характерной чертой, свидетельствующей о метаморфогенно-метасоматическом происхождении этих пород, являются данные о равновесности минеральных парагенезов в габброидах Кытлымского массива, приведенные А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой (1969).

Из предыдущих описаний конкретных регионов отчетливо видно, что эти черты в той или иной мере проявлены в габбро-амфиболитовых комплексах многих регионов. Это не значит, что признание метасоматической природы габброидов сразу же снимает все вопросы. При такой трактовке генезиса габброидов остается не ясным, куда выносятся избыток магния и железа. Не ясен сам термодинамический режим метасоматических реакций, при которых в породах достаточно часто сохраняется реликтовый серпентин. Не ясна, наконец, большая сближенность по вертикали таких метаморфогенно-метасоматических образований, как оливин — пироксен — анортитовые габброиды с гранулитовыми структурами и метабазалты с их минеральными парагенезами зеленосланцевой фации метаморфизма.

Все это, видимо, связано с тем, что метаморфические и метасоматические процессы протекают в открытых системах в условиях существенного и резкого градиента температур. Возможно это и создает такую пестроту метаморфических фаций и не позволяет подойти к оценкам термодинамических условий образования габброидных пород, ибо все экспериментальные данные имеются лишь для закрытых систем. В этом аспекте интересны исследования, проведенные В. Ф. Морковкиной и С. И. Гавриловой (1970), показавшие, что анализ сосуществующих пироксенов габброидных комплексов Полярного Урала дает весьма противоречивые данные о термодинамических условиях их образования, что позволяет говорить лишь об относительно высокой температуре их формирования. Многие геологи, изучавшие породы меланократового фундамента океанов, также приходят к выводу о решающей роли термального метаморфизма в формировании этих пород (Miyashiro a. o., 1971). В последнее время появились данные, подкрепляющие эти предположения. Исследования теплового потока на дне океана позволили установить, что здесь имеются участки с аномально высокими значениями теплового потока. Так, в 60 км к западу от хр. Хуан-де-Фука тепловой поток достигает  $11 \text{ кал/см}^2 \text{ сек}$ , в то время как в окружающих участках абиссальной равнины тепловой поток не превышает  $0,2 \text{ кал/см}^2 \text{ сек}$  (Lister, 1970, 1972). Аналогичные данные получены и для других районов океанического дна. Эти факты заставили многих исследо-

вателей предполагать очень пеструю, мозаичную картину распределения теплового потока, особенно в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов (где сосредоточено пока подавляющее большинство замеров). По мнению некоторых исследователей (Lister, 1972), мозаичность поля теплового потока легко объяснима, если предположить, что доминирующим процессом теплопереноса является гидротермальная циркуляция, существование которой на дне океана вполне реально при широком развитии вулканизма. В этом случае высокий тепловой поток должен быть приурочен к локальным участкам подъема и выхода гидротерм. В таких участках, по расчетам Я. Б. Смирнова (устное сообщение), уже на небольших глубинах в земной коре (начиная с 500 м и глубже) могут создаваться температурные условия, благоприятные для образования пород амфиболитовой фации метаморфизма.

Процесс метасоматоза, создающий габброидные породы, приводит иногда и к появлению более кислых разностей — анортозитов, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Как правило, эти породы распространены очень ограниченно. Лишь в некоторых случаях (Полярный Урал) по количеству они соизмеримы с габброидами. Не исключено, что при дальнейшем изучении окажется, что это единый длительный направленный процесс формирования «базальтового» и «гранитного» слоев земной коры, смысл которого заключается в последовательном «поокислении» мантийного вещества.

Существенное развитие габброизации за счет метасоматических процессов не означает, что в составе меланократового фундамента совершенно не могут встречаться интрузивные породы. И в самом деле, мы очень часто видим их в ассоциации с породами заведомо метасоматического происхождения (габбро-нориты Кытымского и Войкаро-Сыньинского массивов, некоторые габброиды о. Новая Гвинея). Относительная роль интрузивных пород в составе меланократового фундамента, видимо, невелика и не исключено, что они представляют собой продукты магматического замещения как крайнюю степень развития метасоматоза.

Изучение пород меланократового фундамента (габброидов и амфиболитов) показывает, что наиболее широко развиты здесь породы амфиболитовых фаций метаморфизма. Более метаморфизованные образования встречаются в виде отдельных реликтов. Видимо, «базальтовому» слою земной коры свойственны термодинамические условия, близкие к таковым амфиболитовых фаций метаморфизма.

Таким образом, проведенное рассмотрение показывает:

- 1) фундаментом островных дуг, эвгеосинклиналей прошлого и современных океанов являются метаморфические породы меланократового состава (габбро-амфиболитовые комплексы).

Основной состав отличает эти метаморфиды от пород фундамента континентов. Перефразируя известное высказывание Г. Рида — бывают граниты и «граниты», можно сказать, бывают метаморфиды и «метаморфиды»,

- 2) породы габбро-амфиболитового комплекса располагаются выше ультрабазитов и ниже неметаморфизованных океанических осадков и, следовательно, занимают в разрезе земной коры место «базальтового» слоя;

- 3) по физическим свойствам (плотность, упругие характеристики) породы габбро-амфиболитового комплекса соответствуют породам «базальтового» слоя, характеристика которых получена по сейсмическим данным;

- 4) в большинстве случаев формирование пород «базальтового» слоя оторвано по времени от накопления собственно океанических и геосинклинальных осадков. Этот факт чрезвычайно затрудняет определение возраста пород «базальтового» слоя. Решение этого вопроса представляет одну из актуальных задач геологии, выяснение которой даст ответы на многие проблемы теоретической тектоники;

- 5) полигенность и многоэтапность образования пород «базальтового» слоя заставляют предполагать большую длительность его формирования, и это необходимо учитывать при создании любой гипотезы происхождения геосинклиналей.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

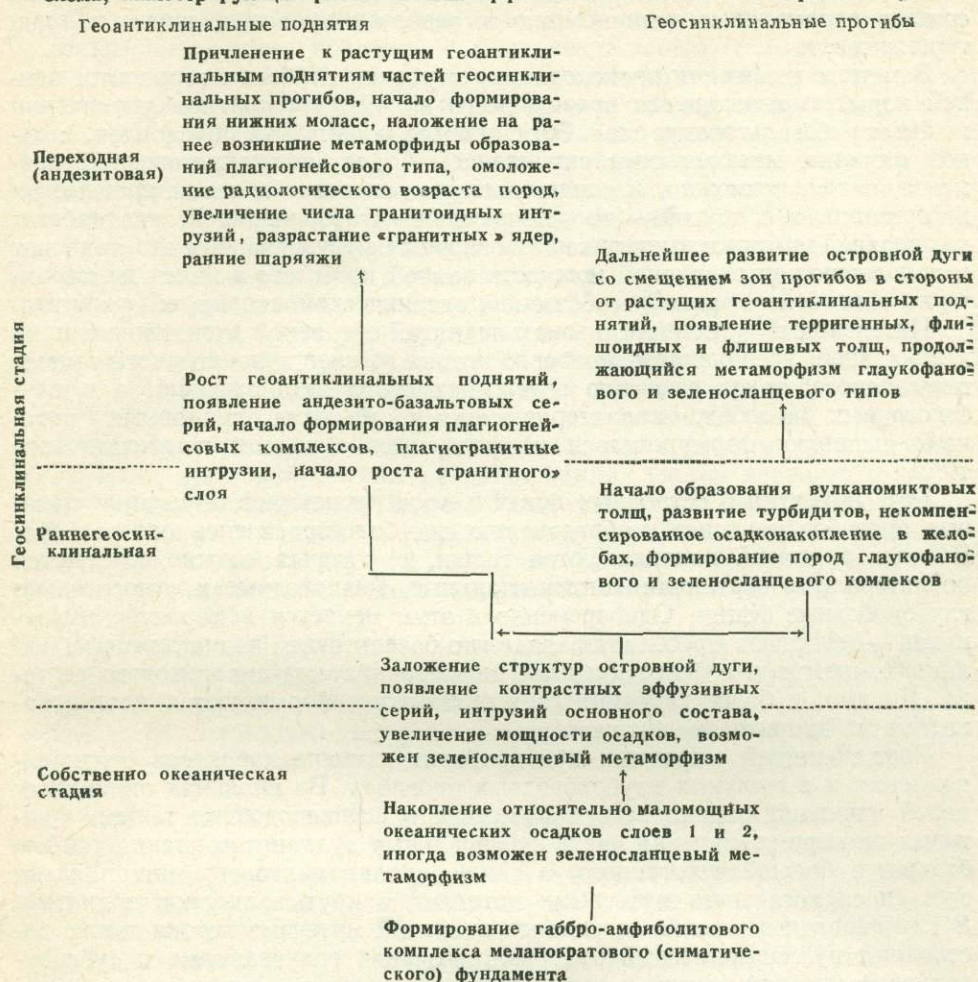
В данной работе рассмотрены время образования и структурная приуроченность метаморфических комплексов, широко развитых и сейчас уже хорошо изученных в островных дугах. Такой анализ представляется важным потому, что развитие геотектоники неизбежно приводит к необходимости поисков связей между формированием структур и процессами метаморфизма.

Как было показано, в пределах островных дуг выделяются разнообразные метаморфические комплексы, имеется определенная стадийность в их развитии, достаточно хорошо увязывающаяся с развитием островных дуг. Попытка сопоставить эти два явления сделана в табл. 13.

Из ее рассмотрения отчетливо вытекает, что метаморфические породы меланократового фундамента («базальтового» слоя) формировались до образования островной дуги. Все породы, характерные для меланократового фундамента, драгированы в пределах океана. С развитием структур островной дуги связано увеличение мощности меланократового фундамента, которое может быть обусловлено рядом процессов (скупивание, метаморфизм, метасоматоз). На меланократовом фундаменте в океанах и во многих островных дугах залегают (часто с перерывом) относительно маломощные океанические осадки, в нижней части которых развиты толентовые базальты. В ряде случаев в этих осадках наблюдаются метаморфизм, связанный с захоронением осадков (цеолитизация, пренитизация и др.), а также, вероятно, более сильный метаморфизм, обусловленный вулканической и гидротермальной деятельностью в пределах океанов. Не исключено, что некоторая часть сильно метаморфизованных океанических осадков (амфиболитовая фация метаморфизма) может попадать в состав сейсмического «базальтового» слоя. Однако практически одинаковая мощность «базальтового» слоя в океанах делает такое предположение маловероятным.

Эта стадия развития земной коры выделяется под названием собственно океанической. Для нее характерно существование меланократового фундамента и перекрывающих его относительно маломощных глубоководных вулканогенно-осадочных образований (мощности слоев 1 и 2 в океанах редко превышают 3 км). Ранее эта стадия объединялась вместе с более поздней, раннегеосинклинальной, в единую океаническую стадию развития геосинклиналей (Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве и др., 1972). Это объясняется тем, что, изучая складчатые зоны континентов, мы не всегда можем выделить в геосинклинальной колонке осадков нижнюю часть, представленную, как правило, фаунистически плохо датированными и относительно маломощными отложениями. Выделить их трудно еще и потому, что они часто преобразованы, метаморфизованы и гранитизированы. В работе показано, что такие образования иногда отчетливо выделяются в островных дугах. Выделение отложений, характерных для собственно океанической стадии, прежде всего зависит от детальности стратиграфического и литологического изучения нижних частей геосинклинальных разрезов. Это, как мне кажется, не может быть основанием для того, чтобы

## Схема, иллюстрирующая развитие метаморфических комплексов в островных дугах



не выделять собственно океаническую стадию развития. С другой стороны, видимо, существуют складчатые зоны, в которых раннегеосинклинальный этап (в том понимании, как он предлагается в данной работе) вообще отсутствует. К этому убеждению приводит анализ материалов по развитию некоторых районов Альпийского пояса, проведенный А. В. Пейве (1969) и А. Л. Книппером (1970, 1973а, б и др.). Возможно, что в дальнейшем мы сможем классифицировать геосинклинальные системы по особенностям их раннего развития.

Формирование островной дуги начинается с роста линейного вулканического поднятия на дне океана. Закономерности пространственного расположения таких поднятий (появление их в той или иной части океанического дна) мы пока не знаем. Возникновение поднятий часто приводит к увеличению мощности вулканогенно-осадочного слоя (см. главу VI). В это же время, видимо, формируются так называемые контрастные серии, характерным представителем которых являются девонские эффузивы Японской островной дуги. Возникновение вулканической гряды и несколько позже глубоководного желоба приводит к созданию расчлененного рельефа и смене некомпенсированного осадконакопления более интенсивным. Это же приводит к образованию структурно-фациальной зональности. Именно эту стадию, с моей точки зрения, и надо выделять в качестве раннегеосин-

клинальной. Появляются различия в характере толщ, приуроченных к зонам поднятий и зонам прогибов. Наличие расчлененного рельефа дна создает предпосылки к появлению в разрезах прослоев, пачек и толщ турбидитов.

Заметные изменения происходят и в строении глубоких горизонтов земной коры, выражающиеся прежде всего в почти двукратном увеличении мощности «базальтового» слоя. Этот процесс может быть обусловлен, с одной стороны, механическим скучиванием пород меланократового фундамента, о чем, возможно, и свидетельствуют сложные и неоднократные их деформации, а с другой — продолжающейся «габброизацией» ультрабазитов верхней мантии и вышележащих основных эффузивов. Все это приводит к появлению зон различной мощности земной коры, что в целом не характерно для более ранней, собственно океанической стадии ее развития.

Интенсивный вулканизм в зонах поднятий островной дуги, приводящий к локальным увеличениям теплового потока за счет конвективного выноса тепла, способствует развитию зеленосланцевого метаморфизма, а в глубоководных желобах, характеризующихся низкими тепловыми потоками, начинают формироваться метаморфические породы глаукофанового типа.

Рост поднятий в островных дугах и продолжающееся опускание смежных прогибов приводят к образованию еще более расчлененного рельефа. В зонах поднятий накапливаются толщи, в которых сложно сочетаются по латерали и вертикали континентальные, мелководные и относительно глубоководные фации. Одновременно с этим меняется и характер вулканизма — начинают преобладать андезито-базальтовые и андезитовые излияния, иногда и с более кислыми дифференциатами липаритового состава. Видимо, в более глубоких горизонтах коры формируются плагиигранитные и диоритовые интрузии.

Рост поднятий островных дуг приводит к смене характера осадконакопления и в смежных глубоководных прогибах. Во впадинах окраинных морей начинают накапливаться флишевые и флишеподобные толщи, в которых по мере увеличения числа субаэральных вулканитов появляется все больше и больше туфогенного, а также вулканомиктового материала за счет сноса последнего мутьевыми потоками с крутых склонов поднятий. В глубоководные желоба со склонов поднятий мутьевые потоки также доставляют вулканомиктовый материал, создавая граувакковые и субграувакковые прослои, пачки и даже толщи, которые местами резко преобладают над маломощными горизонтами автохтонных глубоководных отложений некомпенсированного желоба.

Этот этап в развитии островных дуг означает переход к той стадии, которая выделяется под названием переходной, или андезитовой (Пейве, Штрейс, Книппер и др., 1971; Пейве и др., 1972). На этой стадии в глубинном строении островных дуг в нижней части вулканогенно-осадочного слоя зон поднятий начинает формироваться «гранитный» слой земной коры (Марков, Соловьева, 1972).

Одновременно с этим наблюдается локализация в распределении метаморфических комплексов. В прогибающемся и постепенно мигрирующем в сторону от поднятий глубоководном желобе продолжают формироваться метаморфические образования глаукофанового комплекса, которые распространяются во все более верхние горизонты осадков. В продолжающих расти зонах поднятий островных дуг (с их увеличенными тепловыми потоками, с привнесением ряда элементов) в результате вулканизма и гидротермальной деятельности начинают формироваться метаморфические комплексы плагиигнейсового типа, образование которых и начинает прогрессировать затем процесс роста «гранитного» слоя. Метаморфизм этого типа захватывает и перерабатывает породы меланократового основания, отложения собственно океанической и раннегеосинклиналиной стадий, как было показано ранее. Следовательно, «гранитный» слой формируется за счет пе-

переработки («раскисления») верхних частей «базальтового» и нижних частей вулканогенно-осадочного слоя.

Продолжающаяся дифференциация тектонических структур приводит к дальнейшему росту поднятий и к их разрастанию по площади за счет приращения к поднятиям в результате складчатости приостровных частей глубоководных желобов. По мере роста поднятий, представляющих собой зоны ранней консолидации в геосинклинальных системах, в их пределах в наложенных впадинах начинают формироваться нижние молассы, синхронные по возрасту наземным андезитовым, иногда андезито-липаритовым вулканитам, образующим отдельные поля и небольшие вулканические пояса. Здесь же происходит становление все более молодых поколений плагиогранитов, а в более глубоких горизонтах коры — метаморфических образований плагиогнейсового типа. Это приводит к неоднократному омоложению радиологического возраста пород, что и создает очень пеструю картину датировок, часто трудно поддающуюся расшифровке.

Дальнейшее развитие метаморфических комплексов плагиогнейсового типа означает разрастание «гранитного» слоя земной коры в пределах поднятий островных дуг. Весьма вероятно, что с ранними проявлениями складчатых движений связано развитие ранних систем надвигов и шарьяжей и первое появление меланжа. Такие структуры известны в Японии, на Камчатке и, очевидно, на Корякском нагорье. Однако этот вопрос нуждается еще в дополнительном изучении. Одновременно в глубоководном желобе происходят дальнейшее накопление осадков и метаморфизм глаукофанового типа.

Формирование «гранитного» слоя, плагиогранитных интрузий и накопление нижних моласс не означают окончания переходной (андезитовой) стадии, ибо параллельно с этими процессами продолжается осадконакопление в глубоководных впадинах окраинных морей и желобах, осадки которых, несомненно, следует сопоставлять с геосинклинальными формациями.

Итак, в заключении можно сделать следующие выводы.

1. Метаморфические комплексы островных дуг<sup>1</sup> развиваются стадийно, их развитие тесно связано с этапами формирования структур островных дуг и с развитием земной коры в их пределах. Отсюда мы неизбежно должны прийти к выводу, что геосинклинальное развитие (становление структур, осадконакопление и магматизм) тесно связано с проявлениями метаморфизма и с формированием земной коры, во всяком случае с изменением ее мощности и появлением «гранитного» слоя. Все эти явления представляют собой разные стороны единого и направленного процесса роста земной коры континентального типа.

2. Островные дуги закладываются на породах меланократового фундамента («базальтовый» слой земной коры) и покрывающих океанических осадках и в этом отношении ничем не отличаются от эвгеосинклинальных зон геологического прошлого, представляя собой один из возможных путей развития этих зон (Пейве, Штрейс и др., 1972). Учитывая то, что в пределах современных океанов уже развиты все компоненты меланократового фундамента и глубоководные осадки, можно считать, что эвгеосинклинальные зоны прошлого и островные дуги формировались на коре океанического типа.

3. Геология габбро-амфиболитового комплекса (меланократового фундамента, «базальтового» слоя) только недавно привлекла пристальное внимание геологов, поэтому имеется еще много спорных и нерешенных вопросов, касающихся строения и генезиса его пород. Однако уже сейчас можно говорить, что это очень разнообразный по генезису, длительно формирую-

<sup>1</sup> Следует напомнить, что под этим термином в настоящей работе понимается комплекс структур, включающий впадину окраинного моря, зоны поднятий и глубоководный желоб.

щийся и полигенный комплекс пород, состоящий преимущественно из метаморфических и метасоматических образований, и что он имеет строго выдержанное стратиграфическое положение, залегая выше ультрабазитов и ниже глубоководных (океанических) осадков. Габбро-амфиболитовый комплекс, занимающий в разрезе земной коры место «базальтового» слоя, обособлен и ведет себя по отношению к вышележащим отложениям как фундамент. Не исключено, что он структурно неоднороден и состоит из ряда структурных ярусов, отражающих длительную и сложную историю его образования.

4. Заложение и развитие островных дуг приводит к увеличению мощности земной коры и появлению отдельных участков с «гранитным» слоем. Это формирование «гранитного» слоя связано с развитием метаморфических комплексов плагиогнейсового типа и приурочено к поднятиям в островных дугах, представляющих собой зоны ранней консолидации.

5. Дальнейшие стадии развития островных дуг знаменуются разрастанием зон поднятий и, следовательно, разрастанием «гранитного» слоя. По существу мы можем считать, что по мере разрастания островной дуги постепенно наращивается «гранитный» слой земной коры, что и роднит островные дуги с геосинклинальными системами прошлого. Окончательное и повсеместное становление «гранитного» слоя на всей площади геосинклинальной системы островных дуг происходит уже в более позднюю стадию, рассмотрение которой находится за рамками настоящей работы.

6. Приведенные материалы показывают, что формирование глубоких горизонтов земной коры обуславливается в основном метаморфическими и метасоматическими процессами, дифференциацией вещества и его перераспределением в вертикальном и горизонтальном направлениях.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. 1966. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны. — Геотектоника, № 5.
- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. И., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. 1961. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2.
- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. 1963. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
- Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сирик И. М., Тараканов Р. З., Табожков А. Я., Туезов И. К. 1966. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука».
- Агапитов Д. И., Иванов В. В. 1969. История развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. — Геотектоника, № 1.
- Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. 1964. М., «Наука».
- Александров А. А. 1973. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье). — Геотектоника, № 4.
- Алексейчик С. Н., Гальцев-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. 1963. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л., Гостоптехиздат, (Труды ВНИГРИ, вып. 217).
- Апрелков С. Е. 1971. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки. — Геотектоника, № 2.
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М. — Л., ОНТИ.
- Артемьев М. Е. 1966. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука».
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. I, изд. 3-е. М. — Л., Госгеолтехиздат.
- Архипов И. В. 1964. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. М., «Наука».
- Афанасьев Г. Д. 1961. Строение земной коры и некоторые проблемы петрографии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Афанасьев Г. Д. 1967. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Афанасьев Г. Д. 1968. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 6 и 13а). М., «Наука».
- Афанасьев Г. Д. 1970. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Афанасьев Г. Д., Баяк Е. И., Беликов Б. П., Воларович М. П., Залесский Б. В., Короткова О. Н., Силаева О. И., Синяков И. З. 1968. Исследование физических свойств образцов горных пород Северного Кавказа. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука».
- Байдюк Б. В. 1963. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат.
- Барк К. 1970. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир».
- Баяк Е. И., Тедеев Р. В. 1971. Влияние температуры на скорость продольных волн в горных породах при высоких давлениях. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».

- Безруков П. Л. 1955. Донные отложения Курило-Камчатской впадины. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 12.
- Безруков П. Л. 1960. Донные отложения Охотского моря. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 32.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. 1969а. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое (ст. 1). — Геотектоника, № 3.
- Бэйли Э. Г., Блейк М. К. 1969б. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое (ст. 2). — Геотектоника, № 4.
- Белоусов В. В. 1962. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Белоусов В. В. 1968. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука».
- Белоусов В. В. 1970. Об одной гипотезе развития океанов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 4.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. 1960. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. — Сов. геол., № 10.
- Белый В. Ф. 1963. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан.
- Бельтнев Е. Б., Золотов М. Г., Онихимовский В. В., Плотников И. А., Шапочка И. М. 1971. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Беляевский Н. А. 1955. Геологическое положение офиолитовой серии Сихотэ-Алиня. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 2.
- Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябой В. З. 1971. Сейсмическая расслоенность земной коры и верхней части мантии. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука».
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. 1962. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. — Сов. геол., № 7.
- Беммелен ван Р. В. 1957. Геология Индонезии. М., ИЛ.
- Берч Ф. 1966. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Бобылев В. В. 1964. Верхнепермские отложения Кур-Урмийского междуречья (Среднее Приамурье) и их структурное положение. — Геол. и геофиз., № 9.
- Бобылев В. В., Соловьев В. О. 1971. Даубихинский, Алганский и Куканский прогибы и их место в тектонической структуре юга Дальнего Востока. — Геотектоника, № 6.
- Богданов Н. А. 1965. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Богданов Н. А. 1966. Строение палеозойских запада Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 2.
- Богданов Н. А. 1969. Талассогосинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 3.
- Богданов Н. А. 1970. Некоторые особенности тектоники Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 192, № 3.
- Богданов Ю. А., Плошко В. В. 1967. Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш. — Докл. АН СССР, 177, № 4.
- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. 1969. Палеоген полуострова Камчатского мыса. — Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. 1972. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 206, № 3.
- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. 1974. Океаническая кора Урала и Тянь-Шаня. — Сов. геол., № 3.
- Васильев В. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Гладун В. А., Горячев А. В., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Е. А., Пантелеев В. Л., Соловьев О. Н., Старшинова Е. А., Федотов С. А. 1960. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану, 1958 г. — В кн.: Сейсмические исследования (XII раздел программы МГГ), сб. № 4. М., Изд-во АН СССР.
- Васильковский Н. П. 1960. К проблеме островных дуг. — В кн.: Материалы к I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1. Владивосток, Примиздат.
- Васильковский Н. П. 1962. О спорных проблемах развития земного шара и тектогенеза. — Геол. и геофиз., № 6.
- Васильковский Н. П. 1963. К проблеме островных дуг. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
- Ващилов Ю. Я. 1963. Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геол., № 4.
- Ващилов Ю. Я., Гайнанов А. Г., Строев П. А. 1969. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 4. М., изд. МГУ.
- Вейнинг-Мейнес Ф. А. 1957. Пластическое впаивание земной коры: происхождение геосинклинали. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ.
- Вейцман П. С. 1965. Особенности строения Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», № 9.

- Вейцман П. С. 1968. Строение коры и верхней части мантии Земли по геофизическим данным. — В кн.: Геофизика (Итоги науки). М., ВИНТИ.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Зверев С. М., Косминская И. П., Михота Г. Г. 1959. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Сейсмические и гляциологические исследования в период Международного геофизического года (IX и XII разделы программы МГГ), сб. № 2. М., Изд-во АН СССР.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М. 1960. Некоторые данные о строении земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел 2. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., Изд-во АН СССР.
- Винклер Г. 1969. Генезис метаморфических пород. М., «Мир».
- Виноградов А. П. 1972. Грунт лунных гор. — «Правда», 4 мая, № 125 (19633).
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. 1963. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. — Сов. геол., № 6.
- Воларович М. П. 1962. Исследование упругих свойств горных пород при высоких всесторонних давлениях. — Труды Ин-та физики Земли АН СССР, вып. 23. Изд-во АН СССР.
- Воларович М. П. 1963. Исследование упругих свойств горных пород при высоких давлениях в связи с изучением земной коры и верхней мантии. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука».
- Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С., Уразаев Б. М. 1966. Скорости продольных волн при высоких всесторонних давлениях в образцах метаморфических, эффузивных и осадочных пород Центрального Казахстана. — В кн.: Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. М., «Наука» (Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 37).
- Воларович М. П., Курскеев А. К., Томашевская И. С., Туезова И. Л., Уразаев Б. М. 1967. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких всесторонних давлениях. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», № 5.
- Гаврилов В. К. 1970а. Некоторые черты строения геоантиклинали Больших Курил. — Геотектоника, № 4.
- Гаврилов В. К. 1970б. История формирования геоантиклинального поднятия Больших Курил (на примере северной группы островов). Автореф. канд. дисс. М.
- Гайнанов А. Г. 1968. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 1). М., «Наука».
- Гайнанов А. Г., Тулина Ю. В., Косминская И. И., Зверев С. М., Вейцман П. С., Соловьев О. Н. 1965. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана. — В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам, № 6. Сейсмические исследования. М., «Наука».
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. 1968. Изостазия и структура земной коры и верхней мантии дальневосточной переходной зоны. — Материалы II и III научно-технических конференций молодых геофизиков Украины (1966—1968 гг.). Киев, «Наукова думка».
- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А., Федьинский В. В. 1969. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов. — В кн.: Тезисы докладов четвертой научной отчетной конференции геологического факультета МГУ. М., изд. МГУ.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. 1969. Изостазия Берингова моря. — Геофиз. бюлл. Междувед. геофиз. ком-та, АН СССР, № 20. М.
- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Строев П. А. 1970. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от континента к океану. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. М., изд. МГУ.
- Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. 1970. Изостазия и структура литосферы Берингова моря и Алеутской дуги. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 5. М., изд. МГУ.
- Галдин Н. Е. 1971. Об упругих свойствах пород метаморфических комплексов при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».
- Гальперин Е. И., Косминская И. П. 1958. Особенности методики ГСЗ на море. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7.
- Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М. 1958. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Изд-во АН СССР.
- Гельман М. Л. 1961. Новая находка жедрита в СССР. — Докл. АН СССР, 141, № 3.
- Гельман М. Л., Некрасов Г. Н. 1968. Мезозойские эколгиты полуострова Тайгоноса. — Геол. и геофиз., № 4.
- Гельман М. Л., Терехов М. И. 1968. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. Перевод с англ. М., «Мир».

- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. М., «Недра».
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. 1965. Л., «Недра».
- Геология СССР. 1966, т. 19, ч. I. М., «Недра».
- Геология СССР. 1970, т. 30, ч. I. М., «Недра».
- Геология СССР. 1964, т. 31, ч. I. М., «Недра».
- Геология СССР. 1969, т. 32, ч. I. М., «Недра».
- Геофизические исследования строения земной коры в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. 1969. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 20. Южно-Сахалинск.
- Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. 1970. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 24. Южно-Сахалинск.
- Герасимов Н. А., Гусаров Б. М., Дылевский Е. Ф., Ковальчук И. А., Симаков К. В., 1971. Основные черты тектоники Омолонской глыбовой области. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Герман Л. Л., Шульдинер В. И. 1973. Эволюция метаморфических комплексов в Ганальском хребте Камчатки. — В кн.: Метаморфические комплексы востока СССР. Владивосток.
- Гнибиденко Г. С. 1969. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., «Наука».
- Горбачев С. В., Лебедев М. М., Ястремский Ю. М., Илечко Я. В., Ерешко Э. М., Бубнов В. Д., Бабушкин Д. А., Волков Ю. Ф., Краснов Е. П. 1968. О взаимоотношении пород терригенно-осадочного и метаморфического комплексов Срединного хребта Камчатки. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Горшков Г. С. 1967. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука».
- Горячев А. В. 1966. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука».
- Грин Д., Рингвуд А. 1968. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».
- Громов Ю. Я. 1959. Тектоника и история формирования Усури-Ханкайского срединного массива. — Сов. геол., № 12.
- Гузиев И. С. 1964. Щелочная петрографическая провинция Западной Камчатки. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во.
- Гурарий Г. В., Соловьева И. А. 1963. Строение земной коры по геофизическим данным. — Труды ГИН АН СССР, вып. 98.
- Деменицкая Р. М. 1967. Кора и мантия Земли. М., «Недра».
- Держунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. 1971. Герциниды Монголии и проблемы Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Де Ровер В. П. 1970. Некоторые проблемы образования глаукофана и лавсонита. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., «Наука».
- Джеффрис Г. 1960. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ.
- Дмитриев Л. В. 1969. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта. — Геохимия, № 10.
- Дмитриев Л. В. 1972. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1. М., «Наука».
- Добрецов Н. Л. 1964а. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 166). М., «Наука».
- Добрецов Н. Л. 1964б. К проблеме генезиса гипербазитов. — Геол. и геофиз., № 3.
- Добрецов Н. Л. 1968а. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенных поясов. — В кн.: Орогенические пояса (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Добрецов Н. Л. 1968б. Обзор проявлений глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Добрецов Н. Л. 1969. Глаукофановые сланцы СССР. Автореф. докт. дис. Новосибирск.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. 1965. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта северо-западной Камчатки. — Докл. АН СССР, 160, № 1.
- Добрецов Н. Л., Арнаутов Н. В., Пономарева Л. Г. 1967. К геохимии глаукофанового метаморфизма. — Геохимия, № 8.
- Добрецов Н. Л., Курода Е. 1969. Геологическое развитие глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления. — Геол. и геофиз., № 12.
- Добрецов Н. Л., Меламед В. Г., Шаранов В. Н. 1970. Динамика регионального метаморфизма в условиях модели «простого погружения» коры океанического типа. — Геол. и геофиз., № 10.

- Долматов Б. К. 1972. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Владивосток.
- Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. 1969. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка). — Докл. АН СССР, 187, № 5.
- Долматов Б. К., Хотин М. Ю. 1969. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатского мыса (Восточная Камчатка). — Сов. геол., № 7.
- Дортман Н. Б., Васильева В. И., Вейнберг А. К., Дубничик Э. Я., Жданов В. В., Зотова И. Ф., Илаев М. Г., Трупина В. Я., Хорева Б. Я., Шолло Л. Е. 1964. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра».
- Драновский Я. А. 1967. Современные геосинклинали Тихоокеанского бассейна. — Геотектоника, № 1.
- Егизаров Б. Х. 1970. Геология Корякского Нагорья. Автореф. докт. дисс. Л.
- Егоров А. Е. 1967. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов Сахалина. — Докл. АН СССР, 175, № 6.
- Егоров А. Е. 1969а. О возрасте метаморфических комплексов Сахалина. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 22. Южно-Сахалинск.
- Егоров А. Е. 1969б. Тектоника метаморфических комплексов Сахалина и их положение в общей структуре острова. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 22. Южно-Сахалинск.
- Егоров А. Е., Евсеев В. Ф., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. 1969. Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о-ва Сахалин. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 22. Южно-Сахалинск.
- Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. 1969. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 22. Южно-Сахалинск.
- Елисеева В. К. 1959. Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня. — Сов. геол., № 5.
- Елисеева В. К., Соснина М. И. 1964. О находке верхнепермских отложений на о-ве Сахалин. — Геол. и геофиз., № 10.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра».
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. 1969. Степень равновесности габброидных пород и ее генетическое значение. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 2. Ультрабазиты. Свердловск.
- Заборовская И. Б., Липков Л. Э., Марков М. С., Некрасов Г. Е. 1965. Генезис меловых структур полуострова Тайгонос. — Геотектоника, № 6.
- Загружина И. А. 1972. О времени проявления основного магматизма в Анадырско-Корякской складчатой системе. — Геол. и геофиз., № 10.
- Зверев С. М. 1969. ГСЗ на море. — В кн.: Материалы международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, «Наукова думка».
- Зверев С. М. 1970. О работах по глубинному сейсмическому зондированию на море. — Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», № 1.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В., Харлов Э. М. 1965. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных и Средних Курильских островов. — В кн.: Тезисы докладов выездной сессии ОНЗ АН СССР на Дальнем Востоке. М., «Наука».
- Зверев С. М., Мерклин Л. Р. 1966. Глубинное строение юго-восточного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба. — Геотектоника, № 5.
- Зверев С. М., Тулина Ю. В. 1966. Некоторые результаты детального изучения строения земной коры южной части Курильской островной дуги методом ГСЗ. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. 3. М., «Наука».
- Зверев С. М., Тулина Ю. В., Лившиц М. Х., Трескова Ю. А. 1969. Новые данные о строении земной коры Сахалино — Хоккайдо — Приморской зоны. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука».
- Земная кора. 1957. Перевод с англ. М., ИЛ.
- Зоненшайн Л. П. 1971. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника». — Геотектоника, № 6.
- Иванов В. В. 1971. Мезозойский тектогенез в северной части Корякско-Камчатских кайнозойд. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Иванов С. Н. 1969. К проблеме происхождения геосинклинальных ультрабазитов (на примере Урала). — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 2. Ультрабазиты. Свердловск.
- Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин А. М., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Смирнов Г. А. 1972. Природа Уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, 206, № 5.
- Иващенко А. И., Соловьев С. Л. 1969. Мощность земной коры в Курило-Охотском регионе по дисперсии поверхностных волн Лява и Релея. — Геол. и геофиз., № 9.
- Исаев Е. Н., Конторович Р. С., Ушаков С. А. 1968. О строении коры различных звеньев Курильской островной дуги. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 5. Л., «Недра».
- Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. 1972. Кн. I. М., «Наука».
- Казакова Э. Н., Неверов Ю. Н., Сергеев К. Ф., Соловьева Н. А., Стрельцов М. И. 1967. О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. — Докл. АН СССР, 173, № 4.
- Кайгородцев Г. Г. 1966а. Геология и петрография Усть-Бельского гипербазитового мас-

- сива в бассейне р. Анадырь. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан.
- Кайгородцев Г. Г.* 1966б. Тектоническое строение и магматизм северной части Корякско-Камчатской области. Автореф. канд. дисс. Якутск.
- Кайгородцев Г. Г., Жаркова З. А.* 1968. Офиолитовые формации северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан.
- Камалетдинов М. А.* 1972. Основные особенности тектоники западного склона Южного Урала. Автореф. докт. дисс. М.
- Камалетдинов А. М., Казанцева Т. Т.* 1970. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 4.
- Книппер А. Л.* 1969а. Породы мантии на поверхности Земли. — Природа, № 7.
- Книппер А. Л.* 1969б. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые вопросы инициального магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Книппер А. Л.* 1970. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры. — Геотектоника, № 2.
- Книппер А. Л.* 1973. Океаническая кора в структуре юга Альпийского пояса Европы, западной части зарубежной Азии и Кубы. Автореф. докт. дисс. М.
- Книппер А. Л.* 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). — Труды ГИН АН СССР, вып. 267, М., «Наука».
- Кобранова В. Н.* 1962. Физические свойства горных пород (петрофизика). М., Госгеолтехиздат.
- Коржинский Д. С.* 1953. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Ф. М.* 1963. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.
- Косминская И. П., Зверев С. М.* 1969. Проблемы сейсмических исследований в зоне перехода от континентов к океанам. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука».
- Красный Л. И.* 1960. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 37.
- Красный Л. И.* 1966. Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса. В кн.: Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра».
- Кропоткин П. Н.* 1948. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кропоткин П. Н.* 1968. О возрасте и происхождении океанов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 43, вып. 5.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н.* 1958. Аномалия силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. М., изд. МГУ.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 134. М.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А., Федоров Н. А.* 1964. Тектоническая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., «Недра».
- Кудряцев Г. А., Агентов В. Б., Гатинский Ю. Г., Машина А. В.* 1969. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. Л., «Недра».
- Кузнецов Ю. А.* 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Кюенен Ф. Г.* 1952. Индонезийские глубоководные желоба. — В кн.: Островные дуги. М., ИЛ.
- Лебедев М. М.* 1968. Ганальская метаморфическая зона Камчатки. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Толстой М. И., Продайвода Г. Т.* 1971а. Исследование скорости продольных волн в вулканогенных породах при высоких давлениях. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».
- Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А.* 1971б. Упругие свойства пород Украинского щита при высоких температурах (экспериментальные данные). — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».
- Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А.* 1971а. Изучение некоторых упругих параметров горных пород при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».
- Левыкин А. И., Фарберов.* 1971. Упругие параметры эффузивов и ксенолитов вулканов Камчатки при давлениях до 27 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка».

- Ли Дж., Уеда С., Тейлор Р. 1970. Геотермические исследования континентальных окраин и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М., «Мир».
- Лившиц И. Л. 1972. Два этапа регионального метаморфизма пород северной части полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 205, № 6.
- Липкин Ю. С., Липкина М. И. 1971. Геологическое строение Ханкайского массива и его положение в мезозоидах Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Лутц Б. Г., Томашевская И. С., Акимов А. П., Галдин Н. Е. 1971. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. — В кн. Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука».
- Люстих Е. Н. 1955. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153).
- Люстих Е. Н. 1957. Изостазия и изостатические гипотезы. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 38 (165).
- Люстих Е. Н. 1959. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11.
- Ляховицкий Ф. М., Володарский Р. Ф. 1966. К вопросу о связи продольных волн с плотностью горных пород. — В кн.: Геофизические исследования, сб. 2. М., Изд-во МГУ.
- Магницкий В. А. 1958. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. — В кн. Вопросы космогонии, т. 6. М., Изд-во АН СССР.
- Магницкий В. А. 1965. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра».
- Мазарович А. Н. 1951. Основы региональной геологии материков, ч. 1—2. М., Изд-во МГУ.
- Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. 1973. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 210, № 5.
- Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука».
- Маракушев А. А. 1968а. Некоторые черты развития и принципы расчленения метаморфических зон Тихоокеанского пояса. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Маракушев А. А. 1968б. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука».
- Маракушев А. А. 1971. Проблемы метаморфизма. — Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. 1971. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука».
- Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). — Труды Восточно-Сибирск. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Марков М. С. 1968. К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг. — В кн.: Вулканизм и тектогенез (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия). Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Марков М. С. 1969. К проблеме формирования «гранитного» слоя островных дуг. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Марков М. С. 1970. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. — Геотектоника, № 2.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — Труды ГИН АН СССР, вып. 168. М.
- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. 1972. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). — Геотектоника, № 4.
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. 1969. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. — Геотектоника, № 5.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. 1967. Островные дуги и становление «гранитного» слоя земной коры. — Геотектоника, № 1.
- Марков М. С., Соловьева И. А. 1972. Глубинное строение островных дуг и Альпийской складчатой области. — Геотектоника, № 1.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. 1969. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. 1971. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. — Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Мархинин Е. К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука».
- Марченко А. Ф. 1968. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород. — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Сляднев Б. Н. 1969. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке. — В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку. Изд-во АН АзербССР.
- Меланхолина Е. Н. 1972. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. Автореф. канд. дисс. М.
- Мельников О. А. 1971. О роли мезозойских тектонических движений в структурах Сахалина и Хоккайдо. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. 1971. Состояние проблемы срединных

- массивов Северо-Востока СССР. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Мигович И. М. 1972. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. Автореф. канд. дисс. Л.
- Мигович И. М., Похилайнен В. Н. 1971. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Михайлов А. Ф. 1959. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского кряжа. — Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, вып. 15.
- Михайлов А. Ф. 1962. Геолого-петрологическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. — Труды ВСЕГЕИ, 73 (Петрогр. сб. № 4).
- Мишин В. П. 1971. Разновозрастные эвгеосинклинальные формации Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Мишкин М. А., Лепиков Е. Н., Овчарек Э. С. 1970. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в южном Приморье. — Докл. АН СССР, 190, № 6.
- Мишкин М. А., Шкодзинский В. С., Лаговская Е. А. 1969. Новые данные по петрологии метаморфического комплекса полуострова Тайгонос. — Докл. АН СССР, 184, № 5.
- Молдаванцев Ю. Е. 1963. Метаморфический пояс севера Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала (Труды I Уральского петрографического совещания, т. 3). Свердловск.
- Морковкина В. Ф. 1967. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука».
- Морковкина В. Ф., Гаврилова С. Н. 1970. Сосуществующие пироксены в породах пироксенит-габбронидного комплекса севера Урала. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука».
- Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, № 2.
- Муратов М. В. 1957. Проблема происхождения океанических впадин. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 32, вып. 5.
- Муратов М. В. 1967. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. — Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 10.
- Мурдмаа И. О., Проконцев Н. Г. 1968. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского подводного хребта. — Докл. АН СССР, 181, № 2.
- Набоко С. И. 1959. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 16.
- Нагибина М. С. 1960. История развития структур Монголо-Охотского пояса. — В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР.
- Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды ГИН АН СССР, вып. 79. М.
- Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. 1970. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — Сов. геол., № 4.
- Некрасов Г. Е. 1971. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — Геотектоника, № 5.
- Некрасов Г. Е. 1972. Верхнемезозойские структуры, гранитоидные и метаморфические комплексы полуострова Тайгонос. Автореф. канд. дисс. М.
- Николаевский А. А. 1967. Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным. — Труды Северо-Восточного комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 30. Магадан.
- Обуэн Ж. 1967. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. Перевод с англ. М., «Мир».
- Овчинников Л. Н. 1958. К вопросу определения абсолютного возраста рудных месторождений. — Геохимия, № 6.
- Овчинников Л. Н. 1963. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I.
- Ог Э. 1932. Геология, т. I. Госгеолтехиздат.
- Окранные континентов и островные дуги. 1970. Перевод с англ. М., «Мир».
- Островные дуги. 1952. Перевод с англ. М., «ИЛ».
- Павловский Е. В. 1948. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири, Восточной Африки и Аравии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Труды Восточно-Сибирск. геол. ин-та СО АН СССР, серия геол., вып. 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1963. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — Труды ГИН АН СССР, вып. 93. М.
- Павловский Е. В., Марков М. С. 1964. Особенности тектоники ранних этапов развития континентов. — В кн.: Деформация горных пород и тектоника (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., «Наука».
- Паламарчук С. Ф., Таптыба С. 1968. Докембрий северо-восточного Средиземноморья. — В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). Л., «Наука».

- Пащенко Я. Е. 1958. Нижний палеозой и протерозой на острове Сахалине. — Докл. АН СССР, 118, № 3.
- Пейве А. В. 1948. Тектоника Северо-Уральского бокситоносного пояса. М., изд. МОИП.
- Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А. 1972. «Базальтовый» слой земной коры в западной части Тихого океана. — Докл. АН СССР, 203, № 2.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклиальный процесс. — Докл. АН СССР, 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса. — Сов. геол., № 12.
- Перфильев А. С. 1968. Особенности тектоники севера Урала. — Труды ГИН АН СССР, вып. 182. М.
- Перчук Л. Л. 1970. Равновесие породообразующих минералов. М., «Наука».
- Петелин В. П. 1961. Гранулометрия и разнос терригенных компонентов в Охотском море. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР.
- Петрушевский Б. А. 1964. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука».
- Плошко В. В., Богданов Ю. А. 1968. Ультрабазиты из глубоководного желоба Романш. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Полдсварт А. 1957. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. 1969. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, № 4.
- Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. 1966. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (северо-западная Камчатка). — Геол. и геофиз., № 4.
- Пуцаровский Ю. М. 1964а. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского кольца. — В кн.: Гималайский и Альпийский орогенез (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 11). М., «Недра».
- Пуцаровский Ю. М. 1964б. О тектонике Сахалина. — Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Пуцаровский Ю. М. 1971. Тектонические карты; обобщение опыта составления. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука».
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуцг-Рифа М. 1967. Тектоническая карта Кубы масштаба 1 : 1 250 000. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука».
- Райтт Р. У. 1966. Сейсмические исследования методом преломленных волн в районе Индонезийской островной дуги. — В кн.: Второй Международный океанографический конгресс. Тезисы докладов. М.
- Ризниченко Ю. В., Силаева О. И. 1955. Определение зависимости скоростей распространения упругих волн в образцах горных пород от одностороннего давления. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3.
- Рикитакэ Т. 1970. Геофизические и геологические данные в Японской островной дуге и ее обрамлении. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир».
- Рингвуд А. Э. 1972. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир».
- Роджерс Дж. 1968. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. — Геотектоника, № 3.
- Родионова Р. И. 1970. Включения в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение и геологическое значение). Автореф. канд. дисс. М.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И. 1971. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги (по материалам петрографического изучения ксенолитов). — Геол. и геофиз., № 2.
- Рождественский В. С. 1966. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — Геол. и геофиз., № 3.
- Розен О. М., Марков М. С. 1973. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). — Геотектоника, № 3.
- Ротман В. К. 1968. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез (Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».
- Рудич Е. М. 1962. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР.
- Руженцев С. В. 1971а. Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район). — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Руженцев С. В. 1971б. Некоторые особенности тектонической структуры Косистекского района (Северные Мугуджары). — Докл. АН СССР, серия геол., 196, № 1.
- Савицкий В. О., Краснов Е. В. 1970. О присутствии морской верхней юры на острове Сахалине. — Геол. и геофиз., № 3.

- Салун С. А. 1963. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-алинской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 6.
- Салун С. А. 1971. Основные черты мезозойского тектогенеза в южной части Советского Дальнего Востока. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Семенов Д. Ф. 1969. О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалин. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 22. Южно-Сахалинск.
- Сергеев К. Ф. 1962. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу. — Труды Сахалинск. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 12. Южно-Сахалинск.
- Сергеев К. Ф. 1963. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов. — Докл. АН СССР, 153, № 4.
- Сидорчук И. А., Герман Л. Л. 1968. О взаимоотношениях фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематического возраста (на примере Ганальского хребта). — В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток.
- Синицын В. М. 1971. Спаль, Л., «Недра».
- Скорикова М. Ф. 1965. Физические свойства горных пород Южного Сахалина. — Развед. геофиз., вып. 7. М., «Недра».
- Скорикова М. Ф. 1970. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М., «Наука».
- Скорикова М. Ф. 1971. О зависимости «скорость — плотность» в горных породах различных регионов зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев. «Наукова думка».
- Смирнов А. М. 1972. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса и его платформенного обрамления. Автореф. докт. дисс. М.
- Смирнов Л. М. 1971. Тектоника Западной Камчатки. — Геотектоника, № 3.
- Смирнов Я. Б. 1968а. Исследование связей теплового поля с геолого-тектоническим строением земной коры. Автореф. канд. дисс. М.
- Смирнов Я. Б. 1968б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, № 6.
- Соболев В. С. 1964. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. — Геол. и геофиз., № 1.
- Соболев И. Д. 1969. Глубинное строение и магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 2. Ультрабазиты. Свердловск.
- Соловьева И. А. 1968. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика Охотского и Карийского регионов. Автореф. канд. дисс. М.
- Соловьева Н. А. 1968. Роль вулканизма в формировании малокурильской свиты. — Докл. АН СССР, 179, № 4.
- Соловьева Н. А. 1969. Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской дуги. Автореф. канд. дисс. М.
- Справочник физических констант горных пород. 1969. М., «Мир».
- Стрельцов М. И. 1970. Дислокации южной части Курильской островной дуги. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. 1964. М., «Наука».
- Сычев П. М. 1968. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. — В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука».
- Тарасенко Т. В., Лопатин Б. В., Демин Г. Н. 1969. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной части Корякского нагорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное кн. изд-во.
- Тектоника Евразии. 1966. (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000). М., «Наука».
- Тектоническая карта Северо-Востока СССР. 1966. Масштаб 1 : 2 500 000. М. — Л., Изд-во ГУКа.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. 1970. Масштаб 1 : 10 000 000. М. — Л., Изд-во ГУКа.
- Терехов М. И. 1971. Геологическое строение и история развития южной части Омолонского массива и его складчатого обрамления. Автореф. канд. дисс.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. 1969. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1 : 250 000). — Труды Северо-восточн. комплексн. научн.-исслед. ин-та, вып. 33.
- Тихий океан. 1967. Берега Тихого океана. М., «Наука».
- Тихий океан. 1970. Осадкообразование в Тихом океане, кн. I. М., «Наука».
- Тихомиров В. В. 1958. К вопросу о развитии земной коры и природа гранитов. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Тузев И. К., Сычев П. М., Павлов Ю. А., Гимпельсон М. С. 1967. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны

- перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн. Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск; «Наука».
- Удинцев Г. Б. 1955. Происхождение рельефа дна Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 13. М.
- Умбров Дж. 1952. Островные дуги. — В кн. Островные дуги. М., ИЛ.
- Уэрзел Дж. 1970. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир».
- Федотов С. А. 1966. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 год. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли (Труды 2-го Всесоюзного вулканологического совещания, т. 3). М., «Наука».
- Федотов С. А. 1969а. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1969 год. — В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский. Дальневосточное кн. изд-во.
- Федотов С. А. 1969б. О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги. Автореф. докт. дисс., М.
- Федотов С. А., Кузин И. П. 1963. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. — Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.
- Физические свойства вещества земной коры. 1967. — Геофизический сборник, вып. 21. Киев, «Наукова думка».
- Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. 1971. Киев, «Наукова думка».
- Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. 1968. М., «Наука».
- Флоренсов Н. А. 1969. Мезозойские и кайнозойские впадины. Прибайкалья. — Труды Восточно-Сибирск. филиала АН СССР, серия геол., вып. 19.
- Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., «Недра».
- Хаин В. Е. 1970. Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, № 1.
- Халевин Н. И., Буньков А. М., Долгих В. В. 1968. Применение пространственных сейсмических зондирований для изучения земной коры на Урале. — Геол. и геофиз., № 3.
- Хесс Г. Г. 1952. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Островные дуги. М., «ИЛ».
- Хорва Б. Я. 1966. Петрогенетические типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, № 6.
- Хотин М. Ю. 1972а. Кремнистые породы верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации полуострова Камчатский мыс. — Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Хотин М. Ю. 1972б. Литология верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского мыса и условия ее образования. Автореф. канд. дисс. М.
- Хотин М. Ю., Марков М. С. 1972. Верхнемеловые океанические формации на Восточной Камчатке. — В кн.: Тезисы докладов на сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск.
- Чернышева В. И. 1971. Магматические и метаморфические породы дна Индийского океана. Автореф. канд. дисс. М.
- Чехович В. Д. 1965. К тектонике Карибского бассейна. — Геотектоника, № 6.
- Шатский Н. С. 1946. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1963. Избранные труды, т. 1. М., «Наука».
- Шатский Н. С., Богданов А. А. 1957. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат.
- Шашкина В. И. 1969. Эклитгоподобные и другие породы интрузии р. Сокол (Сусунайский хребет, Южный Сахалин). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток.
- Шейнманн Ю. М. 1964. Магмы и геосинклиальный процесс. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука».
- Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., «Недра».
- Шор Дж. 1970. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир».
- Шпетный А. П. 1969. Омолонский массив — структура каледонской консолидации. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Штейнберг Д. С., Булыгин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминых В. Г. 1969. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 2. Ультрабазиты. Свердловск.
- Штилле Г. 1964. Избранные труды. М., «Мир».
- Штилле Г. 1968. Ассинская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир».
- Штрейс Н. А. 1947. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 5.
- Штрейс Н. А. 1951. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. — В кн.: Тектоника СССР, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Штрейс Н. А. 1960. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
- Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных си-

стем. — В кн.: Вулканизм и тектогенез (Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия Докл. сов. геологов. Проблема 2). М., «Наука».

- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука».
- Шутов В. Д.* 1967. Классификация песчаников. — Литология и полезные ископаемые, № 5.
- Эрлих Э. Н.* 1969. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца — проблемы соотношений. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Эрлих Э. Н., Шанцер А. К., Кутнев Ф. Ш.* 1971. Меймечиты Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Эрнст У. Г.* 1970. Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. 2. М., «Наука».
- Aki K.* 1961. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 39.
- Akima T.* 1952. On dispersion curves of surface waves from the great Assam Earthquake of September 15, 1950. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 30, pt 3.
- Allen J. B., Deans T.* 1965. Ultrabasic eruptives with alnöitickimberlitic affinities from Malaita, Solomon Islands. — Mineral Mag., 34.
- Antione J. W.* 1959. Seismic studies in the Western Caribbean. — Trans. Amer. Geophys. Union, 40, N 1.
- Antione J., Ewing J.* 1963. Seismic refraction measurements on the margins of the Gulf Mexico. — J. Geophys. Res., 68, N 7.
- Aumento F.* 1968. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. II. Basalts from the area of Confederation Peak. — Canad. J. Earth Sci., 5.
- Aumento F.* 1969a. Diorites from the Mid-Atlantic at 45° N. — Science, 165.
- Aumento F.* 1969b. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Fission track and ferro-manganese chronology. — Canad. J. Earth Sci., 6.
- Aumento F., Loncarevič B. D.* 1969. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. IV. Bald Mountain. — Canad. J. Earth Sci., 6.
- Aumento F., Loncarevič B. D., Ross D. J.* 1971. Hundson Geotravers: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A — 268.
- Aumento F., Loubat H.* 1971. The Mid-Atlantic ridge near 45° N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. — Canad. J. Earth Sci., 8, N 6.
- Avias J.* 1953. Contributions à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécédentes de la Nouvelle-Calédonie Centrale. — Sci. terre, 1, N 1—2.
- Barr K. G., Robson G. R.* 1963. Seismic delays in the Eastern Caribbean. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 7, N 3.
- Bemmelen R. W. van.* 1968. The evolution of the Indian Ocean Mega-Undation. — Tectonophysics, 2, N 1.
- Biehler S., Solomon S.* 1969. Crustal structure from gravity anomalies in the Southwest Pacific. — J. Geophys. Res., 74.
- Birch F.* 1955. Physics of the crust. — Geol. Soc. America Spec. Paper, N 36.
- Birch F.* 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbars. Pt. I. — J. Geophys. Res., 65, N 4.
- Birch F.* 1961. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbars. Pt. II. — J. Geophys. Res., 66, N 7.
- Birch F., Le Comte P.* 1960. Temperature-pressure plane for albite composition. — Amer. J. Sci., 258.
- Blake D. H., Miezities J.* 1967. Geology of Bouganville and Buka Islands, New Guinea. — Bull. Bur. Mineral Resources Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral, N 93.
- Boettcher A. L., Wyllie P. J.* 1968. Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids. — Geochim. et cosmochim. acta, 32, N 9.
- Bogdanov N. A.* 1970. Tectonic development of oceanic trenches in the systems of the Island arcs of the West Pacific. — In: Twelfth Pacific Sci. Congr. Record of Proceedings, I. Abstracts of Papers. Pert, Univ. Western Austral. Press.
- Bonatti E.* 1968. Ultramafic rocks from Mid-Atlantic Ridge. — Nature, 219.
- Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* 1971. Peridotite-gabbrobasalt complex from the equatorial Mid-Atlantic ridge. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A — 268, N 1192.
- Böttcher W.* 1969. Zur Entstehung des magmatischen Troodoskomplexes (Zypern). — Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 110, N 2.
- Bowin C. O.* 1968. Geophysical study of the Cayman trough. — J. Geophys. Res., 73, N 16.
- Bowin C. O., Natwalk A. J., Hersey J. B.* 1966. Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto-Rico Trench. — Bull. Geol. Soc. America, 77.
- Brückner W. D.* 1969. Geology of eastern part of Avalon peninsula, Newfoundland — In: North Atlantic-geology and continental drift. — Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Mem. 12.

- Brunn J. H.* 1955. Etude géologique du Pinde serpentional et de la Macedoine occidentale. — Ann. géol. Pays Hellen, fasc. 7 (These) Paris.
- Brunn J. H.* 1960. Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cor-tege ophiolitique. — Rev. géogr. phys., ser. 2, 8, fasc. 3.
- Bunce E. T.* 1967. Recent seismic studies of the outer ridge north of Puerto Rico. — Trans. Amer. Geophys. Union, 48, N 1.
- Bunce E. T., Fahliquist D. A.* 1962. Geophysical investigation of the Puerto Rico trench and outer ridge. — J. Geophys. Res., 67, N 10.
- Bunce E. T., Fahliquist D. A., Cloygh T. W.* 1969. Seismic refraction and reflection measu-rements — Puerto Rico outer ridge. — J. Geophys. Res., 74, N 12.
- Cann J. R.* 1971. Major element variations in ocean-floor basalts. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A—268, N 1192.
- Cann J. R., Vine F. J.* 1966. An area on the crest of the Carlsberg Ridge; petrology and magnetic survey. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A—259.
- Chase R. L., Bunce E. T.* 1969. Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western North Atlantic Ocean and origin of the Barbados ridge. — J. Geophys. Res., 74, N 6.
- Coleman P. J.* 1959. Nort-Central Guadalcanal. — Rept Internat. Geological Congress. — Geol. Surv. British Solomon Islands Protectorate, N 2.
- Coleman P. J.* 1964. Stratigraphical and structural notes on the British Solomon Islands — with reference to a first Geological map. — Rept Geol. Surv. British Solomon Islands, N 29.
- Coleman P. J.* 1966. The Solomon Islands as an Island arc. — Nature, 211, N 5055.
- Coleman R. G.* 1967. Glaucophane schists from California and New Caledonia. — Tectono-physics, 4, N 4—6.
- Coleman R. G., Grover J. C., Stanton R. L., Thomson R. B.* 1964. A first geological map of the British Solomon Islands. — Rept Geol. Surv. British Solomon Islands, N 28.
- Coleman R. G., Lee D. E.* 1963. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Ca-zadero area, California. — J. Petrol., 4.
- Coombs D. S.* 1963. Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside — silica diagram. — Miner. Soc. America, Spec. paper, N 1.
- Crustal structure in Japan, 1963. — Trans. Amer. Geophys. Union, 44, N 3.
- Dana J. D.* 1866. Observations on the origin of some of the earth's features. — Amer. J. Sci., N 2 (42).
- Davies H. L.* 1968. Papuan Ultramafic Belt. — Report XXIII Session Internat. Geol. Congr., v. 1. Proceedings, Section 1. Prague, "Academia".
- Davies H. L.* 1971. Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust. — Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys. Dept Nat. Developm. Commonwealth Austral., N 128.
- Davies H. L., Irves D. J.* 1965. The geology of Fergusson and Goodenough Islands, Pa-pua. — Rept Commonwealth Austral. Dept Nat. Developm. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., N 82.
- Davies H. L., Smith I. E.* 1971. Geology of Eastern Papua. — Bull. Geol. Soc. America, 82, N 6.
- Dewey J. E., Bird J. M.* 1970. Plate tectonics and geosynclines. — Tectonophysics, N 5—6.
- Dewey J. F., Bird J. M.* 1971. Origin and emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. — Geophys. Res., 76, N 14.
- Dewey J. F., Horsfield B.* 1970. Plate tectonics, orogeny and continental growth. — Na-ture, 225.
- Dewey J. F., Pankhurst R. J.* 1970. The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 68, N 11.
- Dhonau T. J., Hutchison Ch. S.* 1966. The Darvel Bay area, east Sabah Malaysia. — An-nual Geol. Surv., Borneo Region, Malaysia Repts for 1965.
- Dietz R. S.* 1961. Contientental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor. — Nature, 190, N 4779.
- Dietz R. S.* 1963. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. — J. Geol., 71, N 3.
- Dmitriev L. V., Vinogradov A. P., Udintzev G. B.* 1971. Petrology of ultrabasic rocks from rift zones of the Mid-Indian Ocean ridge. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A268.
- Doubertret L.* 1953. Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay. — Notes et mem. sur le Moyen Orient, 6.
- Dow D. B., Davies H. L.* 1964. The geology of the Bowutu Mountains, New Guinea. — Rept Commonwealth Austral. Dept Nat. Developm. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., N 75.
- Dow D. B., Dekker F. E.* 1964. The geology of the Bismark mountains, New Guinea. — Rept Commonwealth Austral. Dept Nat. Developm. Bur. Mineral Resources, Geol. and Geophys., N 76.
- Dowling J. J., Fahliquist D. A.* 1967. Seismic refraction profiles in the vicinity of the Cay-man trough. — Trans. Amer. Geophys. Union, 48, N 1.
- Ducloz Ch.* 1958. Generalized geological map Central and Northern Las Villas Province, Cuba. Scale 1 : 100 000.
- Ducloz Ch., McFall C. C.* 1958. Geology of the Meneses uplift, Las Villas. Cuba.

- Edgar T., Ewing J. L., Hennion J. 1967. Seismic refraction and reflection in the Caribbean sea. — Trans. Amer. Geophys. Union, **48**, N 1.
- Engel C. G., Fisher R. L. 1969. Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid-Indian Ocean ridge. — Science, **166**.
- Ernst W. G. 1961. Stability paragenesis of glaucophane — Amer. J. Sci., **259**, N 10.
- Ernst W. G. 1963. Petrogenesis of glaucophane schists. — J. Petrol. **4**.
- Ernst E. G. 1965. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panoche-Pass, California. — Bull. Geol. Soc. America, **76**, N 8.
- Ernst E. G. 1971. Do mineral paragenesis reflect unusually highpressure conditions of Franciscan metamorphism. — Amer. J. Sci., **270**, N 2.
- Ernst E. G., Seki J. 1967. Petrological comparison of the Franciscan and Sambagawa metamorphic terranes. — Tectonophysics, **4**, N 4—6.
- Escher B. G. 1933. On the relation between the volcanic activity in the Netherlands East Indies and the belt of negative gravity anomalies. — Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., **B**, **36**.
- Essene E. J., Fyfe W. S., Turner F. J. 1965. Petrogenesis of Franciscan schists and associated metamorphic rocks. — Calif. Betr. Mineral., Petrography, N 11 (5).
- Ewing M., Worzel J. L. 1954. Gravity anomalies and structure of the West Indies, pt 1. — Bull. Geol. Soc. America, **65**, N 2.
- Ewing J. L., Officer C. B., Johnson H. R., Edwards R. S. 1957. Geophysical investigation in the eastern Caribbean: Trinidad shelf, Tobago Trough, Barbados Ridge, Atlantic Ocean. — Bull. Geol. Soc. America, **68**, N 7.
- Ewing J., Antone J., Ewing M. 1960. Geophysical measurements in the Western Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico. — J. Geophys. Res., **65**, N 2.
- Ewing J., Ewing M. 1962. Reflection profiling in and around the Puerto-Rico trench. — J. Geophys. Res., **67**, N 12.
- Ewing M., Ludwig W. J., Ewing J. 1965. Oceanic structure history of the Bering Sea. — J. Geophys. Res., **70**.
- Fisher R. L., Engel C. C. 1969. Ultramafic and basaltic rocks dredged from nearshore flank of the Tonga Trench. — Bull. Geol. Soc. America, **80**.
- Flint D. S., Albear J. F. de, Guild P. W. 1948. Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey Province, Cuba. — Bull. Geol. Surv. America, 954-B.
- Gann J. R. 1971. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A—268.
- Gansser A. 1960. Auseralpine Ophiolite-problem. — Eclogae geol. helv., **52**, N 2.
- Gass J. G. 1958. Ultrabasic pillow-lavas from Cyprus. — Geol. Mag., **95**, N 3.
- Gass J. G. 1967. The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. — In: Ultramafic and related rocks. N. Y.
- Gass J. G. 1968. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? — Nature, **220**.
- Gass J. G., Massan-Smith D. 1963. The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A—255, N 1060.
- Geology and Economic Minerals of Canada. 1970. Ottawa.
- Gervasio F. C. 1966. A study of the tectonics of the Phillippine Archipelago. — Phillippine Geologist, **20**, N 2.
- Glaessner M. F. 1950. Geotectonic position of New Guinea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **55**, N 5.
- Grabau A. W. 1924. Migration of Geosynclines. — Bull. Geol. Soc. China, **3**.
- Guillon J. H. 1969. Données nouvelles sur la composition et la structure du Grand massif peridotitique du Sud de la Nouvelle Calédonie. — Cahiers ORSTOM, ser. géol., fasc 1, N 1.
- Gutenberg B. 1943. Seismological evidence for root of mountains. — Bull. Geol. Soc. America, **54**, N 4.
- Haile N. S. 1969. Geosynclinal theory of the organizational pattern of the North-West Borneo geosyncline. — Quart. J. Geol. Soc. London, **127**.
- Hamada T. 1959. Gotlandian stratigraphy of the outer zone of Southwestern Japan. — J. Geol. Soc. Japan, **65**, N 770.
- Hamada T. 1965. The Middle Paleozoic group of Japan and its bearing on her geological history. — J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sect. 2, **13**, pt 1.
- Hasegawa K., Osanai H., Suzuki M., Matsushita K. 1961. Pre-Yezo group in the axial zone of Hokkaido. — Rept Geol. Surv. Hokkaido, N 23.
- Hasegawa K., Sako S. 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Kamuidake (Kushiro-62), Hokkaido.
- Hasegawa K., Takahashi T., Matsui K. 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Kamiohiyubetsu (Abashiri-44), Hokkaido.
- Hashimoto W. 1958. Considerations on the geological history of the Yezo-Saghalian geosynclinal area. — In: Jubilee publication in the commemoration of prof. H. Fujimoto 60th birthday. Tokyo.
- Hashimoto W. 1966. On the prehnite-pumpellyite metagraywacke facies. — J. Geol. Soc. Japan, **72**.
- Hashizume M., Oike K., Asano S., Hamaguchi H., Okeda A., Murauchi S., Shima E., Nogoshi M. 1968. Crustal structure in the profile across the northeastern part of Honsu,

- Japan, as derived from explosion seismic observations., pt. 2. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo. Univ., 46, N 3.
- Hattori H.* 1968. Late Mesozoic to recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan. — Rept Geol. Surv. Japan, N 229.
- Hayase I., Ishizaka K.* 1967. Rb-Sr dating on the rocks in Japan. — J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists, 58.
- Heiskanen W. A., Vening-Meinesz F. A.* 1959. The Earth and its gravity field. N. Y. — London.
- Hekinian R.* 1968. Rocks from the mid-oceanic ridge in Indian Ocean. — Deep-Sea Res., 15
- Helmberger D. V.* 1968. The crust-mantle transition in the Bering sea. — Bull. Seismol. Soc. America, 58, N 1.
- Henson F. R. S., Brown R. V., McGinty J.* 1949. A synopsis of the stratigraphy and geological history of Cyprus. — Quart. J. Geol. Soc. London, 105, pt. 1.
- Hermes J. J.* 1968. The Papuan geosyncline and the concept of geosynclines. — Geol. en mijnbouw, 47, N 2.
- Hess H. H.* 1946. Drowned ancient Islands of the Pacific basin. — Amer. J. Sci., 244.
- Hess H. H.* 1962. History of oceanic basins — In: Petrological studies (Buddington volume). N. Y.
- Hess H. H.* 1965. Mid-oceanic ridges tectonics of the sea-floor. — In: Submarine geology and geophysics. London, Butterworth.
- Hiessleitner G.* 1951. Serpentine und Chromerz-Geologie der Balcanhalbinsel — Geol. Bundes Jahrb., Sond. 1.
- Horne G. S.* 1970. Complex volcanic-sedimentary patterns in the Magog Belt of northeastern Newfoundland. — Bull. Geol. Soc. America, 31, N 6.
- Horne G. S., Helwig J.* 1969. Ordovician stratigraphy of Norte Dame Bay, Newfoundland. — In: North Atlantic — geology and continental drift. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12.
- Hughes C. J., Brückner W. D.* 1971. Late Precambrian Rocks of Eastern Avalon Peninsula, Newfoundland—a volcanic Island Complex. — Canad. J. Earth Sci., 8, N 8.
- Hughes C. J., Malpas J. G.* 1971. Metasomatism in the Late Precambrian Bull Arm formation in Southeastern Newfoundland, recognition and implication. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 24.
- Hulchison Ch. S.* 1968. Tectogenic hypothesis applied to the Pre-Tertiary of Sabah and the Philippines. — Rept. Geol. Soc. Malaysia, N 1.
- Iijima A.* 1959. On relationship between the provenances and the depositional basins, considered from the heavy mineral associations of the Upper Cretaceous and Tertiary formation in Central and Southeastern Hokkaido, Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2, 11, pt. 4.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1968—1972. Nat. Sci. Found. VI—XIV. Washington.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* 1968. Seismology and new global tectonics. — J. Geophys. Res., 73, N 18.
- Iwasaki M.* 1955. On the glaucophanic schists of Bizen district, Tokushima city. — J. Sci. Tokushima Univ., N 6.
- Jagi K.* 1960. A doleritic block dredged from the bottom of the Vityaz Deep, Mariana trench. — Proc. Japan. Acad., 36.
- James O. B.* 1972. Lunar Anorthosite 15415: texture, mineralogy and metamorphic history. — Science, 175, N 4020.
- Johnson J. H.* 1957. Geology of Saipan Mariana Islands, pt. 3. — Geol. Surv. America Profess. Paper, N 280—E—j.
- Johnson J. H.* 1954. Fossil and recent calcareous Algae from Guam. — Geol. Surv. America, Profess. Paper, N 403-g.
- Johnson G. G., Alvis R. J., Hertzler R. L.* 1960. Military geology of Jap Islands, Caroline Islands. — U. S. Army Far East Command.
- Kaiser E.* 1903. Alte Gesteine von den Karolinen. — Dtsch. Geol. Ges. 54.
- Kaminuma K., Aki K.* 1963. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 41.
- Kanamori H., Abe K.* 1968. Deep structure of islands areas as revealed by surface waves. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 46, N 5.
- Kanamori K., Mazutani S.* 1965. Ultrasonic measurements of rocks velocities. — Bull. Earthquakes Res. Inst. Tokyo Univ., 43.
- Karig D. E.* 1971. Structural history of the Marian island arc system. — Bull. Geol. Soc. America, 82, N 2.
- Katada M.* 1967. Ryoke metamorphic rocks in the northern Kiso district, Nagano prefecture. — Rept Geol. Surv. Japan, N 223.
- Kay M.* 1967. Stratigraphy and structure of Northeastern Newfoundland bearing on drift in North Atlantic. — Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 51, N 4.
- Kay M.* 1969. Continental drift in North Atlantic Ocean. — In: North-Atlantic-Geology and Continental drift. Amer. Assos. Petrol. Geologists, Mem. 12.
- Kay M., Eldredge N.* 1968. Cambrian trilobites in Central Newfoundland volcanic belt. — Geol. Mag., 105.
- Kennedy M. J., Phillips W. E.* 1971. Ultramafic rocks of Burlington peninsula, Newfoundland. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 24.

- Kirk H. J. C.* 1968. The igneous rocks of Sarawac and Saban. — Bull. Geol. Surv. Borneo region, Malaysia, 5.
- Knopoff L.* 1967. Density-velocity relations for rocks. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 13, N 1—3.
- Kuenen Ph. H.* 1936. The negative isostatic anomalies in the East Indies, with experiments. — Leidsche geol. medd., 8.
- Kuno H.* 1969. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — Bull. Volcanol., ser. 2, 20.
- Landis C. A., Coombs D. S.* 1967. Metamorphic belts and orogenesis in Southern New Zealand. — Tectonophysics, N 4—6.
- Lapierre A.* 1968. Nouvelles observations sur la serie sedimentaire de Mammonia (Cyprus). — C. r. Acad. sci. Paris, ser. D, 267, N 1.
- Lapierre H., Rocci G.* 1967. Le massif pluto-volcanique basique de Kellaki (Cyprus). I. Etude petrographique et structurale. — Sci. terre, 12, N 3.
- Lawson A. C.* 1932. Insular Areas, Foredeeps and geosynclinal seas of the Asiatic Coast. — Bull. Geol. Soc. America, 43.
- Le Pichon X.* 1968. Sea-floor spreading and continental drift. — J. Geophys. Res., 73, N 12.
- Lillie A. R., Brothers R. N.* 1970. The geology of New Caledonia. — New Zealand J. Geol. and Geophys., 13, N 1.
- Lister C. R. B.* 1970. Heat flow west of Juan de Fuca ridge. — J. Geophys. Res., 75, N 14.
- Lister C. R. B.* 1972. On the thermal balance of a mid-ocean ridge. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 26, N 5.
- Ludwig W. J., Ewing J. J., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi J.* 1966. Sediments and structure of the Japan Trench. — J. Geophys. Res., 71.
- Malahoff A., Erickson B. H.* 1969. Gravity anomalies over the Aleutian trench. — Trans. Amer. Geophys. Union, 50, N 10.
- Malahoff A., Woollard G. P.* 1969. The New Hebrides gravity. — Network Hawaii Inst. of Geophysics, Fig. 69—14.
- Markov M. S., Khotin M.* 1971. The structure and geological history of the Kuril-Kamchatka arc. — XII Pacific Sci. Congr., v. 1. Abstr. Australia.
- Marten B. E.* 1971. Stratigraphy of volcanic rocks in Western Arm area of the Central Newfoundland Appalachians. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 24.
- Matsumoto T.* 1967. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. — Tectonophysics, 4, N 4—6.
- Matsumoto T., Jamaguchi M., Janagi T., Matsushita S., Hayase I., Ishizaka K., Kawano Y., Ueda J.* 1968. The Precambrian problem in younger orogenic zones. An example from Japan. — Canad. J. Earth Sci., N 5.
- Matthews D. H., Vine F. Y., Cann J. K.* 1965. Geology of an area of the Carlsberg Ridge, Indian ocean. — Bull. Geol. Soc. America, 76.
- Matuzawa T.* 1959. On the crustal structure in north-east Japan by explosion seismic observations. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 37, N 3.
- Melson W. G.* 1970. Geophysical survey of the Juan de Fuca Ridge and Blanco Through. Washington.
- Melson W. G., Jarosewich E., Bowen V. T., Thompson G.* 1967a. St. Peter and St. Paul Rocks, a hightemperature mantle-derived intrusion. — Science, N 155.
- Melson W. G., Jarosewich E., Giffelli R., Thompson G.* 1967b. Alkali olivin basalt dredged near St. Peter and St. Paul Rocks. — Nature, 215.
- Melson W. G., Thompson G.* 1971. Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A 268.
- Meyerhoff A. A., Hatten C. W.* 1968. Diapiric structures in Central Cuba. — Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 8.
- Mikumo T., Otsuka M., Utsu T., Terashima T., Okada A.* 1961. Crustal structure in Central Japan as derived from the Miboro explosion — seismic observations, pt 2. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 39.
- Minato M.* 1966. Stratigraphie des Palaeozoikum des Kitakami Gebirges und Abe-Orogenese in Japan. — In: Prof. S. Matsushita Memorial Volume, N 1. Kyoto Univ.
- Minato M., Jagi K., Hunachashi M.* 1956. Geotectonic synthesis of the green tuff regions in Japan. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 34, pt 2.
- Mitani K., Fuziwara T., Hasegawa K.* 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, sc. 1 : 50 000. Nemuronambu (Kushiro) Geol. Surv. Hokkaido.
- Mitani K., Osanai H., Hashimoto W.* 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, sc. 1:50 000. Ashorobuto (Kushiro-19). Geol. Surv. Japan.
- Mitchell A. H., Reading H. G.* 1969. Continental margins, geosynclines and oceanic floor spreading. — J. Geol., 77, N 6.
- Mitchell A. H., Reading H. G.* 1971. Evolution of Island arcs. — J. Geol., 79, N 3.
- Miyashiro A.* 1958. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the Central Abukuma plateau. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2, 11, pt 2.
- Miyashiro A.* 1960. Thermodynamics of reactions of rock-forming minerals with silica. Pt 3. Andalusite, kyanite, sillimanite and corundum. — Japan. J. Geol. and Geogr., 31.
- Miyashiro A.* 1961. Evolution of metamorphic belts. — J. Petrol., 2, N 1.
- Miyashiro A.* 1966. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. — Japan. J. Geol. and Geogr., 37, N 1.

- Miyashiro A. 1967a. Aspects of metamorphism in the Circum-Pacific region. — *Tectonophysics*, 4, N 4—6.
- Miyashiro A. 1967b. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. — *Medd. Dansk geol. foren.*, 17, H. 4.
- Miyashiro A. 1969. Metamorphism and its relation to repth. — In: *The Earth Crust and Upper Mantle*. Amer Geophys. Union, monogr. 13. Washington.
- Miyashiro A., Banno S. 1958. Nature of glaucophanitic metamorphism. — *Amer. J. Sci.*, 256, N 2.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M. 1969. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude. — *Contribs Mineral. Petrol.*, 23.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M. 1971. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. A-268, N 1192.
- Molengraaf G. A. F. 1913. Folded mountain chains, overthrust sheets and blockfaulted mountains in the East Indian Archipelago. — *Compt. rend. XII Congr. geol. Internat.*, Ottawa.
- Moores E. M. 1969. Petrology and structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. — *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, N 118.
- Moores E. M., Vine F. J. 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evolution and implications. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, A268, N 1192.
- Morgan W. J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. — *J. Geophys. Res.*, 73.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Chujo J., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi I. 1964. A seismic refraction exploration of Kumano Nada. — *Proc. Japan. Acad.*, 40.
- Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Asanuma T., Yosii T., Hagiwara K., Ichikawa K., Iizuka S., Seto T., Yasui T. 1967. Crustal structure of the Japan sea dived from the deep sea seismic observations. — *J. Phys. Earth.*
- Murauchi S., Den N., Asano S. 1968. Crustal structure of the Phillipine sea. — *J. Geophys. Res.*, 73, N 10.
- Murdock J. N. 1969. Crust-mantle system in the Central Aleutian region — a hypothesis. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 59, N 4.
- Muir J. D., Tilley C. E. 1966. Basalts from the northern part of the Mid-Atlantic Ridge: II. The Atlantis collection from 30° N. — *J. Petrol.*, 7.
- Murthy V. R., Evenson N. M., Borming J., Coscio M. R. 1971. Rb-Sr ages and elemental abundances of K, Rb, Sr and Ba in samples from Ocean of Storms. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 35.
- Nafe J. E., Drake C. L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. — *Geophysics*, 22.
- Neale E. R. W. 1957. Ambiguous intrusive relationships of the Betts Cove—Tilt Cove serpentine belt, Newfoundland. — *Proc. Geol. Assoc. Canada*, 9.
- Neale E. R. W. 1971. Notes on the geology of the island of Newfoundland. — *Geology Rept.*, 4, St. Johns.
- Neale E. R. W., Kennedy M. J. 1967. Relationships of the Fleur de Lys Group to younger groups of the Burlington Peninsula, Newfoundland. — *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, N 4.
- Neale E. R. W., Nash W. A. 1963. Sandy Lake (east half) map area, Newfoundland. — *Canad. Geol. Surv.*, Paper N 62—28.
- Nishimura E., Kamisuri H., Kishimoto J. 1960. Some problems on Piosson's ratio in the earth's crust. — *Tellus*, 10, N 1.
- North-Atlantic geology and Continental drift. 1969. — *Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem.* 12.
- Officer C. B., Ewing J. L., Edwards R. S., Johnson H. K. 1957. Geophysical investigation in the Eastern Caribbean Venezuelan basin, Antilles island arc and Puerto Rico trench. — *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 3.
- Officer C. B., Ewing J. I., Hennion J. F., Harkrider D. G., Miller D. E. 1959. Geophysical investigations in the Eastern Caribbean: summary of 1955 and 1956 cruises. — In: *Physics and chemistry of the Earth*, v. 3. N. Y. — London, Pergamon Press.
- Oldham C. H. G. 1958. Gravity and magnetic investigations along the Alaska Highway. — *Publ. Domin. Observ. Ottawa*, N 21.
- Oliver J. E., Isacks B. 1967. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. — *Geophys. Res.*, 72.
- Osanai H., Mitani K., Ichikawa Sh., Mazushita K. 1963. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nakatonbetsu (Asahigawa-21), Hokkaido.
- Osanai H., Nagao S., Mitani K., Hasegawa K., Hashimoto W. 1958. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Ishikarikanayama (Sapporo-25), Hokkaido.
- Pamič J. J. 1971. Some petrological features of Bosnian peridotite-cabbro-complex in the Dinarid Zone of Jugoslavia. — *Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt.*, N 15.
- Papezik V. S. 1969. Late Precambrian ignimbrites on the Avalon Peninsula, Newfoundland. — *Canad. J. Earth. Sci.*, 6, N 6.
- Papezik V. S. 1970. Petrochemistry of volcanic rocks of the Harbour Main Group, Avalon Peninsula, Newfoundland. — *Canad. J. Earth Sci.*, 7, N 6.
- Papezik V. S., Fleming J. M. 1967. Basic volcanic rocks of the Whalesback area, Newfoundland. — *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, N 4.

- Pardo G.* 1954. Geological Exploration 1952—1954. Cuba, *Archivo Geologico*.
- Pardo G., Macinly R.* 1952. Geologic explanation. Cuba, *Archivo Geologica*.
- Peter G., Elvers D., Yellin M.* 1965. Geological structure of the Aleutian Trench southwest of Kodiak Island. — *J. Geophys. Res.*, **70**.
- Phillips J. D., Thompson C., Herzen R. P. von, Bowen V. T.* 1969. Mid-Atlantic Ridge near 43° N latitude. — *J. Geophys. Res.*, **74**.
- Quon S. H., Ehlers E. G.* 1963. Rocks of the northern part of the Mid-Atlantic Ridge. — *Bull. Geol. Soc. America*, **74**, N 1.
- Raitt R. W., Fisher R. L., Mason K. T.* 1955. Tonga Trench. — *Geol. Soc. America Spec. Paper*, N 62.
- Raitt R. W., Shor G. G. Jr., Francis T. J. G., Morris G. B.* 1969. Anisotropy of the Pacific upper mantle. — *J. Geophys. Res.*, **74**.
- Research group for explosion seismology. 1951. The first explosion seismic observation in North-Eastern Japan. 1951. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **29**.
- Research group for explosion seismology. 1952. The second explosion-seismic observations in N-E. Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **30**, pt 3.
- Research group for explosion seismology. 1953. The third explosion-seismic observations in N-E. Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **31**, pt 4.
- Research group for explosion seismology. 1954. The fourth explosion-seismic observations in N-E. Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **32**, pt 1.
- Research group explosion seismology. 1955. The fifth explosion-seismic observations carried out in N-E. Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **33**, pt 4.
- Research group for explosion seismology. 1961. Crustal structure in Central Japan as derived from the Miboro explosion-seismic observation. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **39**.
- Rikitake T., Miyamura S., Tsubokawa Y., Murauchi S., Uyeda S., Kuno H., Gorai M.* 1968. Geophysical and geological data in and around the Japan Arc. — *Canad. J. Earth Sci.*, **5**, N 4.
- Ringwood A. E., Green D. H.* 1966. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. — *Tectonophysics*, N 3 (5).
- Rocci G., Lapiere H.* 1969. Etude comparative des diverses manifestations du volcanisme preorogénique au sud de Cypre. — *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, **49**, H. 1.
- Rodgers J.* 1968. The eastern edge of the North American continent during the Cambrian and Early Ordovician. — In: *Studies of Appalachian geology: northern and maritime*. N. Y. — London — Sydney — Toronto.
- Rodgers J.* 1970. The tectonics of the Appalachians. N. J., Wiley — Interscience.
- Rodgers J., Neale E. R. N.* 1963. Possible "Taconic" klippen in western Newfoundland. — *Amer. J. Sci.*, **261**.
- Routhier P.* 1946. L'association radiolarites — Roches vertes. — *Compt. rend. Soc. géol. France*, **1**.
- Routhier P.* 1953. Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. — *Mem. Soc. géol. France*, **67**, N 273.
- Saito M.* 1963. Ultrabasic rocks and chrysotile deposits of the Kamuikotan tectonic zone, Hokkaido. — *Rept. Geol. Surv. Hokkaido*, N 29.
- Sako S., Osanai H.* 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Chiroro (Kushiro-40), Hokkaido.
- Sako S., Suzuki M., Kozumi S., Kanayama T.* 1961. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Ottyube (Abashiri-3), Hokkaido.
- Schuchert Ch.* 1923. Sites and nature of the North American geosynclines. — *Bull. Geol. Soc. America*, **34**.
- Science*, 1970, **167**, N 3918.
- Science*, 1972, **175**, N 4020.
- Seki J.* 1961. Geology and metamorphism crystalline schists in the Tenryu district, Central Japan. — *Sci. Repts. Saitama Univ.*, **B**, **4**.
- Seki J.* 1966. Pumpellyite-bearing mineral assemblages and type of metamorphism. — *J. Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, **55**.
- Seki J., Oba T., Nori R., Kuriyagawa S.* 1964. Sambagawa metamorphism in central part of Kii peninsula. — *J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists*, **52**.
- Shand S. J.* 1949. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. — *J. Geol.*, **57**.
- Shibata K.* 1968. K-Ar determination on granitic and metamorphic rocks in Japan. — *Rept. Geol. Surv. Japan*, N 227.
- Shibata K., Adachi M., Mizutani Sh.* 1971. Precambrian rocks in Permian conglomerate from Central Japan. — *J. Geol. Soc. Japan*, **77**, N 8.
- Shimozuru D.* 1960. Elasticity of rocks and some related geophysical problems. — *Japan. J. Geophys.*, **2**, N 3.
- Shiraki K.* 1971. Metamorphic basement rocks of Yap islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an Islands arc. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, **13**, N 1.
- Shor G. G. Jr.* 1959. Reconnaissance seismic-refraction studies of the Aleutian Ridge and the Bering sea. — *Bull. Geol. Soc. America*, **70**, N 12.
- Shor G. G. Jr.* 1960. Seismic-refraction studies at sea near southern and western Alaska. — *Bull. Geol. Soc. America*, **71**, N 12.
- Shor G. G. Jr.* 1962. Seismic-refraction studies off the coast of Alaska. — *Bull. Seismol. Soc. America*, **52**.

- Shor G. G. Jr.* 1964. Structure of the Bering sea and the Aleutian Ridge. — *Marine Geol.*, 1, N 3.
- Shor G. G. Jr.* 1965. Structure of the Aleutian ridge, Aleutian trench and Bering sea. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 46, N 1.
- Shor G. G. Jr., Menard H. W., Raitt R. W.* 1970. Structure of the Pacific basin. — In: *The Sea*, v. 4. N. Y.
- Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W.* 1971. Crustal structure of the Melanesian Area. — *J. Geophys. Res.*, 76, N 11.
- Shubert G. L., Ewing M.* 1956. Gravity reconnaissance survey of Puerto Rico. — *Bull. Geol. Surv. America*, 67, N 4.
- Shubert G. L., Worzel J. L.* 1957. Gravity anomalies and structure of the West Indies. — *Bull. Geol. Soc. America*, 68, N 2.
- Smith Ch. H.* 1958. Bay of Islands igneous complex Western Newfoundland. — *Mem. Geol. Surv. Canada*, N 290.
- Smith J. W., Green D. H.* 1961. The geology of the Musa River area. — *Rept Commonwealth Australia. Dept Nat. Developm. Bur. Mineral. Resources, Geol. and Geophys.*, N 52.
- Stanton R. L.* 1961. Explanatory notes to accompany a first geological map of Santa Isabel. British Solomon Islands Protectorate. — *Overseas geol. and mineral. Resources*, 8, N 2.
- Stanton R. L., Bell Y. D.* 1969. Volcanic and associated rocks of the New Georgia group, British Solomon Islands Protectorate. — *Overseas geol. and Mineral. Resources*, 10.
- Stefle I. M., Smith J. V.* 1971. Mineralogy of Apollo 15415 genesis rock source of anorthosite on Moon. — *Nature*, 234, N 11.
- Stevens R. E.* 1970. Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in West Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic ocean. — *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, N 7.
- Stone D. B.* 1968. Geophysics in the Bering sea and surrounding areas. A review. — *Tectonophysics*, 6, N 6.
- Strong D. F.* 1972. Sheeted diabases of Central Newfoundland: New Evidence of Ordovician Seafloor spreading. — *Nature*, 234.
- Studies of Appalachian geology: northern and maritime.* 1968. N. Y. — London — Sydney — Toronto.
- Suess R.* 1883—1909. *Das Antlitz der Erde*, Bd. I—III. Wien — Prag — Leipzig.
- Sugimoto R., Mitani K., Matsushita K., Takahashi T.* 1962. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Minehama (Abashiri-40), Hokkaido.
- Supan A.* 1907. Die Sundagräben. — *Petermanns geogr. Mitt.*, 53.
- Suzuki J.* 1930. Petrological study of the crystalline schist system of Sikoku. — *Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, N 5.
- Suzuki J., Minato M.* 1958. Gotlandian and Devonian volcanic activities in the Kitakami Mountains. — *Proc. Japan Acad.*, 34, N 5.
- Suzuki M., Hashimoto S., Asai H., Mazushita K.* 1959. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Minehama (Abashiri-40), Hokkaido.
- Takeuchi H., Uyeda S.* 1965. A possibility of present-day regional metamorphism. — *Tectonophysics*, 2, N 1.
- Talwani M., Sutton G. H., Worzel J. L.* 1959. A crustal section across the Puerto Rico trench. — *J. Geophys. Res.*, 64, N 10.
- Talwani M., Worzel J. L., Ewing M.* 1961. Gravity anomalies and crustal structure across the Tonga trench. — *J. Geophys. Res.*, 66.
- Tamaki J.* 1953—1954. The crustal structure of Japan derived from observed travel time curves of shallow earthquakes. — *J. Seismol. Soc. Japan*, ser. 2, 47.
- Tanaka K.* 1959. On the sedimentation of the Cretaceous deposits, especially of the Upper Jezu group in the Serachi anticlinal area, Ishikari cial field. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, 10, N 12.
- Tayama R.* 1935. Geomorphology, geology, and coral reefs of the Jap islands. — *Bull. Inst. Geol. and Paleontol. Fac. Sci. Tohoku Univ.*, N 19.
- Thayer T. P.* 1942. Chrome resources of Cuba. — *Bull. Geol. Surv. America*, 935-A.
- Thayer T. P.* 1963a. The Canyon Mountain Complex, Oregon and the Alpine mafic magna stem. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*. 475-C.
- Thayer T. P.* 1963b. Flow-layering in alpine peridotite-gabbro complexes. — *Spec. Paper Mineral. Soc. America*, N 1.
- Thayer T. P.* 1966. Serpentinisation considered as a constant-volume metasomatic process. — *Amer. Mineralogist*, 51, N 5—6.
- Thayer T. P.* 1967. Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. — In: *Ultramafic and related rocks*. N. Y.
- Thayer T. P.* 1969a. Alpine-type sensu strictu (ophiolitic) peridotites: refractory residues from partial melting or igneous sediments? — *Tectonophysics*, 7, N 5—6.
- Thayer T. P.* 1969b. Peridotite-gabbro complexes as Keys to petrology of Mid-Oceanic Ridges. — *Bull. Geol. Sci. America*, 80, N 8.
- Thayer T. P.* 1971. Autogenic, polygenic and allogenic ultramafic and gabbroic rocks as hosts for magmatic ore deposits. — *Spec. Publ. Geol. Soc. Australia*, N 3.
- Thayer T. P., Brown C. E.* 1967. Is the Tinaquillo Venezuela "pseudogabbro" metamorphic or magmatic. — *Bull. Geol. Soc. America*, 72, N 10.

- Thiel E., Ostense N. A., Bonini W. E., Woollard G. P. 1959. Gravity measurements in Alaska. — Arctic, N 12.
- Thompson J. E., Fisher N. H. 1965. Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting. — VIII Commonwealth Mining and Metallurgical Congress. Australia. Melbourne.
- Thomson R. B., Hackman B. D. 1969. Some geological notes on areas visited by the Royal Society Expedition to the British Solomon Islands. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, B—255.
- Tracey J. L., Schlander S. O. et al. 1964. General geology of Guam. — Geol. Surv. Profess. Paper, 403—A.
- Tsuboi Ch. 1957. Crustal structure along a certain profile across the East Indies as deduced by a new calculation methods. — Verhandl. Koninkl. nederl. Geol., Mijinb. Geol., ser. 18.
- Tuke M. F. 1968. Autochthonous and allochthonous rocks in the Pistolet Bay area in northernmost Newfoundland. — Canad. J. Earth Sci., 5.
- Udintsev G. B., Dmitriev L. V., Vinogradov A. P. 1971. The tectonics of the Mid-Indian Ocean Ridge and the petrography of the solid rocks of its rift zones. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A268.
- Umbgrove J. H. F. 1945. Different types of Island Arcs in the Pacific. — Geol. J., 106.
- Umbgrove J. H. F. 1947. The pulse of the Earth. 2-d ed. Hague.
- Upadhyay H. D., Dewey J. F., Neale E. R. W. 1971. The Betts Cove ophiolite complex Newfoundland: Appalachians oceanic crust and mantle. Geol. Assoc. Canada, Proc., 24.
- Upper mantle project. United States program, final report. 1971. U. S. Upper Mantle committee. Nat. Acad. Sci., Washington.
- Vening-Meinesz. 1954. Indonesian Archipelago. A geophysical study. — Bull. Geol. Soc. America, 65.
- Vening-Meinesz F. A., Umbgrove J. H. F., Kuenen Ph. H. 1934. Gravity expeditions at sea 1923—1932. — Netherl. Geol. Commeto Delft, 2.
- Vine F. J., Matthews D. H. 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. — Nature, 199.
- Vinogradov A. P., Dmitriev L. V., Udintsev G. B. 1971. Distribution of trace elements in crystalline rocks of rift zones. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, A268.
- Weizman P. S. 1966. On the deep structure in the Kuril-Kamchatka region. — Paper Geol. Surv. Canada, N 15.
- Wetherill G. W. 1971. Of Time and the Moon. — Science, 173, N 3995.
- Williams H. 1969. Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachians. — In: North-Atlantic — Geology and Continental drift. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. 12.
- Williams H. 1971. Mafic-Ultramafic complexes in Western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation. — Proc. Geol. Assoc. Canada, 24.
- Williams H., Kennedy M. J., Neale E. R. W. 1970. The Hermitage flexura, the Cabot fault and the disappearance of the Newfoundland Central Mobile belt. — Bull. Geol. Soc. America, 81.
- Willie M. R., Gregory A. R., Gardner L. W. 1956. Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. — Geophysics, 1.
- Wilson J. T. 1965. Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies. — Science, 150 N 3695.
- Wiseman J. D. H. 1937. Basalts from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — Sci. Rept J. Murray Exped. British Mus., 3, N 1.
- Wong N. P., Leong K. M. 1969. Stratigraphical relationship of the Crystalline Basement and Chert-Spilitic formation of Eastern Sabah. Discussion Meeting. — In: Problems in Mesozoic geology in Malaysia. Malaysia.
- Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S. 1970. Mineralogy and petrology of the Appolo II Lunar sample. — Smithsonian Astrophys. Observatory, Spec. Rept, 307 (99).
- Woollard G. P. 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. — J. Geophys. Res., 64.
- Woollard G. P. 1960. Seismic crustal studies during the YGY. Pt 1. Marine Program. — Trans. Amer. Geophys. Union, 41, N 1.
- Woollard G. P., Ostense N. A., Thiel E., Bonini W. E. 1960. Gravity anomalies, crustal structure and geology in Alaska. — J. Geophys. Res., 65, N 3.
- Woollard G. P., Strange W. S., London T. S. 1965. Gravity program of Hawaii Institute of geophysics in Pacific area. — Trans. Amer. Geophys. Union, 46, N 1.
- Yagi K. A dolerite block dredged from the bottom of the Vityaz Deep, Marians Trench. — Proc. Japan Acad., 36, N 4.
- Yono T. 1968. Preliminary notes on the basic inclusions found in the migmatite area of the Hidaka mountains, Hokkaido. — Japan Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologists, 60, N 5.
- Yungul S. H., Dehlinger P. 1962. Preliminary fresh-air gravity anomaly map of the Gulf of Mexico from surface ship measurements and its implications. — J. Geophys. Res., 67, N 12.
- Zen E. 1968. Nature of the Ordovician Orogeny in the Taconic Area. In: Studies of Appalachian geology: northern and maritime. N. Y. — London — Sydney — Toronto.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> . . . . .	5
<b>Глава первая</b>	
<b>Геосинклинальные системы, островные дуги и эволюция земной коры</b> . . . .	7
<b>Глава вторая</b>	
<b>История изучения метаморфических комплексов островных дуг</b> . . . . .	22
<b>Глава третья</b>	
<b>Краткий очерк тектоники Охотского региона</b> . . . . .	25
<b>Область развития позднемеловой складчатости</b> . . . . .	25
Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякская складчатая система . . . . .	27
Хоккайдо — Западно-Камчатская складчатая система . . . . .	28
Кайнозойская Восточно-Камчатская складчатая система . . . . .	31
Курильская островная дуга . . . . .	34
<b>Глава четвертая</b>	
<b>Метаморфические комплексы Охотского региона</b> . . . . .	40
<b>Сихотэ-Алиньско — Западно-Корякская позднемеловая складчатая система</b>	40
Сихотэ-Алинь . . . . .	41
Западная часть Корякского нагорья и полуостров Тайгонос . . . . .	41
<b>Хоккайдо — Западно-Камчатская позднемеловая складчатая система</b> . . . .	46
Центральное Хоккайдо . . . . .	46
Остров Сахалин . . . . .	48
Западная и Центральная Камчатка . . . . .	55
Центральная часть Корякского нагорья . . . . .	63
<b>Кайнозойская складчатая зона Восточной Камчатки</b> . . . . .	64
Ганальский хребет . . . . .	64
Полуостров Озерной и Хавывенская возвышенность . . . . .	69
Остров Карагинский . . . . .	70
<b>Современная геосинклинальная система Курил</b> . . . . .	73
<b>Глава пятая</b>	
<b>Метаморфический меланократовый фундамент некоторых регионов Тихоокеанского тектонического пояса и складчатых зон континентов</b> . . . . .	78
<b>Фундамент островных дуг (современных геосинклинальных систем)</b> . . . . .	78
Полуостров Камчатский мыс . . . . .	78
Остров Хонсю (структурный пояс Куроэгава) . . . . .	95
Остров Яп . . . . .	103
Остров Калимантан . . . . .	104
Остров Новая Гвинея . . . . .	108
Соломоновы острова . . . . .	113

Складчатые зоны континентов (геосинклинали геологического прошлого)	118
Куба . . . . .	118
Югославия . . . . .	121
Кипр . . . . .	123
Урал . . . . .	125
Остров Ньюфаундленд . . . . .	132
Коренные породы дна Мирового океана . . . . .	140
Глава шестая	
Глубинное строение островных дуг и их возможный фундамент . . . . .	145
Курильская островная дуга . . . . .	147
Японская островная дуга . . . . .	153
Антильские островные дуги . . . . .	157
Алеутская островная дуга . . . . .	163
Малайская (Зондская) островная дуга . . . . .	165
Островная дуга Тонга — Кермадек . . . . .	167
Марианская островная дуга . . . . .	170
Островная дуга Рюкю . . . . .	171
Глава седьмая	
Типы метаморфических комплексов и их место в геологической истории островных дуг . . . . .	175
Глаукофановый и плагиогнейсовый комплексы . . . . .	175
Условия образования метаморфических формаций . . . . .	175
Термодинамические условия, существующие в островных дугах . . . . .	176
Развитие островной дуги и формирование метаморфических комплексов . . . . .	180
Меланократовый фундамент и некоторые вопросы его геологии . . . . .	182
Физические свойства пород и возможный состав «базальтового» слоя	183
Внутреннее строение и состав пород «базальтового» слоя по геологическим данным . . . . .	191
Возраст пород «базальтового» слоя . . . . .	195
Происхождение пород меланократового фундамента . . . . .	199
Заключение . . . . .	204
Литература . . . . .	209

## CONTENTS

<b>Introduction</b> . . . . .	5
Chapter one	
<b>Geosynclinal systems, island arcs and evolution of the Earth's crust</b> . . . . .	7
Chapter two	
<b>History of study of metamorphic complexes of island arcs</b> . . . . .	22
Chapter three	
<b>Brief structural outline of the Okhotsk region</b> . . . . .	25
Province of the Late Cretaceous folding . . . . .	25
Sikhote Alin — West Koryak folded system . . . . .	27
Hokkaido — West Kamchatka folded system . . . . .	28
East Kamchatka Cenozoic folded system . . . . .	31
Kuril island arc . . . . .	34
Chapter four	
<b>Metamorphic complexes of the Okhotsk region</b> . . . . .	40
Sikhote Alin — West Koryak Late Cretaceous folded system . . . . .	40
Sikhote Alin . . . . .	41
Western part of the Koryak Highland and the Taygonos Peninsula . . . . .	41
Hokkaido — West Kamchatka Cretaceous folded system . . . . .	46
Central Hokkaido . . . . .	46
Sakhalin Island . . . . .	48
Western and Central Kamchatka . . . . .	55
Central part of the Koryak Highland . . . . .	63
East Kamchatka Cenozoic folded system . . . . .	64
Ganal Range . . . . .	64
Ozerny Peninsula and Chaviven highland . . . . .	69
Karaginsky Island . . . . .	70
Recent geosynclinal system of the Kuril Islands . . . . .	73
Chapter five	
<b>Metamorphic melanocratic basement of some regions in the Pacific tectonic belt and of folded zones of continents</b> . . . . .	78
Basement of island arcs (recent geosynclinal systems) . . . . .	78
Cape Kamchatka Peninsula . . . . .	78
Honshu Peninsula (Kurosegawa structural belt) . . . . .	95
Jap Island . . . . .	103
Kalimantan Island . . . . .	104
New Guinea Island . . . . .	108
Solomon Islands . . . . .	113

Folded zones of continents (geosynclines of the geological past) . . . . .	118
Cuba . . . . .	118
Yugoslavia . . . . .	121
Cyprus . . . . .	123
The Urals . . . . .	125
Newfoundland . . . . .	132
Bedrock of the World Ocean floor . . . . .	140
Chapter six	
<b>Deep-seated structure of island arcs and their possible basement . . . . .</b>	<b>145</b>
Kuril island arc . . . . .	147
Japanese island arc . . . . .	153
Antillean island arcs . . . . .	157
Aleutian island arc . . . . .	163
Malayan (Sunda) island arc . . . . .	165
Tonga — Kermadec island arc . . . . .	167
Mariana island arc . . . . .	170
Ryukyu island arc . . . . .	171
Chapter seven	
<b>Types of metamorphic complexes and their place in the geological history of island arcs . . . . .</b>	<b>175</b>
<b>Glaucophane and plagioclase gneiss complexes . . . . .</b>	<b>175</b>
Conditions of formation of metamorphic complexes . . . . .	175
PT-conditions existing in island arcs . . . . .	176
Evolution of an island arc and formation of metamorphic complexes . . . . .	180
<b>Melanocratic basement and some aspects of its geology . . . . .</b>	<b>182</b>
Physical properties of rocks and possible composition of the «basaltic» layer . . . . .	183
Inner structure and composition of rocks of the «basaltic» layer according geological data . . . . .	191
On the age of rocks of the «basaltic» layer . . . . .	195
Origin of rocks of the melanocratic basement . . . . .	199
<b>Conclusions . . . . .</b>	<b>204</b>
<b>References . . . . .</b>	<b>209</b>

Марк Соломонович Марков

**Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг**

*Утверждено к печати*

*Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом*

Редактор издательства *Р. Л. Мишина*

Художник *Н. П. Фролов*. Художественный редактор *В. А. Чернецов*

Технические редакторы *В. В. Волкова, А. М. Сагарова*

Корректор *Л. В. Письман*

Сдано в набор 3/XII 1974 г. Подписано к печати 4/VI 1975 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.

Бумага типографская № 2. Усл. печ. л. 20,3. Уч.-изд. л. 23,5. Тираж 1000 экз.

Т-10906. Тип. зак. 2684. Цена 2 р. 35 к.

Издательства «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

Набрано в Чеховском полиграфкомбинате Союзполиграфпрома

при Государственном комитете Совета Министров СССР

по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Чехов Московской области

Отпечатано во 2-й типографии издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 35 к.

П1  
вып. 268

*И. В. Леонов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·