



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

М. И. СТРЕЛЬЦОВ

**ДИСЛОКАЦИИ  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ  
КУРИЛЬСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Сахалинский комплексный  
научно-исследовательский институт

551.24

М.И.СТРЕЛЬЦОВ

ДИСЛОКАЦИИ  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ  
КУРИЛЬСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1976



1595

Дислокации южной части Курильской островной дуги. Стрельцов М.И. М., "Наука", 1976 г.

Работа посвящена анализу дислокаций островной дуги, под которыми понимаются перемещения вещества относительно слоистой структуры Земли. Верхнемеловые и кайнозойские образования Курильских островов разделены на структурные ярусы, рассмотрены их пликативные, дизъюнктивные и инъективные дислокации. Большое внимание уделяется вопросам, касающимся природы дислокаций. Показано, что ведущая роль в формировании структуры Курильской дуги принадлежала дизъюнктивным дислокациям, которые обусловили ее складчато-блоковое строение, определили ориентировку складчатых структур, а также местоположение инъективных дислокаций. Наряду с известными в работе применяются и новые методы изучения дислокаций. Предложены способы количественных оценок степени дислоцированности пород, которые используются для выделений структурных ярусов; получили дальнейшее развитие методы определения направления смещений по разломам. Приводится оценка некоторых общих геотектонических построений (гипотез о надвигании Азиатского континента на Тихий океан и о направленности развития земной коры).

Библ. 186 назв. Илл. 33.

Ответственный редактор

К.Ф. СЕРГЕЕВ

---

Михаил Иванович Стрельцов

**ДИСЛОКАЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

Утверждено к печати

Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом  
Дальневосточного научного центра Академии наук СССР

Редактор *Н.М. Митяшова*. Художник *М.Г. Мицкевич*  
Художественный редактор *В.А. Чернецов*. Технический редактор *Г.П. Каренина*

Подписано к печати 20/1-76 г. Т - 03408. Усл.печ.л. 8,25 + 0,5 вкл. Уч.-изд.л. 10,1  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 700 экз. Тип. зак. 585 Цена 1р. 01к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., 40

## ВВЕДЕНИЕ

Курильские острова принадлежат к системе восточноазиатских дуг, которые справедливо считаются одним из самых замечательных явлений в структуре земного шара. Пограничное положение между двумя крупнейшими структурными элементами Земли (Азиатским материком и Тихим океаном), большая протяженность и характерная в плане дугообразная форма, сопряженность с океаническим желобом и глубоководной впадиной Охотского моря, высокая сейсмическая активность и тектоническая подвижность, а также интенсивный современный вулканизм, аномально высокие значения магнитного поля и поля силы тяжести — все эти примечательные особенности сделали Курильскую островную дугу объектом пристального внимания широкого круга исследователей.

Настоящая работа посвящена анализу дислокаций южной части Курильской островной дуги, где ее основные морфологические элементы наиболее выдержаны по простираению. Дислокации — это перемещение вещества относительно слоистой структуры Земли (Косыгин, 1969). Автором разделены верхнемеловые и кайнозойские образования Курильских островов на структурные ярусы, по совокупности геолого-геофизических данных выделены и охарактеризованы типичные дислокации рассматриваемого района, определен возможный механизм образования дислокаций.

Для решения перечисленных задач были привлечены новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике, которые получены в результате исследований геологической природы островных дуг и окраинных морей, проводившихся в лаборатории геотектоники СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Широко использованы также материалы по геологии Курильских островов, имеющиеся в организациях Министерства геологии и Академии наук СССР.

После работы С. Токуда (Tokuda, 1918) стало принятым различать по геолого-геоморфологическим признакам две структурно-фациальные зоны островной дуги — Притихоокеанскую (внешнюю) и Приохотскую (внутреннюю). Характеристика геологических образований и их дислокаций приводится в работе раздельно для каждой из этих зон.

Северо-западная граница Курильской островной дуги с Южно-Охотской котловиной проходит по изобате 3000 м; на юго-востоке примерно по изобате 6000 м дуга граничит с Курило-Камчатским глубоководным желобом, отделяющим ее от ложа Тихого океана. Притихо-

океанская зона дуги выражена на поверхности цепочкой мелких и относительно невысоких островов Малой Курильской гряды, которая сменяется в северо-восточном направлении подводным хребтом Витязя. Приохотская же зона образована на поверхности кулисообразно расположенными островами Большой Курильской гряды (острова Кунашир, Итуруп и Уруп), которые разделяются глубоководными проливами Фриза и Екатерины. Юго-западным продолжением Большой и Малой Курильских гряд на о. Хоккайдо являются соответственно полуострова Сиретоко и Немуро. Геоморфологически граница между Притихоокеанской и Приохотской зонами выражена в виде узкой и протяженной подводной депрессии, которая ниже будет именоваться Срединно-Курильской.

Очень полезными для решения рассматриваемых в работе вопросов были советы и критические замечания сотрудников СахКНИИ В.Н.Аверьяновой, В.К. Гаврилова, А.И. Иващенко, Л.С. Жидковой, В.Н. Занюкова, Э.Н. Казаковой, О.А. Мельникова, Ю.Л. Неверова, Л.М. Нефедова, Ю.А. Павлова, Б.Н. Пискунова, А.А. Поплавского, В.Б. Сергеевой, Н.А. Соловьевой, И.К. Туезова, В.И. Федорченко.

При обсуждении работы в Институте геологии и геофизики СО АН СССР автор получил от сотрудников отдела геотектоники А.К. Башарина, Н.П. Башариной, Н.А. Берзина, К.В. Боголепова, А.М. Боровикова, Ч.Б. Борукаева, В.В. Волкова, В.Д. Ермикова, Ю.А. Косыгина, И.В. Лучицкого, А.Л. Матвеевской, Л.М. Парфенова, В.А. Соловьева и Б.М. Чикова ряд ценных советов, позволивших, в частности, более целенаправленно подойти к изучению проблем геологии Курильских островов.

Иллюстрации к работе выполнены в кабинете картографии и фотокопии института под руководством Б.С. Васюка. Большую помощь в оформлении рукописи оказала Т.П. Некрасова.

Автор выражает искреннюю признательность всем перечисленным выше товарищам. Особенно автор признателен К.Ф. Сергееву, руководившему исследованиями и проделавшему большую работу по редактированию рукописи.

## СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВОПРОСА

565

Вопросы тектоники Курильской островной дуги в различное время рассматривались в работах В.В. Белоусова, Н.П. Васильковского, Г.М. Власова, Г.С. Горшкова, А.В. Горячева, А.Н. Заварицкого, Т. Кобаяси, П.Н. Кропоткина, Ф.Г. Кюенена, Е.К. Мархина, М.С. Маркова, Б.А. Петрушевского, Ю.М. Пушаровского, Е.М. Рудича, К.Ф. Сергеева, Г.Б. Удинцева, Д. Умбгрова, Г.Г. Хесса и других геологов. Однако многие из них до сих пор остаются дискуссионными, что связано в основном со все еще недостаточной геолого-геофизической изученностью территории.

В предисловии к пока единственному монографическому описанию геологического строения Курильских островов (Сергеев, 1966, стр. 3) К.В. Боголепов отмечал, что "...в обобщающих работах по советской части Тихоокеанского подвижного пояса и многочисленных тектонических построениях и схемах учитывались не столько геологическая структура и история развития Курильской островной дуги, сколько ее морфология и некоторые элементы глубинного строения, основанные на геофизических данных".

Японские геологи, проводившие геологические исследования на Курильских островах, основное внимание обращали на вещественный состав слагающие острова геологических образований, а также на явления современного вулканизма. В некоторых статьях того периода можно найти лишь краткие сведения о дислокациях района. Прежде всего, это работы С. Токуда (Tokuda, 1918, 1926), который впервые указал на наличие двух зон островной дуги и обратил внимание на ее эшелонированную структуру. Т. Немото (Nemoto, 1934, 1936) установил антиклинальное строение о. Уруп, Я. Сака (Sasa, 1934; Sasa, 1936) выявил северо-восточные простирания меловых пород о. Шикотан и наличие разрывных нарушений, осложняющих структуру этого острова. Этим практически и исчерпываются сведения того периода о дислокациях рассматриваемого района.

На островах южной части дуги организациями Министерства геологии СССР были проведены мелко- и среднемасштабные геологические съемки. Значительный вклад в изучение геологического строения островов сделали сотрудники академических учреждений. Однако специализированные исследования района до настоящего времени не проводились.

Характеризуя геологическую структуру Курильской островной дуги, большинство геологов ориентируется в основном на ее геоморфологи-

ческие особенности и данные о глубинном строении. Исходя из различных представлений о роли пликативных и дизъюнктивных дислокаций, исследователи по-разному определяют ее структурные элементы. По мнению одних геологов, островная дуга представляет собой сооружение типа геоантиклинория, состоящего из двух антиклинальных поднятий (антиклинориев), соответствующих Большой и Малой Курильским грядам, которые разделены продольным прогибом (синклинорием) (Кропоткин, Власов, 1963; Желубовский, 1964; Красный, 1966; и др.). Г.П. Вергунов (1964) выделяет в пределах Большой гряды два антиклинория — Тихоокеанский и Охотский. Другие геологи определяют структуру островной дуги как складчато-глыбовую горстового типа (Горячев, 1966; Сергеев, 1966). При этом различаются два продольных горста — Большемурильский и Маломурильский и разделяющий их грабен.

По тем же причинам наблюдаются разногласия и при выделении структур более высокого порядка. Например, с одной стороны, существует мнение, что острова Большой Курильской гряды и разделяющие их проливы являются соответственно антиклиналями и синклиналями (Горячев, 1966), а с другой, — что это горсты и грабены (Сергеев, 1966).

Особенно противоречивы взгляды исследователей на вопросы, касающиеся количества структурных ярусов и фаз складчатости, в результате которых оформился современный структурный план района.

Ю.С. Желубовский (1964, стр. 614) считает, что "... на Курильских островах по характеру и степени дислоцированности отчетливо выделяются шесть структурных ярусов, соответствующих следующим стратиграфическим подразделениям: 1) шикотанской верхнемеловой серии; 2) предполагаемым палеогеновым отложениям Малой Курильской гряды; 3) среднепарамуширской серии (верхний олигоцен (?) — нижний миоцен); 4) итурупской серии (средний миоцен); 5) утесной серии (верхний миоцен — плиоцен); 6) четвертичным породам".

Г.П. Вергунов (1964) считает, что наличие крупных структурных несогласий, а также различия в структурном плане, характере отложений, вулканизме и дислокациях дают основания выделить на Курильских островах три структурных этажа (яруса). Наиболее древний из них сложен нижне (?) - и верхнемеловыми породами, которые вскрываются на островах Малой Курильской гряды. Палеогеновые и нижнемиоценовые образования среднего структурного яруса распространены вдоль восточной окраины Малой гряды и на Охотском побережье Большой Курильской гряды. Средне-верхнемиоценовые и плиоценовые образования верхнего структурного яруса развиты вдоль Тихоокеанского побережья Большой Курильской гряды.

На "Тектонической карте Евразии" (1966) в пределах Курильской островной дуги, которая отнесена к области кайнозойского тектогенеза, выделяются два структурных яруса. Нижний из них, сложенный нижнемеловыми образованиями, выделяется лишь в пределах Малой Курильской гряды. Верхний разделен на три подъяруса, из которых

средний и верхний показаны в пределах Большой гряды; на островах Малой гряды вскрываются породы нижнего и верхнего подъярусов.

По мнению К.Ф. Сергеева (1966), в пределах Большой Курильской гряды среди дочетвертичных образований можно выделить четыре несогласно наложенных друг на друга складчатых комплекса. Первый снизу представлен отложениями среднепарамуширской серии (палеоген(?) — нижний миоцен), второй — отложениями курильской серии (нижний — средний миоцен), третий — осадочными и вулканогенными породами итурупской серии (средний — верхний миоцен), четвертый — породами утесной серии (верхний миоцен — плиоцен). Выше несогласно залегают четвертичные осадочные и вулканические образования.

М.С. Марков (1967а,в) пришел к выводу, что дочетвертичные образования Большой Курильской гряды участвуют в формировании единых структур геонтиклинального поднятия, и это не позволяет разделять их на структурные ярусы. "Резко отличен от них в этом отношении, — указывает М.С. Марков (1967в, стр. 210), — самый верхний, четвертичный, структурный ярус, породы которого залегают в виде очень пологого, практически горизонтального чехла". Близкая точка зрения высказывается в последнее время и другими геологами (Денисов, 1968; Худяков, 1968).

595  
Столь же различны точки зрения разных авторов на количество складчатостей и время их проявления (Желубовский, 1964; Вергунов, 1964б; Горячев, 1966; Сергеев, 1966; Денисов, 1968; Худяков, 1968; и др.). Не существует единого мнения и относительно характера соотношений разновозрастных структурных планов островной дуги (Тихонов, 1959; Тихонов, Удинцев, 1960; Горячев, 1966), роли горизонтальных движений в формировании ее структуры (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Бениофф, 1966; Горячев, 1966; Белоусов, 1968), природы ее эшелонированного строения (Tokuda, 1926; Кропоткин, Власов, 1960; Желубовский, 1964; Мархинин, 1967) и ряда других вопросов тектоники, на окончательное решение которых автор настоящей работы, разумеется, не претендует.

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ, ОСАДОЧНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Характеристика вулканогенных, осадочных и интрузивных образований южной части Курильской островной дуги приводится отдельно для островов Малой и Большой Курильских гряд, поскольку, как уже отмечалось во введении, они принадлежат к различным структурно-фациальным зонам (Tokuda, 1918; Minato a.o., 1956; Мархинин, 1961; и др.).

### ПРИТИХООКЕАНСКАЯ ЗОНА

#### Стратиграфия

На островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро распространены наиболее древние образования, относящиеся главным образом к верхнему мелу. В различное время они изучались японскими (Sasa, 1934; Sasa, 1936) и советскими (Желубовский, 1956; Желубовский, Прялухина, 1964; Казакова и др., 1970; Прялухина, 1961; Соловьева, 1969) геологами, выделившими здесь ряд разновозрастных комплексов отложений.

Вулканогенные и осадочные образования Малой Курильской гряды относились обычно к трем стратиграфическим подразделениям. Нижние из них описаны Я. Саса (1936) как "изверженные породы Матакотан" и "формация Шикотан", а позднее советскими геологами — соответственно как матакотанская и малокурильская свиты (Желубовский, Вергунов 1961; Прялухина, 1961; Прялухина, 1964; и др.), относящиеся к меловой системе.

Вулканогенные образования юго-восточной части о.Шикотан и островов Демина, Юрий и Анучина обычно выделялись в зеленую свиту, которая, как показали последующие исследования, видимо, объединяет существенно разновозрастные образования (Казакова и др., 1970).

Матакотанская свита сложена преимущественно грубо-, часто косослоистыми туфобрекчиями и туфоконгломератами, содержащими разнообразные по размерам (от 1—2 см до 3—5 м) и степени окатанности обломки, гальки и глыбы базальтов, андезито-базальтов, реже туфов, диабазов, долеритов, кремненных алевролитов. Подчиненное

значение имеют измененные базальты и андезито-базальты, часто обладающие подушечной текстурой, лавобрекчии, туфы, туфопесчаники.

Эти отложения в виде узкой (до 5 км) полосы прослеживаются более чем на 70 км вдоль северо-западного побережья островов Шикотан, Зеленый и Полонского (рис. 1). Один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов матакотанской свиты вскрывается в береговых обрывах бухты Крабовой. Здесь обнажаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальты темно-серые, почти черные, с крупными порфировыми выделениями плагиоклазов и пироксенов и хорошо выраженной подушечной текстурой. В промежутках между сфероидами, а также в самих сфероидах наблюдаются крупные (до 0,5 м) скопления новообразованных минералов, среди которых наряду с кварцем, карбонатами, а также радиально-лучистыми и табличатыми цеолитами часто встречается апофиллит . . . . .	100-120
2. Грубое переслаивание туфобрекчий и туфоконгломератов с обломками эффузивов основного, реже среднего состава и ороговикованных пород осадочного генезиса. Встречаются отдельные маломощные прослои и линзы туфогравелитов и туфопесчаников . . . . .	30-35
3. Базальты с подушечной текстурой, аналогичные базальтам слоя 1 . . . . .	60-70
4. Туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники, аналогичные таковым слоя 2 . . . . .	270-280
5. Базальты с подушечной текстурой, переходящие в верхней части в лавобрекчии. Присутствуют многочисленные миндалины, выполненные цеолитами, кварцем, карбонатами, апофиллитом. Наряду с подушечной текстурой в эффузивах наблюдается также радиально-столбчатая отдельность . . . . .	20-25
6. Туфобрекчии и туфоконгломераты с линзами туфопесчаников, аналогичные таковым слоя 2 . . . . .	70-80
7. Туфопесчаники грубослойные, крупно-, средне- и мелкозернистые, состоящие из обломков плагиоклазов, ромбических и моноклинных пироксенов, зеленой роговой обманки и эффузивов основного и среднего состава, цементированных базальным туфогенным и алевролитовым цементом, который содержит большое количество хлоритов и цеолитов . . . . .	80-90
8. Туфоконгломераты и туфобрекчии, аналогичные образованиям слоя 2 . . . . .	120-130
Общая мощность разреза 750-830 м.	

Сходные, но обычно менее полные разрезы матакотанской свиты наблюдаются и в других районах о. Шикотан (бухты Горобец, Отрадная, Хромовая, Малокурульская, северо-восточное побережье). Исключение составляет район западного побережья, где в строении свиты существенную роль играют лавы и лавобрекчии основного, реже среднего состава. Шаровые лавы присутствуют в незначительном количестве преимущественно в нижней части разреза. Туфобрекчии отличаются



Рис. 1. Схема геологического строения островов Малой Курильской гряды (составлена с учетом данных геологов СахКНИИ и СахГУ)

1 — эффузивы основного, реже среднего состава (димитровский эффузивный комплекс, верхний мел); 2 — туфобрекчии, туфоконгломераты и базальты матакотанской свиты (верхний мел); 3 — песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов (малокурильская свита, верхний мел); 4 — эффузивы ноторо-томаринского комплекса (верхний мел — палеоген (?)); 5 — габбро, габбро-диабазы, долериты и базальты димитровского интрузивного комплекса; 6 — щелочно-базальтоидные породы малокурильского интрузивного комплекса; 7 — габброиды шикотанского интрузивного комплекса; 8 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

массивным строением, отсутствием слоистости, плохой сортировкой обломочного материала.

На о. Полонского в составе свиты в значительном количестве появляются мелкообломочные вулканогенно-осадочные и осадочные породы. В основании разреза здесь вскрываются лавы и лавобрекчии основного состава, переслаивающиеся с мелко-, средне- и крупнообломочными туфобрекчиями и конгломератобрекчиями. Более высокие горизонты представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, туфами и туффитами, среди которых встречаются прослои шаровых лав базальтоидов мощностью до нескольких десятков метров.

На о. Зеленом матакотанская свита представлена переслаивающимися лавами и лавобрекчиями основного состава, в меньшей степени туфобрекчиями и туфоконгломератами.

Характерной особенностью свиты является широкое развитие в слагающих ее породах вторичных минералов. Туфоконгломераты, туфобрекчии и лавы зачастую бывают пронизаны густой сетью прожилков, выполненных цеолитами. В цементе вулканогенно-осадочных пород и в основной массе эффузивов постоянно присутствуют хлориты, цеолиты, карбонаты, опал, апофиллит. По плагиоклазам в базальтоидах развиты альбит, цеолиты.

Возраст пород, слагающих матакотанскую свиту, долгое время не был точно определен. Наряду с мнением о поздне меловом возрасте этих образований (Желубовский, Прялухина, 1964) существовала точка зрения на их принадлежность к нижнемеловому отделу (Прялухина, 1961; Вергунов, 1964б; Желубовский, 1965). В последнее время в туфопесчаниках матакотанской свиты на о. Шикотан Т.П. Королевой были обнаружены окаменелости кампанских иноцерамов. Кроме того, появились сведения о кампанском возрасте низов группы Немуро (Geology of Japan, 1963; Hasegawa, Mitani, 1959), которые по положению в разрезе, а также по особенностям строения и составу слагающих их пород сходны с матакотанскими образованиями. Все это позволяет достаточно уверенно говорить о поздне меловом, скорее всего кампанском, возрасте отложений матакотанской свиты.

Малокурильская свита сложена чередующимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Эти образования прослеживаются в виде постепенно расширяющейся к юго-западу полосы от о. Шикотан до о. Танфильева. На породах матакотанской свиты в районе мыса Шикотан, бухт Хромовой и Звездной и др. (о. Шикотан) они залегают с размывом или небольшим ( $5-10^{\circ}$ ) угловым и азимутальным несогласием. В юго-западном направлении различия в залегании пород сглаживаются, и на п-ове Немуро несогласия внутри мелового разреза уже не отмечаются (Mitani a. o., 1958; Геологическое развитие..., 1968).

Обломочная часть в терригенных образованиях малокурильской свиты представлена эффузивами основного и среднего состава, реже фельзитами, угловатыми и полуокатанными зернами плагиоклазов, моноклинных, реже ромбических пироксенов, кварца, зеленой роговой обманки. Цемент в породах полимиктовый, базальный, поровый и соприкосновения, иногда с примесью карбонатов, обычно хлоритизированный. Характерной особенностью пород островов Танфильева и Зеленый является широкое развитие в цементе и обломках анализима, что в совокупности с данными Н.А. Соловьевой (1968) о высокой щелочности вулканогенно-осадочных образований малокурильской свиты может служить указанием на проявления щелочного метасоматоза, частично преобразовавшего верхнемеловые породы.

Среди песчаников, алевролитов и аргиллитов малокурильской свиты на о. Шикотан в виде отдельных прослоев и линз мощностью до нескольких метров встречаются известняки, грубозернистые конкрециевидные песчаники и туфы. Роль последних в составе свиты некоторыми исследователями явно переоценивается. Полевое и микроскопическое изучение пород не позволяет согласиться, например, с утверждением о том, что "свита сложена исключительно пирокластическими образованиями" (Михайлов, Нечкин, 1968, стр. 276).

Мощность и количество прослоев грубозернистых конкрециевидных песчаников и туфов увеличиваются в свите с северо-запада на юго-восток. На островах Зеленый и Танфильева наряду с ними появляются прослои гравелитов, конгломератов и конгломератобрекчий. Характерно, что в этом же направлении возрастает и мощность свиты (от 300-400 м на о. Шикотан до 1000 м и более на о. Зеленый).

На о. Танфильева в верхней части разреза наблюдается 40–50-метровая пачка переслаивающихся между собой туфоконгломератов, туфогравелитов и песчаников. Слои очень не выдержаны по простиранию. Обломки и хорошо окатанные гальки в породах представлены песчаниками и алевrolитами, типичными для малокурильской свиты, а также трахидолеритами и трахибазальтами, роговиками, кварцитами и гранитоидами.

В породах малокурильской свиты уже давно была обнаружена фауна позднемеловых иноцерамов (Sasa, 1934). В дальнейшем сборы фауны повторялись и проводились ее дополнительные определения (Прялухина, 1961; и др.), позволившие прийти к выводу о маастрихтском возрасте ее отложений. Следует, однако, отметить, что свита фаунистически охарактеризована лишь на о. Шикотан; на других же островах гряды, где можно предполагать развитие ее более высоких горизонтов, остатки окаменелостей не обнаружены, и поэтому нельзя исключать возможность более широкого возрастного диапазона свиты.

Палеонтологически не охарактеризованные вулканогенные образования Малой Курильской гряды распространены на юго-восточной половине о. Шикотан, а также на островах Юрий, Анучина и Демина. Существуют различные точки зрения на их возраст и строение (Sasa, 1934, 1959; Прялухина, 1961; Желубовский, 1965; Желубовский, Прялухина, 1964), что связано со сложностью геологического строения района, сильной фациальной изменчивостью вулканогенных толщ и практическим отсутствием нормальных стратиграфических контактов с отложениями, возраст которых известен. Анализ геологического строения островов Малой Курильской гряды позволил разделить "немые" вулканогенные толщи на три разновозрастных комплекса и провести параллелизацию среднего из них с матакотанской свитой (Казакова и др., 1970).

Нижний эффузивный комплекс, названный димитровским, развит ограниченно и наблюдается в тектонических блоках на о. Шикотан в районе бухт Димитрова и Горбунок. В его составе преобладают серые и темно-серые диабазы, базальты и андезитобазальты, порфировые выделения в которых представлены обычно альбитизированным плагиоклазом (преимущественно лабрадором) и моноклинным пироксеном (авгитом). Основная масса пород состоит из плагиоклазов, моноклинного пироксена и хлоритизированного стекла. Структура основной массы микродиабазовая, микродолеритовая, интерсептальная и пилотакситовая. Реже отмечаются туфы основного состава и маломощные (5–20 см) прослои плотных темно-серых, почти черных, тонкозернистых ороговикованных пород, в которых под микроскопом удается различить плагиоклаз, кварц, биотит, хлориты.

В полевых условиях породы димитровского комплекса легко диагностируются благодаря наличию слоистых текстур, обусловленных частым чередованием в разрезе потоков лав, различающихся между собой по составу, окраске, структурным и текстурным особенностям. Многочисленные разломы, а также отсутствие четких маркирующих горизонтов затрудняют составление послыойного разреза димитровского

комплекса, и поэтому его мощность может быть оценена лишь приблизительно. По-видимому, она составляет не менее 1000 м.

Средний эффузивно-терригенный комплекс развит достаточно широко. Породы этого комплекса слагают цоколь террасы океанского побережья о. Шикотан, а также острова Демина, Юрий и Анучина.

В его строении принимают участие туфобрекчии, лавобрекчии основного, реже среднего состава, туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты, которые формировались преимущественно в субэвральном и прибрежных условиях. Свидетельством этого является красноцветность пород, плохая сортировка их обломочного материала, слабое развитие слоистых текстур, наличие многочисленной окаменевшей и обуглившейся органики. В породах повсеместно распространены вторичные минералы — цеолиты, кварц, халцедон, карбонаты, хлориты, гидроокислы железа. Характерной особенностью строения комплекса является его сильная фациальная изменчивость как по разрезу, так и по площади.

Наиболее распространенным типом пород являются туфобрекчии, которые состоят главным образом из обломков (1—30 см) базальтов, андезито-базальтов и андезитов, сцементированных кристаллолитокластическим псефитовым и псефопсаммитовым туфовым материалом. Иногда встречаются глыбы эффузивов до 3—5 м в поперечнике. Часто присутствуют также обломки габброидов, диоритов, диабазов и долеритов, сходных с породами интрузивных тел димитровского комплекса. Ограниченно распространены гальки гранитов и гранито-гнейсов, не известные на островах в коренном залегании (Путеводитель..., 1965).

Эффузивы основного и среднего состава представлены преимущественно миндалекаменными базальтоидами, в которых наряду с порфировыми выделениями часто альбитизированного плагиоклаза присутствуют многочисленные миндалины и жеоды, выполненные кварцем и цеолитами с хлоритом. Толща миндалекаменных базальтов мощностью не менее 200—250 м вскрывается в ядре приразломной антиклинали в районе бухты Церковной на о. Шикотан. В северо-восточном направлении наблюдается ее довольно быстрое выклинивание, и среди туфобрекчий отмечаются лишь прослои базальтов и андезито-базальтов мощностью до 15—25 м, в которых миндалекаменные текстуры встречаются реже.

Эффузивы и туфобрекчии часто связаны постепенными переходами, чем обусловлено появление таких пород, как лавобрекчии, туфолавобрекчии и т.п.

Туфопесчаники и туфоконгломераты распространены главным образом на о. Юрий в виде линз мощностью до 80—100 м, быстро выклинивающихся по простиранию. Галька конгломератов представлена эффузивами основного и среднего состава, реже габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, диабазами, долеритами, ороговикованными осадочными породами.

Среди пород комплекса встречаются отдельные маломощные (от 10—15 см до 1—2 м) прослои красноцветных псефитовых, псаммито-

вых и алевритовых кристаллолитокластических туфов, состоящих из обломков плагиоклазов, моноклинного и реже ромбического пироксенов, базальтов, андезито-базальтов и девитрифицированного и хлоритизированного стекла. Цемент базальный, алевропелитовый с большим количеством хлоритов, цеолитов, кварца, карбонатов, гидроокислов железа.

Мощность среднего эффузивно-терригенного комплекса составляет примерно 600—800 м.

Вулканогенно-обломочные породы среднего комплекса залегают на эффузивах димитровского комплекса с несогласием, что подтверждается: а) непосредственно наблюдаемым налеганием красноцветных вулканогенно-терригенных образований на эффузивы димитровского комплекса; б) наличием аркозового контакта между туфоконгломератами среднего комплекса и интрузивными образованиями, ассоциирующими с эффузивами димитровского комплекса; в) присутствием в туфобрекчиях и туфоконгломератах обломков и галек пород, слагающих пластовые интрузивные тела, которые прорывают димитровские эффузивы; г) наличием среди димитровского комплекса многочисленных нештучных даек, выполненных туфобрекчиями среднего комплекса.

Не исключено, что указанный перерыв имеет локальное значение, как, например, в районе бухты Горбунок, по-видимому, в верхней части разреза димитровского комплекса появляются прослои красноцветных туфобрекчий, сходных с породами среднего комплекса.

По облику и составу, мощностям и характеру строения разреза вулканогенные образования среднего эффузивно-терригенного комплекса во многом сходны с породами матакотанской свиты. Для тех и других в равной мере проявилось одинаковое вторичное минералообразование. Небезынтересным является также то, что в районе горы Шикотан сходные с матакотанскими породы, ранее считавшиеся палеогеновыми (?) (Желубовский, Прялухина, 1964), залегают под ороговикованными песчаниками и алевролитами малокурильской свиты. На возможность корреляции пород среднего эффузивно-терригенного комплекса с образованиями матакотанской свиты указывает также проводившееся Э.Н. Казаковой (1969) сравнение их химических составов с применением методов математической статистики. Вычисленный ею статистический критерий  $V$  оказался равным 4,1, тогда как  $\chi^2_{0,05} = 11,1$ , что не противоречит предположению о близости их составов.

На основании вышеизложенного представляется наиболее вероятным, что субазральные и прибрежно-морские образования среднего эффузивно-терригенного комплекса являются фаціальным аналогом морских эффузивно-терригенных отложений матакотанской свиты.

Из сопоставления среднего комплекса с матакотанской свитой следует, что на о. Шикотан существуют образования древнее матакотанских. Им соответствуют эффузивы димитровского комплекса и связанные с ними малые интрузии. Сходные образования отсутствуют на других островах Малой Курильской гряды и на п-ове Немуро. Прояв-

ление вулканизма основного состава, древнее кампанского и относящегося к поздней юре — раннему мелу (группа Сорати), известно на о. Хоккайдо лишь в районе Куширо, несколько восточнее рассматриваемой в работе территории (Geological map..., 1959).

Ноторо-томаринский эффузивный комплекс завершает разрез дочетвертичных отложений Малой Курильской гряды. Эффузивы этого комплекса распространены лишь на о. Шикотан, где слагают ортографически хорошо выраженную систему поднятий, так называемую зону главного водораздела (Корсунская, 1958); они протягиваются в северо-восточном направлении через весь остров. По объему комплекс примерно соответствует верхней эффузивной пачке зеленоской свиты, выделенной ранее на о. Шикотан (Прялухина, 1961).

В строении комплекса участвуют в основном андезито-базальты, базальты, оливиновые базальты, андезиты, плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды, андезито-дациты. В результате минералого-петрографических исследований в эффузивах обнаружены порфировые и гломеропорфировые выделения основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, оливина, которые погружены в основную массу, состоящую из микролитов несколько более кислых плагиоклазов, пироксенов, рудного минерала и стекла. Структура основной массы микродолеритовая, пойкилоофитовая, толеитовая и пилотакситовая.

Менее распространены туфы андезито-дацитов, а также лавобрекчи и агломераты основного состава. Плохая обнаженность района затрудняет составление и изучение разрезов комплекса. В настоящее время не имеется убедительных данных для его более подробного расчленения, такого, например, как в работе Я. Сака (Sasa, 1959).

По сравнению с образованиями среднего эффузивно-терригенного комплекса рассматриваемые породы отличаются значительной свежестью; лишь в зонах дробления наблюдаются их слабые вторичные изменения. Существенно различаются и средние химические составы вулканогенных образований указанных комплексов (Казакова, 1969), что в совокупности с прочими признаками подтверждает их разновозрастность.

В береговых обрывах бухты Церковной можно наблюдать налегание эффузивов рассматриваемого комплекса на вулканогенные образования эффузивно-терригенного комплекса. Непосредственные контакты этих эффузивов с песчано-глинистыми образованиями малокурильской свиты в настоящее время неизвестны, однако ни у кого не вызывает сомнения более высокое стратиграфическое положение первых. Судя по рисовке границ комплекса на геологической карте, он перекрывает разновозрастные образования верхнего мела; в целом же границы комплекса согласны с простирающимися верхнемеловых отложений. Учитывая состав и стратиграфическое положение эффузивов ноторо-томаринского комплекса, их, по-видимому, можно коррелировать с верхней частью разреза группы Немуро. В этом случае наиболее вероятен их позднемеловой или позднемеловой — палеогеновый (?) возраст. Видимая мощность ноторо-томаринского комплекса около 300 м.

Таким образом, наиболее древними из дочетвертичных образований Малой Курильской гряды являются эффузивы димитровского комплекса, возраст которых в настоящее время не может быть определен точнее как доматакотанский. Выше, по-видимому, с локальным перерывом и местным угловым несогласием залегают кампанские вулканогенно-терригенные образования матакотанской свиты, на которых с незначительным перерывом и угловым несогласием локального значения лежат песчано-глинистые отложения малокурильской свиты маастрихтского, а возможно, и маастрихт-датского возраста. Разрез гряды заканчивается эффузивами ноторо-томаринского комплекса позднемелового или позднемелового — палеогенового возраста.

Четвертичные отложения Малой Курильской гряды, залегающие на рассмотренных выше образованиях с угловым несогласием, представлены в основном песками и галечниками морского и лагунного происхождения, а также галечниками, суглинками и гравийными образованиями аллювиального и пролювиально-делювиального происхождения.

На рис. 2 приведена схема сопоставления разрезов дочетвертичных отложений Малой Курильской гряды с разрезами п-ова Немуро и района Кусиро (о. Хоккайдо), где верхнемеловые образования, общей мощностью около 4500 м, относятся к группе Немуро.

На п-ове Немуро в основании этой группы выделяется формация Ноцукамаппу, сложенная главным образом конгломератами, агломератами и туфами, которые обнажаются в береговых обрывах в районе Немурохокубу (Hasegawa, Mitani, 1959). В нижней части формации распространены конгломераты с прослоями агломератов и туфов основного состава; средняя часть представлена переслаивающимися песчаниками, аргиллитами и алевролитами; верхняя — агломератами с прослоями конгломератов и туфов, а также шаровых лав андезито-базальтов. В конгломератах наряду с галькой андезито-базальтов встречаются глинистые сланцы и граниты.

Встреченная в нижней части группы Немуро фауна позволяет датировать вмещающие ее отложения кампаном (Hasegawa, Mitani, 1959; Geology of Japan, 1963). Мощность формации Ноцукамаппу составляет, по-видимому, не менее 500 м.

Вулканогенные образования формации Ноцукамаппу выше сменяются преимущественно песчано-глинистыми отложениями формации Немуро, которые распространены на большей части п-ова Немуро (Mitani a.o., 1958; Fujiwara, Mitani, 1959; Hasegawa, Mitani, 1959; Sasa, Nemoto, 1959). В основании этой формации залегают переслаивающиеся между собой песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфогенных песчаников и туфов. Последние имеют зеленоватую окраску и по составу сходны с туфами нижележащей формации. Средняя часть разреза представлена чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащих прослой грубозернистых туфогенных песчаников и туфобрекчий; верхняя — переслаиванием песчаников, алевролитов с прослоями грубозернистых песчаников и туфов.

Сходный по строению разрез формации Немуро наблюдается и несколько западнее, в районах Атоко и Очишимисаки, где в слагаю-

щих ее отложениях обнаружена фауна *Inoceramus kushiroensis* Nag. et Mat. (Mitani a.o., 1962). Общая мощность отложений формации Немуро составляет в районе Немурохокубу и Немурананбу около 2500 м; возраст отложений, по-видимому, маастрихтский.

Выше отложений формации Немуро согласно залегает толща переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников с обилием кальцитовых стяжений и галькой трахидолеритов. Эти породы относятся к формации Чобоси и распространены лишь в районе Немурананбу, где их мощность составляет около 770 м. В районе Аттоки и Очишимисаки отмечаются прослои туфов, туфобрекчий и конгломератов. Обнаруженные в породах фораминиферы указывают на их датский возраст, однако они могут относиться и к палеоцену (Asano, 1962; Mitani a.o., 1962).

Последние две формации группы Немуро Очииси и Юрури — резко отличаются от нижележащих толщ наличием грубообломочного и вулканогенного материала (Mitani a.o., 1958). Отложения первой из них распространены в районе Немурананбу, где согласно залегают на породах формации Чобоси, и представлены в основном валунными и галечными конгломератами с прослоями аргиллитов и песчаников. В валунах и гальках встречаются преимущественно трахидолериты тел, интрузирующих отложения формации Немуро. В верхней части разреза формации Очииси присутствуют агломераты и лавы базальтового состава. Мощность формации около 370 м.

Вулканогенные образования формации Юрури слагают два небольших острова близ п-ова Немуро — Юрури и Моюрури и не имеют непосредственных контактов с отложениями формации Очииси. Они представлены агломератами, лавами и вулканическими брекчиями андезито-базальтового состава. В средней и верхней частях формации встречаются прослои аргиллитов, песчаников и конгломератов. Последние сходны по составу с конгломератами формации Очииси, отличаясь от них лишь присутствием небольшого количества галек роговообманковых долеритов, аплитовых пород и кальцитовых жил. Мощность отложений формации Юрури около 500 м.

Формации Очииси и Юрури относятся к верхнему мелу. Существует мнение о возможной принадлежности их и к палеоцену (Sasa, 1959).

На отложениях группы Немуро с угловым несогласием залегают четвертичные пески и галечники морских террас, озерно-болотные, аллювиальные и лагунно-морские рыхлые осадки.

Юго-западнее п-ова Немуро, ближе к Кусиро, разрез группы Немуро имеет иной характер. Здесь практически отсутствуют вулканогенные образования, столь характерные для группы Немуро в районе одноименного полуострова. Например, в районе залива Аккеси вскрывается следующий разрез группы Немуро (Osanaï a.o., 1961):

1. Формация Отамур — ритмичное чередование песчаников и сланцев более . . . . .
2. Формация Моншизу в нижней части представлена грубозернистыми песчаниками, постепенно сменяющимися вверх

Мощность, м  
более 500



- по разрезу переслаиванием песчаников со сланцами. Они залегают согласно на образованиях формации Отамура . . . . . около 450
3. Формация Оборотава сложена сланцами, содержащими прослои песчаников и туфов, и согласно залегают на формации Моншизу . . . . . 500–1000
  4. Формация Аккеси состоит из песчаников, конгломератов, сланцев и туфов, которые согласно залегают на отложениях формации Оборотава . . . . . 750
  5. Формация Чинбе представлена в основном конгломератами, которые распространены в южной части района . . . . . более 300

На верхнемеловых отложениях группы Немуро со слабым угловым несогласием залегают палеогеновые образования группы Урахоро, относящиеся к нижней части олигоценых отложений района Кусиро. М.С. Марков (1967б), ссылаясь на японских геологов (Matsui, 1962), приводит следующий разрез группы Урахоро (снизу вверх):

Мощность, м

1. Формация Беппо — черные конгломераты с обломками черных глинистых сланцев, серых кремней, липаритов, песчаников и роговиков . . . . . 50
2. Формация Харутори сложена аркозовыми и глинистыми песчаниками. В обломках этих пород встречаются черные и красные кремни . . . . . около 120
3. Формация Теннеру представлена красноцветными конгломератами в нижней части и сероцветными песчаниками с невыдержанными прослоями углей в верхней . . . . . 120  
В районе Аккеси ее стратиграфическим аналогом является формация Итоизава, представленная 90-метровой толщей красноцветных конгломератов с двумя маломощными прослоями углей.
4. Формация Юбецу — толща сероцветных песчаников с прослоями красноцветных конгломератов и углей . . . . . 300  
Перечисленные формации сложены в основном континентальными образованиями, и лишь в местах появления угленосных прослоев отмечаются паралические фации.
5. Выше залегают формация Ситакара, которая состоит из темно-серых и зеленоватых глинистых песчаников с остатками морской фауны . . . . . 130–230
6. Разрез группы Урахоро венчается породами формации Сакубецу, состоящей из серых глинистых песчаников с отдельными маломощными прослоями конгломератов в нижней части. Средняя часть формации сложена континентальными, а верхняя и нижняя — паралическими фациями . . . . . более 280

Разрез кайнозойских дочетвертичных образований рассматриваемого района заканчивается рыхлыми неогеновыми образованиями фации Чираикарибетсу, сложенной туфогенными песчаниками и алеврититами с маломощными линзовидными прослоями углей в нижней части. Судя по рисовке границ формации на геологической карте, она залегают на породах палеогенового возраста с угловым несогласием (Osanaï a.o., 1961).

Ограниченно распространенные палеогеновые и неогеновые образования являются в целом не характерными для Притихоокеанской (внешней) зоны Курильской островной дуги. Японские геологи, ориентируясь на состав обломочного материала и строение разреза, связывают формирование палеогеновых отложений с поднятием и денудацией метаморфического пояса Хидака, располагающегося в осевой зоне Хоккайдо (Геологическое развитие..., 1968).

Из сопоставления разрезов Малой Курильской гряды и юго-восточной части о. Хоккайдо (см. рис. 2) вытекает следующее.

Прежде всего, обращает на себя внимание общее "омоложение" разрезов Притихоокеанской зоны с северо-востока на юго-запад. По мере продвижения вдоль зоны от района Кусиро до о. Шикотан вскрываются все более и более древние горизонты верхнего мела; одновременно происходит уменьшение мощности верхнемеловых отложений, в разрезе появляются перерывы и угловые несогласия, увеличивается роль вулканогенного материала. Имеет место увеличение мощности отдельных стратиграфических подразделений верхнего мела, что, очевидно, может указывать на большее прогибание зоны в ее юго-западной части.

При общей выдержанности фаций верхнемеловых отложений вдоль зоны наблюдается их резкая смена в поперечном направлении. Показательны в этом отношении вулканогенные толщи матакотанской свиты, образование которых вдоль северо-западной части островов Шикотан, Полонского и Зеленый и п-ова Немуро происходило в морских, а в районе островов Демина, Юрий и Анучина, а также в юго-восточной части о. Шикотан — в субаэральных и прибрежно-морских условиях.

### Интрузивные образования

Интрузивные образования широко распространены на островах Малой Курильской гряды, где они занимают около 12% их площади, и на п-ове Немуро. В районе Кусиро они уже практически не встречаются. Выделяются три разновозрастных интрузивных комплекса: димитровский, малокурильский и шикотанский.

Димитровский интрузивный комплекс образован небольшими, обычно пластовыми телами, сложенными габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами, диабазами, долеритами, порфиритами и базальтами, которые встречаются среди пород одноименного эффузивного комплекса в районе бухты Димитрова.

В минералогическом отношении породы довольно однообразны и представлены плагиоклазами (андезин и лабрадор), моноклинным и иногда ромбическим пироксенами, реже зеленой роговой обманкой. В небольшом количестве встречаются кварц, биотит, иногда оливин; из акцессорных обнаружены магнетит, апатит, циркон. Интенсивно проявлены вторичные изменения: плагиоклазы часто альбитизированы, по основной массе и темноцветным минералам развиты хлориты, цеолиты.

Время формирования интрузивов, по-видимому, близко к времени образования эффузивов рассматриваемого комплекса, поскольку в районе бухты Димитрова наблюдается аркозовый контакт между туфоконгломератобрекчиями матакотанской свиты и габброидами интрузивного тела.

Малокуруильский интрузивный комплекс объединяет оливинные эссексит-долериты, трахидолериты и трахибазальты, монцониты и авгитовые сиениты, слагающие пластовые интрузивные тела (Жазакова и др., 1967); на п-ове Немуро наряду с силлами встречаются лавы того же состава (Yagi, 1960).

Вмещающие породы представлены терригенными образованиями малокуруильской свиты, а на п-ове Немуро — вулканогенно-терригенными толщами группы Немуро. Максимальное количество интрузивных тел отмечается на п-ове Немуро и о. Танфильева. К северо-востоку и юго-западу от этих районов число интрузивов резко сокращается. Контакты интрузивных тел обычно параллельны и субпараллельны плоскостям напластования вмещающих пород. Последние, как это видно на о. Танфильева, гидротермально изменены, что связано с щелочным метасоматозом, происшедшим вследствие интрузии щелочно-базальтоидной магмы.

Минералогический состав пород комплекса разнообразен. Основными петрогенными минералами являются плагиоклазы (в основном андезин и лабрадор), натровый ортоклаз, авгит, натровый пироксен, клинопироксен, эгирин, оливин, биотит. Широко развиты цеолиты (натролит, хабазит), а также анальцим. Кроме того, почти постоянно встречаются магнетит, апатит, ильменит, рутил, сфен, хлориты.

Гальки щелочных пород встречаются в туфоконгломератах верхней части малокуруильской свиты, а также в породах верхних формаций группы Немуро. Абсолютный возраст пород, определенный К—Аг методом, заключен в интервале 65—88 млн. лет (Ueda, Aoki, 1968). Все это вместе с указаниями К. Яги (Yagi, 1960) на то, что интрузии щелочно-базальтоидной магмы происходили в еще не диагенезированные породы верхнего мела, свидетельствует о позднемеловом возрасте малокуруильского интрузивного комплекса.

Шикотанский интрузивный комплекс выделяется лишь на о. Шикотан. Он представлен габброидами, которые слагают два крупных массива, пространственно сопряженных с эффузивами ноторо-томаринского комплекса и имеющих в плане близкую к изометричной форму.

По данным Ю.Л. Неверова (1967б), в их строении участвуют габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и их лейкократовые разновидности, а также габбро-анортозиты, габбро, оливиновые габбро, габбро-перидотиты, габбро-диабазы, анортозит-диабазы, диориты, долериты и аплиты. Г.П. Вергунов (1964а) указывает на присутствие перидотитов и пироксенитов. В породах часто встречаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием слоев различного петрографического состава. Основные породообразующие минералы перечисленных образований — основной плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксе-

ны, оливин; из второстепенных и аксессуарных минералов присутствуют кварц, биотит, роговая обманка, хлорит, эпидот, цоизит, апатит, магнетит.

Г.П. Вергунов (1964а), характеризуя геологическое строение массивов, указывает, что центральные их части сложены оливиновыми габбро; габбро-нориты развиты у окраин массивов, а лейкократовые габбро встречаются в приконтактных частях тел, обнаруживая секущие контакты с габбро-норитами и оливиновыми габбро.

Интрузивные тела прорывают отложения малокурильской свиты, что можно наблюдать в береговых обрывах Малокурильской бухты. Кроме того, песчаники и алевролиты этой свиты вблизи контактов с массивами габброидов ороговикованы, а внутри массивов наблюдаются ксенолиты этих пород.

Установлено, что массивы габброидов представляют более поздние образования, нежели щелочно-базальтоидные породы. Контакт между ними можно наблюдать в береговых обрывах северо-восточного побережья о. Шикотан, где среди трахидолеритов и трахибазальтов видны апофизы северо-восточного массива габброидов, сложенные мелкокристаллическими габбро и габбро-диабазами. Габброиды на контакте имеют четко выраженную кромку закалки мощностью 5—10 мм. Контакт неровный, волнисто-изогнутый, с заплатами.

Вопрос о взаимоотношении габброидов с эффузивами ноторо-томаринского комплекса остается открытым. Интрузивные контакты с эффузивами основного состава наблюдаются, например, в бухте Волощина, однако возраст эффузивов в этом случае строго не определен.

Обращает на себя внимание тесная пространственная связь габброидов и эффузивов и близость их составов. Не исключена возможность, что те и другие близки между собой по времени образования, и это позволяет лишь условно считать возраст габброидов шикотанского интрузивного комплекса послемеловым.

## ПРИОХОТСКАЯ ЗОНА

### Стратиграфия

Вопросами стратиграфии дочетвертичных образований Большой Курильской гряды в различное время занимались Г.П. Вергунов, Г.М. Власов, Ю.С. Желубовский, В.Ф. Ерохов, М.Я. Иванова, Ю.Л. Неверов, Т. Немото, В.М. Никольский, А.Ф. Прялухина, В.Б. Сергеева, К.Ф. Сергеев, О.Н. Толстухин, О.А. Хведченя, В.М. Чапышев и геологи Сахалинского геологического управления.

В основу приводимого описания дочетвертичных отложений положена схема стратиграфии, предложенная К.Ф. Сергеевым (1963), согласно которой в южной части Большой Курильской гряды выделяются палеоген(?) -нижнемиоценовые отложения среднепарамуширской серии, ниже-среднемиоценовые образования курильской серии (на о. Итуруп

эта серия не выделяется), средне-верхнемиоценовые отложения итурупской серии и верхнемиоцен-плиоценовые образования утесной серии. Проводившиеся на островах Кунашир, Итуруп и Уруп геологосъемочные работы подтвердили эту схему стратиграфии, внося лишь в ряде случаев некоторые коррективы. Для каждого из островов Большой Курильской гряды в настоящее время существует своя более дробная схема стратиграфии.

### *Среднепарамуширская серия*

К среднепарамуширской серии относятся наиболее древние образования южной части Большой Курильской гряды, выделяющиеся на о. Уруп в урупскую, а на о. Кунашир — в кунаширскую свиты.

Урупская свита выделена Ю.С. Желубовским в 1951 г. Впоследствии геологи СахГУ разделили ее на две подсвиты: нижне- и верхнеурупскую (Пискунов, 1969).

Вулканогенные и отчасти вулканогенно-осадочные образования нижней подсвиты, распространенные главным образом в северной приокеанской части острова, представлены грубым переслаиванием туфобрекчий, туфоконгломератобрекчий, туфов и агломератов с лавами основного состава. В виде отдельных прослоев и линз встречаются гравелиты, песчаники и алевролиты, часто содержащие примесь туфового материала. Обломочный материал в породах представлен эффузивами основного и среднего, реже кислого состава, в которых широко развиты миндалекаменные текстуры. Миндалины выполнены кварцем и радиально-лучистыми цеолитами. Размеры обломков самые разнообразные; часто это глыбы. Наряду с эффузивами, но в гораздо меньшем количестве встречаются обломки и гальки песчаников и алевролитов, иногда гранитов, диоритов.

Лучше всего отложения нижней подсвиты обнажены на океанском побережье о. Уруп между мысом Хива и пос. Грушковским. Вверх по разрезу здесь намечается увеличение роли осадочных образований, сопровождающееся одновременно некоторым уменьшением грубости обломочного материала. Мощность нижнеурупской подсвиты оценивается Б.Н. Пискуновым в 1500 м.

Отложения верхнеурупской подсвиты встречаются в северной части о. Уруп от мыса Кастрикум до перевала Рискованного, в центральной части (преимущественно вдоль океанского побережья), а также на юге острова от мыса Ван-дер-Линда до юго-западных отрогов хребта Криштофовича. Верхнеурупская подсвита отличается от вышеописанной существенную ролью в разрезе осадочных образований и в целом более кислым составом продуктов вулканизма.

На севере острова подвита представлена чередованием туфогенных песчаников и алевролитов, а также туфов кислого и среднего состава с мелкообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератобрекчиями. В виде отдельных прослоев встречаются грубообломочные туфобрекчии, а также лавы с шаровой отдельностью и лавобрекчии основного и среднего состава мощностью до нескольких десятков метров. В районе

пос. Грушковский можно наблюдать постепенный переход от этих отложений к грубообломочным вулканогенным породам нижеурупской подсвиты.

Подобные образования развиты в центральной части острова, и лишь в бассейне р. Рыбной, согласно данным Б.Н. Пискунова, появляются эффузивы дацитового состава и аналогичные по составу туфы и туфобрекчии.

На юге о. Уруп в составе верхнеурупской подсвиты существенная роль начинает принадлежать эффузивам кислого состава. Вулканогенные и осадочные образования этого района, выделявшиеся ранее Ю.Л. Неверовым в тетяевскую свиту (Сергеев, 1963), представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами, конгломератобрекчиями, туфобрекчиями и туфами среднего и кислого состава, а также лавами основного и кислого состава.

Поля распространения отложений верхнеурупской подсвиты пространственно разобщены, и ее разрезы плохо коррелируются.

Общая мощность урупской свиты составляет, по данным Б.Н. Пискунова, 2700 м.

Кунаширская свита выделена Ю.С. Желубовским и В.М. Чапышевым в 1951 г. По составу она близка к урупской. Слагающие ее образования распространены в северо-западной части о. Кунашир в виде полосы шириной около 5 км, протягивающейся вдоль охотского побережья острова.

В строении свиты принимают участие зеленокаменноизмененные туфобрекчии, туфы, лавы и лавобрекчии основного, среднего и кислого состава (преобладают кислые и средние разновидности вулканогенных пород), а также туфопесчаники, туфоалевролиты, конгломераты и конгломератобрекчии. Большая тектоническая раздробленность, сильная фациальная изменчивость и отсутствие маркирующих горизонтов, а также широкое развитие интрузивных образований не позволяют составить достаточно обоснованного представления о положении перечисленных выше пород в общем разрезе свиты.

В береговых обрывах о. Кунашир между мысами Докучаева и Нелюдимым обнажаются, вероятно, верхние горизонты кунаширской свиты, сложенные преимущественно осадочными образованиями. Разрез здесь начинается, согласно данным И.П. Аверьянова (1961), 200–300-метровой толщей лав риолитового состава, туфоконгломератов и туфогенных гравелитистых песчаников. Выше залегают светло-серые туфогенные песчаники с прослоями темно-серых песчаников и аргиллитов (100–200 м), которые вверх по разрезу сменяются 50-метровой пачкой окварцованных туфоаргиллитов. Разрез заканчивается 250–300-метровой толщей зеленых туфогенных песчаников, содержащих линзовидные прослои темно-серых туфогенных песчаников.

Вдоль охотского побережья острова обнажаются, по-видимому, более древние горизонты свиты, представленные главным образом грубообломочными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, содержащими прослои лав базальтов, андезитов-базальтов, дацитов, липаритов. Отдельные горизонты свиты мощностью до 100 м и более сло-

жены здесь переслаивающимися мелкообломочными зеленоцветными туфобрекчиями, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Их выходы наблюдаются на побережье острова несколько севернее устья р. Заливной, в районе мыса Прасолова, а также в районе устья руч. Тройного.

Общая мощность кунаширской свиты составляет, вероятно, около 1500 м.

Вулканогенные и осадочные образования среднепарамуширской серии зеленокаменно изменены вследствие практически повсеместного развития в породах вторичных минералов (хлориты, эпидот, карбонаты, кварц, цеолиты). Этот своеобразный комплекс отложений, получивший наименование "зеленые туфы" (Minato а.о., 1956), встречается и на других островах Большой Курильской гряды (Сергеев, 1966; Мархинин, 1967; Пискунов, Сергеев, 1970), а также на смежных с ней территориях (Япония, Камчатка).

Отложения среднепарамуширской серии на островах Уруп и Кунашир фаунистически не охарактеризованы. В пределах рассматриваемого района они располагаются в разрезе ниже пород курильской серии ранне-среднемиоценового возраста. На о. Парамушир сходные с рассмотренными образования капаринской свиты залегают на палеоген(?) - нижнемиоценовых терригенных толщах хамадинской свиты (Сергеев, 1966). Таким образом, наиболее вероятен раннемиоценовый возраст отложений урупской и кунаширской свит.

### *Курильская серия*

Отложения курильской серии, так же как и среднепарамуширской, вскрываются только на островах Уруп и Кунашир. На первом из них они выделяются в луговскую свиту, на втором — в свиту Горячего Пляжа.

Луговская свита, выделенная Ю.Л. Неверовым и О.А. Хведченей (1962) и впоследствии изучавшаяся при среднемасштабных геологосъемочных работах, имеет на о. Уруп широкое распространение. Образования этой свиты слагают большую часть острова в районе Токотанского перешейка, северо-западные и юго-восточные склоны хребта Петра Шмидта, а также протягиваются в виде узкой (1—2 км) полосы вдоль океанского побережья острова от бухты Можая до устья р. Луговой.

В строении свиты принимают участие туфопесчаники, алевролиты, гравелиты, туфоконгломераты, мелко-, средне- и крупнообломочные туфобрекчии, туфы кислого и среднего состава, а также лавы основного и среднего состава. Отличительной чертой пород является их зеленоватая окраска, наличие четко выраженных слоистых текстур. Обломочный материал в терригенных образованиях зачастую представлен породами нижележащей урупской свиты; туфобрекчии обычно состоят из обломков эффузивов основного и среднего состава.

В центральной части о. Уруп свита имеет двучленное строение. Ее нижняя часть сложена здесь туфоконгломератами, туфобрекчиями, реже

лавобрекчиями и лавами главным образом основного и среднего состава, имеющими темно-серую, часто с зеленоватым оттенком окраску. Породы характеризуются неясно выраженной грубой слоистостью. Размеры обломков лав изменяются от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Иногда встречаются маломощные прослои и линзы песчаников, гравелистов, туфов. Общая видимая мощность этой части разреза не менее 500-600 м.

Верхняя часть свиты по составу пород, характеру их чередования, текстурным и структурным признакам аналогична разрезам луговской свиты, которые можно наблюдать по охотскому побережью острова. Это переслаивающиеся между собой гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, часто содержащие примесь туфового материала, реже туфобрекчии, туфоконгломераты. Мощность этой части разреза свиты не менее 1000 м.

В бассейне р. Галинки в основании луговской свиты залегает пачка туфоконгломератов с большим количеством галек диоритов и зеленокаменноизмененных пород, по-видимому, урупской свиты. Б.Н. Пискунов указывает на наличие углового несогласия между отложениями луговской свиты и верхнеурупской подсвиты в нижнем течении р. Рыбной. На юге острова эти стратиграфические подразделения характеризуются согласным напластованием.

Среди обнаруженных Б.Н. Пискуновым в песчаниках и алевролитах луговской свиты тонкостворчатых, относительно глубоководных моллюсков преобладают среднемиоценовые формы (Жидкова и др., 1971). Учитывая, что фауна обнаружена в верхней части свиты, в то время как ее низы имеют согласные контакты с породами урупской свиты, возраст рассматриваемых отложений, по-видимому, следует считать ранне-среднемиоценовым.

Свита Горячего Пляжа была выделена А.Ф. Прялухиной в 1961 г. Впоследствии этим образованиям не стали придавать самостоятельного стратиграфического значения: основанием для этого послужили находки фауны в породах вышележащей ловцовой свиты, указывающей, по данным И.Г. Смирнова и Т.П. Королевой (1970), на ранне-среднемиоценовый возраст отложений. Повторные определения позволили, однако, считать их более молодыми, относящимися к среднему-верхнему миоцену (Жидкова и др., 1971).

Основные районы распространения пород свиты Горячего Пляжа — юго-восточные склоны хребта Докучаева и центральная часть о. Кунашир. Кроме того, они слагают береговые обрывы на севере острова южнее мыса Нелюдимого, на п-ове Ловцова между мысами Китовым и Спокойным, а также на охотском побережье между мысом Столбчатым и руч. Лобанова. Небольшие изолированные выходы этих отложений, возможно, присутствуют в районе пос. Горячий Пляж и в районе мыса Мечникова. Породы, слагающие свиту, характеризуются пестрым составом. Это туфопесчаники, туфоалевролиты, гравелиты, конгломераты, кислые туфы, туфобрекчии основного и среднего состава, лавы андезитов, базальтов, дацитов.

В районе мыса Нелюдимого в основании свиты залегает 30—40-метровая пачка крупногалечных и валунно-галечных конгломератов с про-

слоями гравелитов и песчаников в верхней части. Обломочный материал плохо отсортирован, часто полуокатан и представлен галькой и валунами (до 1–2 м) зеленокаменных эффузивов разнообразного состава, гранитоидов, песчаников, гравелитов, алевролитов. Выше залегает 300–400-метровая толща, представленная сложно чередующимися туфобрекчиями, лавобрекчиями и агломератами основного или среднего состава, содержащими прослой туфов и туфопесчаников. Выше залегают туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями лавобрекчий и туфопесчаников общей мощностью 150–200 м. Эти образования по тектоническому контакту соприкасаются с обнажающимися юго-восточнее породами ловцовской свиты.

Сходный разрез отложений свиты наблюдается на п-ове Ловцова между мысами Спокойным и Рифовым. Здесь вскрывается примерно 400-метровая толща туфобрекчий, переходящих в лавы основного состава, и туфоконгломератов с галькой цеолитизированных эффузивов основного и среднего состава, реже зеленокаменноизмененных песчаников, алевролитов и туфов, типичных для кунаширской свиты, а также гранитоидов; встречаются отдельные прослой туфогенных песчаников и алевролитов, темно-серых с зеленоватым оттенком.

Некоторые исследователи относят рассмотренные отложения п-ова Ловцова к кунаширской свите (Аверьянов, Соловьева, 1966). Однако по составу и характеру строения они сходны с породами района мыса Нелюдимого, которые залегают на отложениях кунаширской свиты и перекрываются отложениями ловцовской свиты, относящимися к среднему – верхнему миоцену. Поэтому более правильным, на наш взгляд, относить их к свите Горячего Пляжа, как это и делалось первоначально при среднемасштабной геологической съемке острова.

В центральной части о. Кунашир, по-видимому, более высокие горизонты свиты представлены переслаивающимися песчаниками и алевролитами с примесью туфогенного материала, кислыми туфами, андезитами и дацитами, туфобрекчиями. На охотском побережье острова между мысом Столбчатым и руч. Лобанова в составе свиты наряду с песчаниками, алевролитами, кислыми туфами и туфобрекчиями вновь появляются туфобрекчии и агломераты основного и среднего состава.

В песчаниках свиты в районе пос. Горячий Пляж были обнаружены моллюски, один из которых (*Nuculana crassatelloides* Laut.) характерен для пилевской и холмской свит Сахалина, относимых к низам среднего миоцена (Прялухина, 1961; Желубовский, Прялухина, 1964). На севере о. Кунашир в районе мыса Нелюдимого отложения свиты Горячего Пляжа с незначительным (10–15°) угловым несогласием залегают на породах кунаширской свиты. В районе же п-ова Ловцова, как уже отмечалось, они перекрываются отложениями ловцовской свиты. Таким образом, наиболее вероятен среднемиоценовый, возможно ранне-среднемиоценовый возраст пород свиты Горячего Пляжа, общая мощность которых не менее 1000 м.

В отложениях курильской серии южной части Большой Курильской гряды широко проявлены процессы вторичного минералообразования (хлоритизация, цеолитизация, окварцевание), что в значительной степени

сближает их с "зеленотуфовыми" образованиями урупской и кунаширской свит. Вместе с данными о локальности несогласий между курильской и среднепарамуширской сериями это доказывает принадлежность отложений обеих серий к единому комплексу "зеленых туфов".

### *Итурупская серия*

Область максимального распространения отложений итурупской серии — о. Итуруп, где она была выделена В.М. Никольским в 1959 г. Они развиты преимущественно в центральной части острова и обычно подразделяются на две свиты: куйбышевскую и рыбаковскую. Одновозрастные им образования выделяются на о. Уруп в лопуховскую, а на о. Кунашир — в ловцовскую свиты.

Куйбышевская свита, в строении которой основная роль принадлежит осадочным и вулканогенно-осадочным образованиям, выделена Г.М. Власовым (Геология СССР, 1964). Выходы отложений этой свиты наблюдаются в центральной части о. Итуруп в виде полосы шириной 2—5 км, прослеживающейся от бассейна р. Куйбышевки до северо-восточного окончания хребта Богатырь. Сходные образования отмечаются В.Е. Бевзом (Жидкова и др., 1971) в районе оз. Рейдового, по руч. Минеральному, в верховьях р. Курилки, а также на юге острова в верхнем течении р. Ильинки и ее притоков и на побережье в районе мыса Носкова — устья руч. Птицина.

Свита представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфодиазомитов, содержащих прослойки и линзы (мощностью 10—30 м, иногда до 50 м и более) туфобрекчий и туфоконгломератобрекчий с галькой и обломками андезитов и андезитобазальтов. В районе пос. Рейдовое в составе свиты, согласно данным В.Е. Бевза и А.В. Шапошникова, встречаются дациты, на юге острова в нижней части разреза появляются потоки андезитов.

В отложениях куйбышевской свиты в большом количестве встречаются окаменевшие моллюски, флористические остатки, панцири диатомовых водорослей, окаменевшие рыбы. Определенные до вида моллюски встречаются главным образом в средне-верхнемиоценовых отложениях Сахалина, Камчатки, Северной Японии (Жидкова и др., 1971). Мощность куйбышевской свиты оценивается большинством исследователей примерно в 1000 м.

Рыбаковская свита развита в тех же районах, что и куйбышевская. Она выделена Ю.С. Желубовским в 1951 г. в районе поселков Курильск и Рыбаки.

В составе свиты преобладают туфобрекчии и туфоконгломератобрекчии основного и среднего состава, подобные тем, которые встречаются в виде прослоев среди отложений куйбышевской свиты. Породы обычно грубообломочные, грубослоистые или лишенные слоистых текстур. Местами туфобрекчии переходят по простираанию в лавы, лавобрекчии, агломераты. Среди них встречаются отдельные прослои гравелитов, песчаников, алевролитов. Для отложений свиты в целом характерна фациальная изменчивость.

Обнаруженная в них фауна моллюсков указывает на позднемиоценовый (Сергеева, 1964) или средне-позднемиоценовый (Жидкова и др., 1971) возраст свиты. Ее мощность не менее 1000 м.

Г.П. Вергунов и А.Ф. Прялухина (1965) указывают, что между отложениями куйбышевской и рыбаковской свит имеет место небольшое угловое несогласие. Одновременно они отмечают, что отложения рыбаковской свиты содержат лишь большее количество грубообломочного пирокластического материала, в то же время существенно не отличаясь по составу от образований куйбышевской свиты.

По-видимому, более обоснована точка зрения о согласном соотношении этих свит (Сергеева, 1964), которая подтверждается и нашими наблюдениями в районе Куйбышевского залива. Здесь среди песчаников, алевритов, аргиллитов и туфодиамитов, относимых к куйбышевской свите, наблюдается не менее шести прослоев (мощностью 5, 10 и 40 м), которые сложены туфобрекчиями, туфоконгломератами и лавами андезитов и андезито-базальтов. По составу, а также по структурным и текстурным особенностям эти вулканогенные образования неотличимы от пород, обычно относимых к рыбаковской свите. Мощность прослоев и частота их встречаемости увеличиваются снизу вверх по разрезу, и севернее устья р. Саратовки вулканогенные образования в итурупской серии уже начинают преобладать. Сходные с рассмотренными взаимоотношения между осадочными и вулканогенными породами итурупской серии можно наблюдать также в береговых обрывах между поселками Курильск и Рыбаки. Таким образом, граница между куйбышевской и рыбаковской свитами условная.

Литологически сходные с породами рыбаковской свиты образования слагают большую часть п-ова Пржевальского. А.Ф. Прялухиной (1961) они выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение — свиту мыса Пржевальского, которую она относила к плиоцену, а Ю.С. Желубовский к рыбаковской свите (Геология СССР, 1964). Следует отметить, что плиоценовая фауна моллюсков обнаружена лишь в самой верхней части вскрывающегося здесь разреза, в мелкообломочных, обычно слабо цементированных туфобрекчиях. Последние переслаиваются с туфами, туфогенными конгломератами, грубозернистыми рыхлыми туфопесчаниками и гравелитами. Эти туфогенно-осадочные отложения залегают с угловым несогласием на грубообломочных туфобрекчиях с прослоями лав основного и среднего состава, которые внешне неотличимы от туфобрекчий и лав, присутствующих в виде прослоев среди терригенных пород куйбышевской свиты и слагающих рыбаковскую свиту.

Особенности геологического строения центральной части о. Итуруп в районе Куйбышевского залива показывают, что вулканогенные образования п-ова Пржевальского фациально замещаются по простиранию в северо-восточном направлении преимущественно терригенными отложениями бассейна р. Куйбышевки, относящимися к среднему — верхнему миоцену.

Вышеизложенное позволяет предполагать, что вулканогенные образования, выделяемые в рыбаковскую свиту, скорее всего являются фа-

циальным аналогом песчаников, алевролитов, аргиллитов и туфодиамитов куйбышевской свиты. Это согласуется с заключениями об одинаковом возрасте фауны моллюсков, обнаруженной в отложениях обеих свит (Давыдов и др., 1968; Жидкова и др., 1971).

Нерешенным является и вопрос о нижней границе итурупской серии.

Первоначально считали, что отложения итурупской серии подстилаются туфобрекчиями и лавобрекчиями основного и среднего состава, с многочисленными прослоями туфов и туфогенных песчаников, которые выделялись в свиту р. Жемчужной (Сергеева, 1964). Возраст последней определялся как раннемиоценовый на основании находок в нижней части разреза фауны моллюсков. При этом резкое различие степени метаморфизма и дислоцированности отложений свиты р. Жемчужной и куйбышевской свиты позволяло предполагать между ними угловое несогласие, однако непосредственные контакты между свитами не наблюдались.

В дальнейшем на о. Итуруп в качестве древнейших стали выделяться вулканогенные образования так называемой тебеньковской свиты, а отложения, относящиеся к свите р. Жемчужной, после повторных определений фауны стали считаться более молодыми, плиоценовыми (Жидкова и др., 1971).

Вопрос о возрасте свиты р. Жемчужной в настоящее время, по-видимому, не следует считать окончательно решенным. Литологически отложения этой и тебеньковской свит близки между собой. Сходны в целом по составу и строению разреза эти образования и с породами рыбаковской свиты. Не исключено, например, что в составе свиты р. Жемчужной присутствуют отложения, одновозрастные итурупской серии. Это тем более вероятно, если учесть, что отложения рассматриваемой свиты пространственно тесно связаны с породами п-ова Пржевальского. Выходы тех и других образуют единую полосу распространения грубообломочных вулканогенных образований, прослеживающуюся от п-ова Пржевальского к юго-западу вдоль охотского побережья о. Итуруп до устья р. Новой.

Отложения, выделяемые в тебеньковскую свиту, фаунистически не охарактеризованы. Проводившиеся нами на о. Итуруп исследования позволяют усомниться в самостоятельном значении этого стратиграфического подразделения. Скорее всего в составе тебеньковской свиты объединяются разновозрастные образования. Так, на севере острова они входят в состав утесной серии, о чем подробнее будет сказано ниже. В центральной же части о. Итуруп можно предполагать их принадлежность к итурупской серии.

Наиболее полный разрез этих образований вскрывается по р. Куйбышевке, где они представлены преимущественно эффузивами основного и среднего состава, туфами, туфобрекчиями, реже туфоконгломератами и туфопесчаниками. Слоистые текстуры для перечисленных пород обычно не характерны. Широко, но не повсеместно проявлены вторичные изменения: хлоритизация, цеолитизация, окварцевание. В среднем течении р. Куйбышевки видно залегание рассматриваемых вулканогенных образований под песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов,

туфобрекчий и туфоконгломератов, относящимися к куйбышевской свите. Этот факт, однако, не следует рассматривать как указание на их более низкое стратиграфическое положение относительно итурупской серии. Вполне вероятно, что, как и вулканогенные образования рыбаковской свиты, они являются лишь фациальной разновидностью отложений куйбышевской свиты. Зеленокаменные же изменения вулканогенных образований так называемой тебеньковской свиты можно объяснять не их "древностью", а положением в приразломной зоне Западно-Итурупского разлома.

На основании вышеизложенного можно высказать предположение о том, что основание итурупской серии в пределах о. Итуруп не вскрывается. Отложения, которые можно было бы отнести к "зеленым туфам", здесь, по-видимому, не выходят на поверхность. Это заключение позволяет удовлетворительно объяснить ряд особенностей геологического строения острова. Например, становится понятным, почему до сих пор на о. Итуруп не обнаружены интрузивные тела гранитоидов миоценового возраста, являющихся непременными спутниками "зеленых туфов". Получает также естественное объяснение и то обстоятельство, что в пределах о. Итуруп не установлены отложения курильской серии, столь широко развитые на других островах Большой Курильской гряды.

На о. Уруп к итурупской серии относятся отложения лопуховской свиты, которая была выделена Ю.Л. Неверовым и О.А. Хведченей (1962), а в дальнейшем изучалась геологами СаГУ. Основная область распространения отложений лопуховской свиты — бассейны рек Лопуховской и Утиной. Кроме того, они встречаются на юге о. Уруп в бассейне р. Голубичной, а также на охотском побережье, севернее мыса Несчастья.

Свита сложена преимущественно терригенными и вулканотерригенными образованиями. В бассейне р. Лопуховой это переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, а также туфоконгломераты, пемзотуфы, туфодиазомиты и туфы кислого состава. Юго-западнее, в бассейне р. Утиной, существенная роль начинает принадлежать вулканогенным образованиям основного, среднего и кислого состава. В районе охотского побережья острова среди осадочных и вулканогенно-осадочных образований свиты встречен горизонт туфобрекчий среднего состава, переходящих по простираанию в лавы андезито-базальтов. Его мощность изменяется от 20—30 до 100 м, причем максимальная мощность приходится на ту часть горизонта, где появляются эффузивы.

В бассейне р. Голубичной, по данным Б.Н. Пискунова, базальные конгломераты лопуховской свиты залегают на породах верхнеурупской подсвиты. Галька конгломератов представлена нижнемиоценовыми зеленокаменноизмененными эффузивами и туфами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцитами, пемзами. Подобные конгломераты наблюдаются также в бассейне р. Лопуховой, где рассматриваемые отложения залегают с угловым несогласием на породах луговской свиты. На охотском побережье острова, в 1,5 км восточнее мыса Несчастья, можно наблюдать непосредственный контакт отложений лопуховской

свиты с нижележащими образованиями луговской свиты. Последние представлены мелкообломочными туфобрекчиями и окварцованными песчаниками, имеющими азимут падения  $220^{\circ}$ , угол падения  $30^{\circ}$ . На них с угловым несогласием залегают отложения лопуховской свиты, в основании которых наблюдается лавовый поток андезито-базальтов мощностью 15–20 м. Залегание пород лопуховской свиты в этом месте близко к горизонтальному.

В породах лопуховской свиты встречена фауна моллюсков, диатомовые водоросли, отпечатки листьев. Возраст отложений свиты первоначально считался среднемиоценовым, а в дальнейшем — позднемиоценовым (Жидкова и др., 1971). Их мощность около 500 м. Данные о возрасте, а также литологическое сходство рассматриваемых отложений с породами куйбышевской свиты позволяют уверенно включать их в состав итурупской серии.

Как и на о. Итуруп, в итурупской серии на о. Уруп присутствует значительное количество вулканогенных образований основного и среднего состава. Об одном районе распространения последних уже упоминалось — это охотское побережье центральной части острова. Другой район, где встречаются вулканогенные образования основного состава, — залив Бархатный. Вскрывающиеся на мысах и отдельных участках побережья туфобрекчии и туфоконгломератобрекчии с прослоями лав базальтов и андезито-базальтов общей мощностью 150–200 м относились Б.Н. Пискуновым к натальинской свите плиоценового возраста. Контакт их с развитыми здесь отложениями лопуховской свиты первоначально интерпретировался как тектонический, а позднее — как поверхность несогласия.

Действительно, особых оснований для проведения здесь разлома не имеется. Западнее мыса Этолина можно наблюдать, как грубослоистые вулканогенные образования основного состава, имея северо-западные и запад-северо-западные падения, погружаются под отложения лопуховской свиты, выходящие на побережье между мысом Этолина и бухтой Можаяева. Отсюда следует, что возраст вулканогенных толщ не может быть моложе позднего миоцена.

На о. Кунашир к итурупской серии относится ловцовская свита, отложения которой развиты на п-ове Ловцова, между ручьями Филатова и Добрый Ключ, и на охотском побережье, в районе оз. Валентины. Не исключена возможность присутствия отложений итурупской серии в пределах юго-восточного склона хребта Докучаева.

В строении ловцовской свиты принимают участие конгломераты, туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты, туфодиатомиты, туфы и туфобрекчии преимущественно кислого состава. Один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов свиты описан В.М. Демьяновым, А.И. Поздеевым и В.М. Дуничевым на побережье п-ова Ловцова между мысом Спокойным и пос. Круглово, где вскрываются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты и конгломератобрекчии с галькой липаритовых туфов, аргиллитов, туфопесчаников, андезитов, базальтов, кварцевых порфиоров, гранитоидов . . . . .

20

2. Переслаивание туфов, аргиллитов и туфобрекчий . . . . .	30
3. Туфобрекчий с обломками аргиллитов, туфов, андезитов, базальтов, с линзами и прослоями аргиллитов и алевролитов . . . . .	230
4. Переслаивание туфопесчаников и аргиллитов . . . . .	85
5. Туфы, содержащие в верхней части прослой алевролитов . . . . .	130
6. Конгломераты с галькой песчаников, туфов, алевролитов и базальтов . . . . .	150
7. Конгломераты, переходящие вверх по разрезу в мелкообломочные туфобрекчий с прослоями туфопесчаников и опоковидных туфов . . . . .	50
8. Туфы опоковидные светло-серые, переслаивающиеся в верхней части разреза с туфопесчаниками и туфоконгломератами . . . . .	20
9. Переслаивание туфопесчаников, туфов и туфобрекчий . . . . .	более 25
Суммарная мощность разреза около 750 м.	

В районе бухты Нелюдимой среди туфопесчаников, туфодиазомитов и туфогравелитов ловцовской свиты встречаются прослой туфобрекчий и лавобрекчий основного и среднего состава.

На п-ове Ловцова базальные конгломераты ловцовской свиты с угловым несогласием (10–20°) залегают на породах свиты Горячего Пляжа. На охотском побережье острова они несогласно лежат на отложениях кунаширской свиты. Комплекс фауны моллюсков, обнаруженный в породах ловцовской свиты, по заключению авторов "Атласа неогеновых моллюсков Курильских островов" (Жидкова и др., 1971), состоит преимущественно из верхнемиоценовых форм, часть которых встречается и в среднем миоцене Сахалина, Камчатки и Северной Японии.

### *Утесная серия*

Отложениями утесной серии заканчивается разрез неогеновых образований Большой Курильской гряды. Наиболее широко, как и отложения итурупской серии, они распространены на о. Итуруп, где в составе утесной серии выделяются камуйская и парусная свиты.

Камуйская свита выделена В.Е. Бевзом в 1963 г. в северной части острова. Ранее разновозрастные и сходные литологически образования выделялись В.Б. Сергеевой (1964) в свиту р. Осенней.

На севере острова камуйская свита представлена чередующимися гравелитами, песчаниками и алевролитами обычно с большим количеством обломков пемз. Встречаются отдельные прослой пемзовых брекчий, туфодиазомитов, конгломератов и туфобрекчий с обломками и галькой главным образом андезитов и андезито-базальтов. Эти породы обычно слабо литифицированы, часто содержат большое количество фауны.

В центральной части острова, по данным В.Б. Сергеевой (1964), разновозрастные образования представлены в основном туфодиазомитами, среди которых наблюдаются прослой туфогенных песчаников, туфов, туффитов и туфобрекчий с обломками пемз.

Более высокое стратиграфическое положение рассматриваемых отложений по сравнению с породами итурупской серии не вызывает сомнения. Характер взаимоотношения камуйской свиты с итурупской серией в настоящее время неясен. Основываясь на различиях в степени метаморфизма отложений этих стратиграфических подразделений В.Б. Сергеева (1964) предполагала наличие между ними перерыва. В.Е. Бевз (Жидкова и др., 1971) указывал на несогласное залегание отложений камуйской свиты на вулканогенных образованиях, относимых им к тебеньковской свите раннемиоценового возраста. Последние выделяются им в районе пос. Славное и у мыса Тепта, в береговых обрывах у устья р. Чистой, в районе вулкана Медвежьего, а также по руч. Ольховому.

Однако в районе пос. Славное встречаются гидротермальноизмененные вулканогенные образования основного состава, взаимоотношение которых с развитыми здесь же аналогичными по составу, но неизменными породами парусной свиты в силу недостаточной обнаженности установить не удается. У устья р. Чистой также среди отложений парусной свиты в береговых обрывах на протяжении 2—3 км наблюдаются лавы и лавобрекчи андезитового состава, в которых иногда можно встретить обуглившиеся стволы и ветви деревьев. Локально встречаются зоны пропилитизации и окварцевания, а также маломощные (5—10 см) жилы кварца с сульфидами. Не вызывает сомнения принадлежность этих пород к парусной свите, тем более, что в районе бухты Софья под ними залегают вулканогенно-осадочные образования камуйской свиты.

Обнажающиеся в районе руч. Ольхового туфобрекчи, туфоконгломератобрекчи и лавы основного и среднего состава, которые В.Е. Бевз относит к тебеньковской свите, не только перекрываются туфопесчаниками и мелкообломочными туфобрекчиями камуйской свиты, но и подстилаются ими же. Гидротермальные изменения в этой пачке вулканогенных образований, мощность которой увеличивается в северо-восточном направлении, проявлены локально лишь в районе устья руч. Ольхового, и поэтому нет оснований исключать их из состава утесной серии.

Изложенное выше позволяет предполагать, что вулканогенные образования так называемой тебеньковской свиты северной части о. Итуруп скорее всего входят в состав утесной серии.

Возраст отложений камуйской свиты на основании находок в них большого количества фаунистических остатков уверенно определяется в настоящее время как позднемиоцен-плиоценовый (Сергеева, 1964; Жидкова и др., 1971). Мощность свиты достигает 1000 м.

Парусная свита, выделенная Г.М. Власовым в 1948 г., заканчивает разрез неогеновых отложений о. Итуруп. Основная область распространения отложений свиты располагается в северной части острова, севернее перешейка Ветровой. Отдельные их выходы наблюдаются также в его центральной части на охотском (п-ове Пржевальского), а по данным В.Е. Бевза, и океанском побережьях.

Основная роль в строении свиты принадлежит вулканогенным образованиям. Это лавы и лавобрекчии андезитов и андезито-базальтов, туфобрекчии того же состава, очень напоминающие отложения рыбаковской свиты, грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, иногда туфодиагомиты. Туфогенно-осадочные образования преобладают в нижней части свиты, а вулканогенные — в верхней.

На верхнемиоцен-плиоценовых породах камуйской свиты отложения парусной свиты залегают согласно, в ряде мест с постепенным переходом. Их плиоценовый возраст доказан фаунистически В.Ф. Ероховым (1960). Мощность отложений достигает 1300 м (Жидкова и др., 1971).

На о. Уруп в составе утесной серии выделяются быстринская и натальнинская свиты.

Быстринская свита выделена М.Я. Ивановой в 1957 г. Ю.Л. Неверовым и О.А. Хведченей (1962), по-видимому, эти же отложения выделялись в кампанейскую свиту. При проведении среднемасштабной геологической съемки за ними было сохранено прежнее название.

Отложения быстринской свиты встречаются лишь на севере острова в бассейне р. Быстрой, где представлены переслаивающимися туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами и туффитами. Породы в основном слабо литифицированные, часто почти рыхлые. В конгломератах и туфобрекчиях встречаются обломки и гальки андезитов и андезито-базальтов, иногда более кислых пород, а также гранитоидов и зеленокаменноизмененных пород урупской и луговской свит. Практически по всему разрезу в большом количестве встречаются обломки пемз. В районе бухты Новокурильской среди туфогенно-осадочных отложений быстринской свиты наблюдаются лавы и лавобрекчии андезитов и андезито-базальтов.

Взаимоотношения быстринской и лопуховской свит установить не удается в силу того, что их выходы пространственно разобщены. В районе перевала Рискованный отложения быстринской свиты, по данным Б.Н. Пискунова, залегают на породах урупской свиты с угловым несогласием и базальными конгломератами.

Л.С. Жидкова и др. (1971) указывают, что фаунистический комплекс быстринской свиты довольно однообразен и малочислен. Определенные до вида представители рода *Chlamys* близки к верхнемиоценовым, плиоценовым и ныне живущим. Учитывая аналогии по составу и положению в разрезе между отложениями камуйской и быстринской свит, возраст последней можно определять, таким образом, как позднемиоцен-плиоценовый пока лишь условно. Мощность отложений быстринской свиты не превышает 400–500 м.

Натальнинская свита выделена Б.Н. Пискуновым в 1965 г. Ранее эти же или одновозрастные им образования выделялись в свиту мыса Темного (Неверов, Хведченя, 1962).

Свита сложена преимущественно грубообломочными вулканогенными образованиями с прослоями лав основного и среднего состава, которые в виде узких прерывистых полос прослеживаются вдоль охотского и океанского побережий о. Уруп. Основные разновидности пород, слагающих свиту, — это туфобрекчии и туфоконгломераты, обломки

595

и гальки в которых представлены эффузивами основного и среднего состава, реже породами комплекса "зеленых туфов" и гранитоидами. Широко распространены лавы, лавобрекчии и агломераты андезитов и базальтов. Встречаются отдельные прослои пемзовых туфов, грубозернистых песчаников и гравелитов с примесью туфогенного материала.

Заключение о плиоценовом возрасте рассматриваемых отложений выводится обычно из их положения в разрезе и сходства по составу с плиоценовыми отложениями о. Итуруп (парусная свита). По положению в разрезе, однако, плиоценовый возраст можно предполагать лишь для грубообломочных вулканогенных образований охотского побережья о. Уруп в районе бухты Новокурильской. В районе же залива Бархатный сходные по составу вулканогенные отложения, ранее включавшиеся в состав натальинской свиты, как было показано выше, относятся к итурупской серии. Таким образом, близость состава вулканогенных образований, относимых к натальинской свите, области распространения которых пространственно разобщены, в данном случае не может служить критерием их одновозрастности. В свете вышеизложенного мощность плиоценовых вулканогенных отложений, входящих в состав утесной серии на о. Уруп, может быть оценена в 500–700 м.

Наименее изучены отложения утесной серии на о. Кунашир. Здесь выделяются алахинская свита — аналог камуйской и быстринской свит и серноводская — аналог парусной и натальинской свит. Не вполне ясно стратиграфическое положение развитых на юге острова отложений головнинской свиты.

Алахинская свита, в которую включаются и выделенные В.М. Чапышевым в 1958 г. "алахинские слои", распространена главным образом в южной части острова на охотском (пос. Алахино — руч. Лобанова) и океанском (к северо-востоку от мыса Водопадного) побережьях.

На охотском побережье свита представлена туфобрекчиями и лавами андезитового состава, содержащими маломощные прослои туфоконгломератов, туфогравелитов, туфогенных песчаников, алевролитов. На океанском — существенную роль в ее строении играют туфобрекчии и лавы кислого состава, кислые туфы и туфогенно-осадочные образования.

Отложения, возможно, принадлежащие к алахинской свите, наблюдаются также в центральной части о. Кунашир. На охотском побережье к ним можно отнести обнажающиеся юго-западнее пос. Назарово желтовато- и светло-серые, иногда опокovidные песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов и мелкообломочных туфобрекчий. На океанском побережье между руч. Ильюшина и мысом Сукачева вскрываются преимущественно туфоконгломераты и туфоконгломератобрекчии с галькой и обломками эффузивов среднего, реже кислого состава, песчаников, алевролитов, гранитоидов, туфов, кварцитов, зеленокаменных измененных пород.

Взаимоотношения алахинской и нижележащей ловцовской свит изучены недостаточно. На породах кунаширской свиты и свиты Горячего Пляжа отложения алахинской свиты залегают несогласно, с базальными конгломератами. Позднемиоцен-плиоценовый возраст этих отложений доказан фаунистически (Жидкова и др., 1971). Мощность свиты около 1000 м.

Серноводская свита выделена группой геологов СахКНИИ (Сергеев, 1963). По-видимому эти же или им подобные образования впоследствии стали выделяться в григорьевскую свиту (Давыдов и др., 1968).

Отложений свиты распространены на острове локально и представлены главным образом грубообломочными вулканогенными образованиями — туфо- и лавобрекчиями, лавами основного и среднего состава с отдельными прослоями гравелитов и песчаников. Их плиоценовый возраст может быть определен лишь условно путем сопоставления со сходными образованиями парусной и натальинской свит. Мощность серноводской свиты 150 м.

Головнинская свита выделена Б.Н. Пискуновым в 1962 г. Слагающие ее породы изолированно развиты в южной части острова и представлены пемзовыми песками, рыхлыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алеволитами. Иногда встречаются потоки эффузивов. Общая мощность этих отложений не превышает 250 м. Обнаруженная в районе мыса Пузанова фауна свидетельствует, по данным Б.Н. Пискунова (1963), о среднеплиоценовом возрасте отложений головнинской свиты. По мнению Е.Н. Кичиной и Н.А. Соловьевой (1966), отложения, развитые к северу от мыса Пузанова, заведомо древнее, и поэтому найденная в них фауна не может характеризовать возраст отложений этой свиты.

В пределах рассматриваемого в работе района к Прихотской зоне, помимо островов Большой Курильской гряды, относится также п-ов Сиретоко. Имеющиеся в распоряжении автора материалы позволяют лишь в общих чертах охарактеризовать состав, последовательность напластования и возраст вскрывающихся здесь неогеновых образований.

Согласно результатам геологической съемки масштаба 1:250 000 (Geological map..., 1959) разрез неогеновых отложений п-ова Сиретоко следующий. Наиболее древние образования района представлены зелеными туфами с прослоями туфогенных песчаников, которые выделяются в формацию Чуруи, относящуюся к среднему миоцену. Выше с локальным несогласием залегают твердые сланцы, туфы и агломераты формации Коекава позднемиоценового возраста, которые вверх по разрезу сменяются туфогенными неяснослоистыми песчаниками, диатомитами, туфами и агломератами формации Икусина. Последняя относится к нижнему плиоцену; слагающие ее отложения залегают на породах формации Коекава с местным несогласием. Верхнеплиоценовые образования полуострова представлены нерасчлененными продуктами вулканических извержений преимущественно среднего состава.

Вулканогенные образования характерны в основном для районов п-ова Сиретоко, прилегающих к побережью Кунаширского пролива; здесь же для неогенового разреза характерны согласные взаимоотношения между формациями. Западнее в неогеновом разрезе существенная роль принадлежит терригенным отложениям; появляются перерывы и несогласия.

Более подробные сведения о стратиграфии района изложены в объяснительных записках к геологическим картам п-ова Сиретоко масштаба

1 : 50000. Например, для района Минехама приводится следующий разрез (Sugimoto a.o., 1959).

Древнейшие отложения района, относящиеся к формации Чуруи, представлены зеленокаменноизмененными андезитами и липаритами и их туфами, содержащими прослой туфобрекчий и агломератов, а в верхней части — липаритов. Их видимая мощность превышает 1000 м. Нижняя часть формации интродуцирована пропилитами, которые встречаются в виде даек и силлов неправильной формы, образующих комплекс пропилитов и зеленых туфов Суизан.

Перекрывающие этот комплекс вулканогенные образования формации Окусибетсу мощностью от 0 до 1500—2000 м представлены агломератами, туфобрекчиями, туфами и лавами базальтов и андезитов, содержащих прослой плотных сланцев, алевролитов и туфогенных песчаников. Несколько южнее, в районе Мусадейк, аналогичные отложения включаются в состав формации Чуруи.

Отложения формации Косикава согласно залегают на породах формации Окусибетсу, а в районе р. Нукаматцу фашиально замещают последние. Формация Косикава состоит в основном из твердых сланцев и аргиллитов, а также песчаников, туфов и туфогенных аргиллитов общей мощностью около 1000 м. Северо-восточнее, в районе Уторо, подобные отложения выделяются в формацию Онебетсугава (Sugimoto, Matsushita, 1961).

Выше с локальным несогласием залегают аргиллиты, а также переслаивающиеся между собой песчаные аргиллиты и тонкозернистые песчаники с прослоями пемзовых туфов, туфогенных песчаников и плотных темно-коричневых аргиллитов, относящихся к формации Икусина. В юго-восточной части района Минехама и в районе Уторо они фашиально замещаются агломератами и лавами основного и среднего состава. В породах формации Икусина обнаружены фаунистические остатки: *Portlandia thraciaeformis* (Storer), *Patinopesten* sp., *Clinocardium Chaliforniense* (Desh.), *Serripes laperous* (Desh.), *Conchocera bisecta* (Cong.), *Buccinum* sp.

Мощность отложений формации Икусина около 1000 м.

Конгломераты, гравийные песчаники и туфы мощностью не более 300 м, выделяемые в формацию Чипутомари, залегают на отложениях формации Косикава согласно и распространены в районе Минехама ограниченно.

Условно относящиеся к плиоцену лавы высот 735,3 и 707 м, а также агломераты Коунабецудейк, судя по геологической карте, скорее всего представляют отдельные вулканические потоки вулкана Унабецудейк, на что уже указывал М.С. Марков (1967б).

Породы рассмотренных выше формаций содержат незначительное количество фаунистических остатков; во многих формациях они вообще не найдены. Даже фауна формации Икусина недостаточна для определения возраста отложений, и поэтому японские геологи (Sugimoto a.o., 1959) относят все формации к миоцену — плиоцену без дальнейшего уточнения. Л.С. Жидкова и др. (1917) указывают, что некоторые виды моллюсков, обнаруженные в породах формации Икусина, характерны для верхнего миоцена.



Сравнивая неогеновые формации п-ова Сиретоко с дочетвертичными отложениями Большой Курильской гряды (рис. 3), можно видеть, что те и другие близки между собой по составу и возрасту. Достаточно четко устанавливаются отложения, принадлежащие к комплексу "зеленых туфов", к которым, например, в районе Минехама можно отнести формации Чуруи, Окусибетсу и Косикава. Вышележащие отложения хорошо сопоставляются с породами итурупской и утесной серий.

Приведенные выше данные позволяют отметить некоторые особенности строения неогенового разреза Приохотской зоны. Обращает на себя внимание обилие в толще неогеновых отложений перерывов и угловых несогласий. Из них наиболее четко выделяются среднемиоценовый перерыв и угловое несогласие, отделяющие комплекс "зеленых туфов" от вышележащих отложений итурупской и утесной серий. Судя по преобладанию в верхней части разреза курильской серии переотложенных вулканогенных образований, а также терригенных отложений, можно предполагать, что среднемиоценовому перерыву предшествовало ослабление вулканической деятельности, возможно, даже ее прекращение.

Заслуживает внимания указание японских геологов на согласные взаимоотношения между стратиграфическими подразделениями неогена в районе п-ова Сиретоко. В этом отношении намечается некоторое сходство с Притихоокеанской зоной островной дуги, где в направлении с северо-востока на юго-запад в верхнемеловом разрезе постепенно исчезают перерывы и угловые несогласия. В то же время в противоположность этой зоне, где фации и мощности отложений или выдерживаются, или постепенно изменяются вдоль дуги, в Приохотской зоне наблюдается резкая смена мощностей и фаций неогена по простиранию дуги. Особенно отчетливо это можно проследить на примере отложений итурупской и утесной серий.

Четвертичные образования Приохотской зоны залегают на подстилающих их неогеновых отложениях обычно несогласно. По сравнению с одновозрастными отложениями островов Малой Курильской гряды и п-ова Немуро четвертичные образования Приохотской зоны отличаются значительно большими мощностями, широким развитием продуктов вулканизма, а также резкой фациальной изменчивостью.

Вулканогенные образования представлены лавами андезитов, базальтов, реже кислыми эффузивами, а также агломератами, туфобрекчиями и туфами, которые слагают четвертичные вулканические постройки. По данным Г.С. Горшкова (1967), только на островах Кунашир, Итуруп и Уруп насчитывается более 80 наземных вулканов, многие из которых являются действующими.

Рис. 3. Схема сопоставления неогеновых отложений южной части Большой Курильской гряды

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — туфодиазомиты; 6 — туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и агломераты основного и среднего состава; 7 — лавы основного и среднего состава; 8 — туфобрекчии и туфы кислого состава; 9 — лавы кислого состава; 10 — границы согласного (а) и несогласного (б) залегания

Е.К. Мархинин (1967), анализируя морфологию вулканических построек, различает: 1) правильные одиночные конусы; 2) вулканы типа Сомма-Везувий; 3) неправильные вулканические массивы; 4) кальдеры-вулканы и 5) вулканы в вулканических хребтах. В.И. Федорченко (1969) выделяет по генетическим признакам следующие типы вулканических построек: 1) простые андезито-базальтовые или базальтовые вулканы с непосредственно мантийным питанием; 2) сложные "кустовые" и "линейно-кустовые" вулканические массивы существенно андезитового состава, питающиеся дифференцированными промежуточными (периферическими) очагами магмы через разветвленную систему подводных каналов; 3) сложные вулканы, которые прошли стадию кальдерообразования, сопровождавшуюся извержениями обильного ультракислого материала, возникавшего в промежуточных очагах, главным образом в результате анатексиса осадочно-метаморфических образований земной коры; 4) сравнительно мелкие дацитовые и риолитовые экструзии регионального типа, питающиеся коровой палингенной магмой.

Многие из перечисленных морфогенетических типов вулканических построек имеют в пределах рассматриваемой территории классическое выражение (вулканы Тятя и Атсонопури типа Сомма-Везувий, кальдеры Медвежья, Урбич, Львиная Пасть, Головинина, Масю, вулканические хребты Сиретоко, Богатырь, Криштофовича, Петра Шмидта, Шокальского, Компанейский).

Широко распространены на островах также вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Это отложения морских террас, аллювиальные, пролювиальные и делювиальные, донные пески, прибрежно-морские, лагунные и озерно-болотные осадки.

Стратиграфия этих, равно как и вулканогенных образований, разработана в настоящее время недостаточно. Г.С. Горшков (1967) предлагает, например, использовать для возрастного расчленения четвертичных образований ледниковые отложения. Последние, однако, распространены на островах южной части Большой Курильской гряды ограниченно. Отдельными авторами они вообще не выделяются. Возраст четвертичных образований определяется также по их соотношениям с морскими террасовыми уровнями и высокими поверхностями выравнивания. Следует отметить, что наличие "высоких поверхностей" оспаривается рядом исследователей (Шилов и др., 1964; Худяков, 1968). Что касается террасовых уровней, количество которых различными исследователями приводится разное (Горячев, 1966; Пискунов, 1968; Худяков, 1968; и др.), то известны лишь их высоты, тогда как время образования того или иного уровня определяется неоднозначно.

### Интрузивные образования

Синхронно с интенсивным вулканизмом неоген-четвертичного времени в пределах Приохотской зоны Курильской островной дуги происходило формирование интрузивных тел, обычно комагматических с вмещающими их вулканогенными образованиями. По составу и возрасту эти

интрузивные тела могут быть отнесены к двум комплексам: кунаширскому и курильскому.

Кунаширский интрузивный комплекс<sup>1</sup> сложен магматическими образованиями основного, среднего и кислого состава, широко распространенными на островах Уруп, Кунашир и п-ове Сиретоко, где их выходы приурочены к областям развития отложений комплекса "зеленых туфов".

Лучше всего изучены интрузивные тела, сложенные плагиогранитами, диоритами, кварцевыми диоритами и иногда габброидами. На о. Уруп эти тела были впервые описаны Т. Немото (Nemoto, 1936), который считал их донеогеновыми. В дальнейшем они изучались геологами СахКНИИ (Ю.Л. Неверов, В.Б. Сергеева, О.А. Хведченя), а также СахГУ (Б.Н. Пискунов, В.С. Знаменский, К.А. Мосиондз, Б.Е. Клиник). Наиболее крупные интрузивные массивы известны в районе бухты Красных Скал, в бассейнах рек Нигори и Галинки, Кунжи, Громовой, Голубичной, Чернобурки, Укромной, на крайнем юге острова в районе мыса Ван-дер-Линда, а также по охотскому побережью к северу от этого мыса. Кроме того, встречается большое количество мелких тел, сложенных породами аналогичного состава в различных частях о. Уруп. На о. Кунашир, по данным Ю.Л. Неверова (1967а), выделено восемь интрузивных массивов (Докучаевский, Прасоловский, Валентиновский, Ильинский, Третьяковский, Тятинский, Орловский и Мечниковский) и значительное количество более мелких тел, сложенных гранитоидами и родственными им породами.

К рассматриваемому комплексу относятся также небольшие субвулканические тела, сложенные диоритовыми порфиритами, кварцевыми дацитами и порфирами, андезитами и базальтами, а также силлы, сложенные породами основного и среднего состава, и дайки андезитов, андезито-базальтов, диабазов, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, лампрофиров, наблюдающиеся среди отложений среднепарамуширской и курильской серий.

На п-ове Сиретоко к кунаширскому комплексу относятся "так называемые третичные граниты" (Геологическое развитие..., 1968; Geological map..., 1959), представленные плагиогранитами, кварцевыми диоритами, липаритами, андезитами и базальтами.

Минералогически все разности пород комплекса близки между собой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (от альбита до лабрадора), кварц, зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен, реже встречаются калиевый полевой шпат, биотит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, ильменитом, цирконом. Широко распространены также вторичные минералы: хлорит, эпидот, цеолиты, альбит.

В полевых условиях часто можно наблюдать постепенные переходы от полнокристаллических диоритов, плагиогранитов к диоритовым пор-

<sup>1</sup> Впервые гранитоиды, являющиеся наиболее характерными породами этого комплекса, были обнаружены К. Джимбо на о. Кунашир в 1890 г., чем и объясняется предлагаемое наименование.

фиритам, кварцевым порфирам. Породы силлов, а также других субвулканических тел обычно неотличимы по составу от залегающих их эффузивных и пирокластических образований среднепарамуширской и курильской серий. Вероятно, как и на Камчатке (Прохоров, 1962), в пределах рассматриваемого района третичные гранитоиды и эффузивы комагматичны.

Породы кунаширского интрузивного комплекса имеют активные контакты с отложениями среднепарамуширской и курильской серий. Галька плагиогранитов, диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых дацитов и порфиров содержится в отложениях итурупской и утесной серий, чем и определяется верхний возрастной предел этих интрузивных образований. Последние пространственно сопряжены исключительно с породами комплекса "зеленых туфов" и не встречаются среди верхнемиоценовых и плиоценовых отложений. В свете изложенного следует отметить, что данные абсолютного возраста гранитоидов островов Кунашир и Уруп (Фирсов, 1964) указывают, как справедливо отмечает А.В. Горячев (1966), лишь на завершение в среднем плиоцене процессов, нарушивших соотношения между калием и аргоном, а не на время интрузий.

Начало формирования кунаширского комплекса относится, по-видимому, к раннему миоцену, поскольку галька плагиогранитов и диоритов встречается порой и в конгломератах курильской серии, а среди вулканогенных образований среднепарамуширской серии встречаются субвулканические тела диоритовых порфиритов и кварцевых порфиров, служивших подводными каналами для эффузивов нижнего миоцена. Таким образом, возраст интрузивных образований кунаширского комплекса, образующих вместе с эффузивами комплекса "зеленых туфов" единую вулcano-плутоническую ассоциацию, определяется как ранне-среднемиоценовой.

Сходные по составу и одновозрастные с рассмотренными интрузивные образования известны и на других островах Большой Курильской гряды (Сергеев, 1966; Мархинин, 1967), а также во многих островных дугах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Это так называемые третичные граниты зоны "зеленых туфов" северо-восточной и юго-западной дуг Японских островов (Геологическое развитие..., 1968), третичные гранитоиды Камчатки (Прохоров, 1962; Геология СССР, 1964), кварцевые диориты о. Медного (Командорские острова) (Геология СССР, 1964), а также силлы, дайки и небольшие плутоны габброидов, плагиогранитов и диоритов, наблюдающиеся на других островах Алеутской дуги (Пушаровский, 1963; Егiazаров, 1969).

Курильский интрузивный комплекс объединяет субвулканические образования, комагматичные с эффузивными породами итурупской и утесной серий, а также четвертичными эффузивами. Экструзии, дайки и силлы этого комплекса широко распространены на всех островах Большой Курильской гряды и на п-ове Сиретоко.

Минералого-петрографические данные о породах курильского интрузивного комплекса содержатся в большом количестве работ, особенно по четвертичному вулканизму Курильской островной дуги (Геология

СССР, 1964; Горшков, 1967; Мархинин, 1967; и др.). Субвулканические образования комплекса представлены всей гаммой пород — от базальтов до риолитов, основными петрогенными минералами которых являются плагиоклаз, моноклинные, реже ромбические пироксены. Иногда в качестве породообразующих минералов встречаются также кварц, зеленая роговая обманка, оливин.

Вместе с эффузивами итурупской и утесной серий, а также четвертичными лавами субвулканические образования образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, которая по минералого-петрографическим и петрохимическим особенностям относится к андезитовой формации (Кузнецов, 1964). Последняя характерна для районов современного вулканизма островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса.

Начало формирования курильского интрузивного комплекса относится к среднему — позднему миоцену, что определяется по наличию субвулканических образований, связанных с эффузивами итурупской серии. Процесс формирования субвулканических тел курильского интрузивного комплекса не закончен и продолжается в настоящее время, о чем можно судить по росту экструзивных куполов в современных вулканических постройках.

## ТИПЫ ДИСЛОКАЦИЙ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изложенный выше материал дает возможность подойти к решению вопроса о структурных ярусах Курильской островной дуги. В дальнейшем это позволит провести структурно-геологическое районирование исследуемой территории, а также систематизацию и выяснение природы дислокаций южной части Курильской островной дуги.

### О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ

Существуют различные точки зрения по вопросу о том, какое содержание следует вкладывать в термин "структурный ярус". Поэтому целесообразно указать на те признаки, которые будут использованы при выделении структурных ярусов.

"Структурными ярусами, — по мнению С.А. Салуна (1957, стр. 8), — следует именовать структурные комплексы, не имеющие перерывов в разрезе, с единым характером тектоники нарушений и единством структурного плана. В отличие от структурных этажей, площадь распространения которых более или менее совпадает с площадью платформы, складчатой области и т.д., распространение структурного яруса ограничивается отдельной структурно-фациальной зоной или несколькими одноименными зонами. Границей между ними являются локальный перерыв и локальное угловое несогласие".

Другое определение понятия "структурный ярус" приводит В.Е. Хин (1964, стр. 427): "Структурный этаж (ярус) — это комплекс отложений, обычно отвечающий формации или субформации, реже ряду формаций, отделенный от выше- и нижележащих образований поверхностями региональных несогласий и характеризующийся определенным типом складчатой структуры и степенью метаморфизма, отличными от таковых ниже- и вышележащих этажей". Помимо структурного признака, по которому должны различаться между собой отложения различных ярусов, в этом определении добавлены степень метаморфизма и их формационная принадлежность. Если в первом определении границей структурного яруса являлись локальные перерыв и угловое несогласие, то во втором — поверхность регионального несогласия.

А.А. Богданов (1963) предлагает выделять структурные комплексы различного ранга (мегакомплексы, складчатые комплексы, структурные этажи и подэтажи), используя в качестве признаков характер осадконакопления и магматизма, степень метаморфизма и дислоцированности, формационную принадлежность образований, структурный план, а также типы дислокаций и вергенций. Границами между структурными комплексами в зависимости от их ранга могут быть соответственно: а) региональные несогласия; б) крупные угловые и азимутальные несогласия; в) несогласия, перерывы или резкие смены формаций; г) резкая смена формаций, иногда стратиграфические перерывы, а в некоторых случаях даже несогласия.

Авторы "Тектонической карты Евразии" (1966) выделяют структурные ярусы, а иногда и подъярусы, используя главным образом метод формационного анализа разреза.

М.С. Марков (1967в) полагает, что наличие угловых несогласий не является определяющим признаком для выделения структурных ярусов. Относительно структурных ярусов Большой Курильской гряды, выделяемых другими исследователями, он считает, что все они, за исключением самого верхнего, четвертичного, участвуют в формировании единых структур, что не позволяет разделять их.

По мнению М.М. Кухтикова (1968), определение понятия "структурный ярус" не должно нести никакой формационной нагрузки. Структурный ярус, по его мнению, — это часть структурного комплекса, сложенная некоторой серией параллельно пластующихся отложений и ограниченная снизу и сверху поверхностями угловых несогласий.

Очевидно, что использованные в рассмотренных выше примерах признаки, по которым выделяются структурные ярусы, относятся либо к вещественным, либо к структурным. По-видимому, от того, какую из этих двух групп признаков считать определяющей, будут зависеть и конечные результаты. По мнению Н.П. Хераскова (1967), структурный анализ должен являться основным методом тектонического районирования, а формационный — лишь вспомогательным. Ю.А. Косыгин (1969) считает, что для выделения структурных ярусов основным является вещественный признак (формационный состав), способный более полно отражать этапы геологического развития.

Часто между вещественными и структурными признаками устанавливается четкая зависимость. Примером этого могут служить многие платформенные районы, в пределах которых фундамент и чехол различаются между собой как структурно, так и формационно. Для выделения структурных ярусов (этажей), т.е. фундамента и чехла, здесь можно пользоваться обеими группами признаков совместно или раздельно, всегда получая однозначное решение. Когда строгая корреляция между вещественными и структурными признаками не доказана, совместное их использование или замена одних другими недопустимы, ибо в этом случае решение может быть неоднозначным.

Не вызывают сомнения, например, структурные различия между почти не дислоцированными четвертичными образованиями и смятыми в складки среднемиоцен-плиоценовыми отложениями Большой Куриль-

ской гряды. Границей между ними повсеместно является поверхность углового несогласия. В то же время в формационном отношении те и другие близки. Вулканогенные образования среднего миоцена — плиоцена и четвертичной системы являются типичными представителями андезитовой формации (Кузнецов, 1964), характерной для островных дуг Тихоокеанского подвижного пояса. Ориентируясь на структурные признаки в указанном примере, среднемиоцен-плиоценовые и четвертичные отложения необходимо относить к двум структурным ярусам, опираясь же на вещественные, — к одному.

Примером, когда различные по вещественному признаку образования близки между собой в структурном отношении, могут быть верхнемеловые отложения матакотанской и малокуруильской свит Притихоокеанской зоны Курильской островной дуги, относящиеся соответственно к спилито-диабазовой и флишевой формациям (Родников и др., 1968). Породы обеих свит слагают моноклираль северо-восточного простирания, полого (около  $20^{\circ}$ ) наклоненную на юго-восток; перерыв и угловое несогласие, фиксируемые между свитами на о. Шикотан, незначительны и локальны, что позволяет считать их в структурном отношении принадлежащими одному структурному ярусу (Стрельцов, 1970).

Таким образом, проблема выделения структурных ярусов прежде всего сводится к выбору признаков. Выбор признаков в свою очередь должен определяться задачами, которые предполагается решить в процессе исследования. Цель настоящей работы — анализ дислокаций, и поэтому выделение структурных ярусов целесообразно провести по структурным признакам. Очевидно, при этом структурные ярусы должны различаться между собой по степени и характеру дислоцированности.

Понятие о степени дислоцированности пород, широко используемое в геологических построениях, обычно не сопровождается пояснениями. В этом отношении исключение представляет работа П.Н. Кропоткина (1961), в которой интенсивностью складчатости называется величина, определяемая крутизной и сложностью складчатых изгибов. При этом различаются сильная и слабая складчатости, характеризующиеся соответственно крутыми и пологими падениями слоев на крыльях складок.

В соответствии с тремя типами дислокаций (Косыгин, 1969), следует, очевидно, различать и три степени дислоцированности, причем для получения сравнимых результатов та или иная степень дислоцированности должна быть охарактеризована количественно.

Обратимся первоначально к возможным количественным оценкам степени пликативной дислоцированности пород. Очевидно, чем сильнее пликативно дислоцирована какая-либо толща согласно пластующихся отложений, тем чаще в ней будут встречаться более крутые углы падения пород. Следовательно, различно дислоцированные отложения должны различаться между собой по частоте встречаемости тех или иных значений углов падения. Откладывая на графике по оси абсцисс значения углов падения ( $\alpha$ ) одновозрастных пород с определенным интервалом, а по оси ординат — частоту их встречаемости ( $n$ ), можно получить

типы распределения  $a$  в том или ином стратиграфическом подразделении. Максимальные значения  $n(a)$  указывают на наиболее характерную крутизну крыльев в складчатых структурах и, таким образом, количественно отражают степень пликативной дислоцированности пород.

Кривые, отображающие на графике зависимость  $n(a)$  для районов с различными типами складок, будут различаться между собой по форме. Например, кривые с двумя максимумами могут быть характерными для районов с преобладающим развитием опрокинутых, лежачих и перевернутых складок, разумеется, в том случае, если складки вергентны; кривые с одним максимумом — для районов с моноклинальным залеганием пород или с симметричными складками; отсутствие значений  $a$  в области пологих падений может свидетельствовать об угловатой складчатости и т.п. Достаточно подробное изложение статистического анализа замеров элементов залегания горных пород можно найти в работе Л. Вейса (Weiss, 1959), который указывает, что подобная методика анализа складчатости особенно перспективна для районов с плохо картируемыми отложениями или в случае отсутствия маркирующих горизонтов.

Таким образом, о степени пликативной дислоцированности отложений того или иного стратиграфического подразделения можно в первом приближении судить по частоте встречаемости максимальных значений  $n(a)$ . Вероятно, подобным образом можно определить и понятие "степень дизъюнктивной дислоцированности" как величины, характеризующейся частотой встречаемости однотипных разрывных нарушений. Степень инъективной дислоцированности удобнее всего выражать через отношение объема чужеродного вещества, инъецированного в пространство данного слоя, к общему объему последнего.

Анализ степени дислоцированности отложений определенного стратиграфического подразделения можно использовать для тектонического районирования территорий. По-видимому, это будет одна из разновидностей геометрического подхода к тектоническому районированию (Косыгин, Соловьев, 1969). Анализируя степень дислоцированности отложений различных стратиграфических подразделений снизу вверх по разрезу, можно выделять структурные ярусы. Наиболее благоприятны для выделения структурных ярусов те случаи, когда степень дислоцированности отложений резко изменяется при переходе от одного стратиграфического подразделения к другому.

Если структурные ярусы резко различаются между собой по степени пликативной дислоцированности, то границей между ними должна быть только поверхность углового несогласия (рис. 4,а). Границей между структурными ярусами, которые различаются по степени дизъюнктивной дислоцированности, может быть либо поверхность углового несогласия, либо поверхность размыва (рис. 4,б), либо и то и другое. Наконец структурные ярусы, различающиеся по степени инъективной дислоцированности, могут быть как разделены поверхностью углового несогласия, поверхностью размыва, так и связаны между собой согласными взаимоотношениями (рис. 4,в). Таким образом, только поверхность углового несогласия является той границей, по которой можно

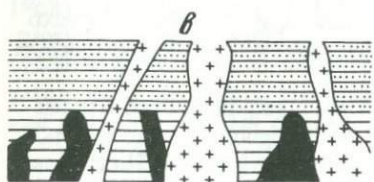
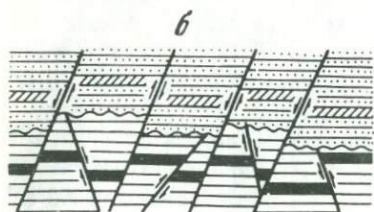
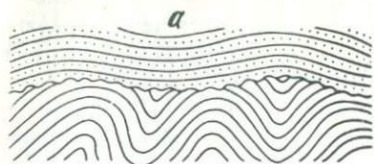


Рис. 4. Возможные варианты выделения структурных ярусов по различным структурным признакам

1 – породы нижнего структурного яруса; 2 – породы верхнего структурного яруса; 3 – маркирующие горизонты отложений верхнего (а) и нижнего (б) структурных ярусов; 4 – "древние" интрузии; 5 – "молодые" интрузии; 6 – границы несогласного залегания; 7 – разломы

однозначно судить о степени пликативной дислоцированности ниже- и вышележащих слоев. Это обстоятельство делает выделение структурных ярусов по степени пликативной дислоцированности наиболее перспективным.

В заключение отметим, что до выяснения корреляционной зависимости между различными структурными признаками необходимо строго различать, по какому из них проводится выделение структурных ярусов. Если это требование не выполняется, то полученное решение может оказаться неоднозначным (см. рис. 4).

В первом случае здесь разновозрастные отложения различаются между собой по степени пликативной дислоцированности и относятся к двум структурным ярусам, тогда как по степени дизъюнктивной и инъективной дислоцированности они равны между собой и принадлежат, таким образом, одному структурному комплексу. Во втором – по степени пликативной и инъективной, а в третьем случае по степени дизъюнктивной и пликативной дислоцированности разновозрастные отложения также относятся к одному структурному ярусу.

Возможны и другого рода комбинации между признаками: например, одинаковые по степени пликативной дислоцированности отложения могут различаться между собой по степени инъективной и дизъюнктивной дислоцированности и т.д. Практика геологических исследований показывает, что разобранные выше примеры достаточно часто встречаются в природе.

## ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЯРУСОВ

В пределах Курильской островной дуги, как уже отмечалось ранее, различными исследователями выделяется от двух до восьми структурных ярусов (Вергунов, 1964 б; Геология СССР, 1964; Сергеев, 1966; Тектоническая карта..., 1966; Марков и др., 1967; и др.) и считается, что ее современный структурный план оформился в результате нескольких (до семи) регионально проявившихся фаз складчатости (Горячев, 1966). Однако слабая дислоцированность даже наиболее древних образований наводит на мысль о том, что в поздне меловую эпоху и кайнозойскую эру этот район вряд ли пережил столь большое число структурных перестроек.

### Притихоокеанская зона

Развитые на островах Малой Курильской гряды вулканогенные и осадочные образования матакотанской и малокурильской свит близки по возрасту и датируются поздним мелом. В северо-восточной части о. Шикотан между свитами наблюдается незначительное ( $5-10^{\circ}$ ) угловое несогласие. В юго-западном направлении различия в залегании пород постепенно сглаживаются. Так, в районе бухты Звездной отложения обеих свит полого ( $\sim 20^{\circ}$ ) падают на юго-юго-запад; здесь между ними фиксируется лишь перерыв, выражающийся в появлении на контакте в туфокогломератах матакотанской свиты карманов, выполненных песчаниками малокурильской свиты. На п-ове Немуро возрастные аналоги матакотанской и малокурильской свит, входящие в состав группы Немуро, характеризуются уже согласными взаимоотношениями. Локальность углового несогласия между отложениями матакотанской и малокурильской свит позволяет говорить о близкой степени их пликтивной дислоцированности. Следовательно, по этому признаку отложения обеих свит относятся к одному структурному ярусу.

Сложнее обстоит вопрос с "немыми" вулканогенными толщами ноторо-томаринского эффузивного комплекса. По данным геологического картирования, он перекрывает различные горизонты матакотанской и малокурильской свит, однако в целом границы комплекса согласны с простирающимися этих свит. На п-ове Немуро сходные образования пликтивно дислоцированы в равной мере с нижележащими породами группы Немуро.

Таким образом, наиболее вероятно принадлежность верхнемеловых и, возможно, частично палеоценовых образований Малой Курильской гряды и п-ова Немуро по степени пликтивной дислоцированности к единому структурному ярусу. К этому же структурному ярусу условно можно отнести и димитровский комплекс.

В районе Куширо в самостоятельный структурный ярус обособляются олигоценые отложения группы Урахоро. По данным японских исследователей, они залегают на верхнемеловых отложениях группы

Немуру со слабым угловым несогласием (Геологическое развитие..., 1968), однако количественная оценка величины этого несогласия не приводится. Судя по геологической карте (Geological map..., 1959) и разрезам, степень пликвативной дислоцированности палеогеновых отложений группы Урахоро отличается от дислоцированности верхнемеловых образований незначительно.

К следующему структурному ярусу в пределах Притихоокеанской зоны относятся локально распространенные слабо ( $5-10^0$ ) дислоцированные миоценовые отложения, выполняющие отдельные впадины. На палеогеновых и меловых отложениях они залегают с незначительным угловым несогласием. Одна из подобных впадин описана Х. Осанаи (Osanaï a.o., 1961) в районе Аккеси.

Маломощные четвертичные отложения морских террас, речных долин и других морфологических типов, практически не дислоцированные и залегающие обычно субгоризонтально, образуют верхний структурный ярус.

Таким образом, в пределах Притихоокеанской зоны в настоящее время представляется возможным выделять по степени пликвативной дислоцированности четыре структурных яруса. Первый из них, наиболее древний, сложен доолигоценными отложениями группы Немуро на о. Хоккайдо и всеми дочетвертичными отложениями островов Малой Курильской гряды и характерен, следовательно, для всей Притихоокеанской зоны. Слагающие второй и третий структурные ярусы отложения группы Урахоро и формации Чираикарибетсу распространены лишь в юго-западной части зоны, в районах Куширо и Аккеси. Четвертичные отложения верхнего структурного яруса распространены практически на всей территории.

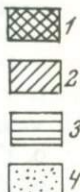
По степени дизъюнктивной дислоцированности можно различать между собой мел-палеогеновые и неоген-четвертичные образования. Вывод о различной степени их дизъюнктивной дислоцированности следует из данных геологической съемки о. Хоккайдо и островов Малой Курильской гряды, согласно которым большинство разрывов, секущих мел-палеогеновые образования, не прослеживается в вышележащие отложения.

По степени инъективной дислоцированности очень четко различаются доолигоценные и олигоцен-четвертичные отложения. Для первых из них, прорванных магматическими образованиями димитровского малокурильского и шикотанского интрузивных комплексов, она составляет, например, на островах Малой гряды  $\sim 0,12^1$ . Степень же инъективной дислоцированности олигоцен-четвертичных отложений равна нулю.

На о. Шикотан по степени инъективной дислоцированности намечается тектоническая обособленность отдельных стратиграфических подразделений дочетвертичного возраста. Например, степень инъективной

<sup>1</sup> Из-за отсутствия достаточного количества данных относительно объемов интрузивных тел, а также отложений того или иного стратиграфического подразделения здесь и далее степень инъективной дислоцированности выражается через отношение площадей.

Стратиграфические подразделения	Степень дислоцированности		
	плекативной	дизъюнктивной	инъективной
Четвертичные отложения			
Перерыв			
Формация Чираикарибетсу (миоцен)			
Перерыв			
Группа Уражара (олигоцен)		?	
Перерыв			
Димитровский эффузивный комплекс, матакотанская свита, малокурильская свита, ноторо-томаринский эффузивный комплекс, группа Немура (верхний мел)			



1

2

3

4

Рис. 5. Схема выделения структурных ярусов Притихоокеанской зоны по различным структурным признакам

Степень дислоцированности: 1 — максимальная; 2, 3 — промежуточная; 4 — минимальная

дислоцированности отложений малокурильской свиты, которые инъецированы щелочно-базальтоидной магмой малокурильского интрузивного комплекса и прорваны интрузивными телами габброидов шикотанского комплекса, выше по сравнению с дислоцированностью эффузивов ноторо-томаринского комплекса, которые интродированы только габброидами. В направлении с северо-востока на юго-запад различия в степени инъективной дислоцированности постепенно сглаживаются.

На рис. 5 приведена схема выделения структурных ярусов Притихоокеанской зоны по различным структурным признакам, из которой видно, что число структурных ярусов, которое может быть выделено в пределах единой структурно-фациальной зоны, зависит от выбора признака. По совокупности же признаков оказывается возможным выделение лишь двух структурных ярусов — нижнего, сложенного верхнемеловыми образованиями, и верхнего, в строении которого принимают участие олигоцен-четвертичные отложения.

### Приохотская зона

На островах Большой Курильской гряды в неогеновом разрезе выделяются три или четыре серии, каждая из которых зачастую отождествляется со структурным ярусом. При этом в качестве основного критерия для выделения ярусов обычно служат поверхности угловых несогласий, разделяющих серии. Однако, как было показано выше, не-

согласные взаимоотношения между стратиграфическими подразделениями наблюдались лишь в отдельных точках островной дуги, а геологическая изученность территории такова, что нет достаточных оснований говорить об их региональном распространении. Угловое несогласие между отложениями среднепарамуширской и курильской серий на о. Кунашир зафиксировано только на самом севере острова, а на о. Уруп оно локально, на что указывают данные геологической съемки. Несогласие между утесной и итурупской сериями на о. Кунашир не является строго доказанным (Сергеев, 1963), предположительно оно и для о. Итуруп (Сергеева, 1964). На о. Уруп одни исследователи предполагают несогласие между итурупской и утесной сериями (Неверов, 1970), другие отрицают его, считая основным несогласие внутри верхнемиоцен-плиоценового разреза (Пискунов, 1969).

Таким образом, в настоящее время в силу недостаточной геологической изученности территории оказывается практически невозможным использовать характер границ между стратиграфическими подразделениями для выделения структурных ярусов, различающихся между собой степенью пликативной дислоцированности отложений.

Принадлежность островов Большой Курильской гряды к единой структурно-фациальной зоне в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения. Если принять, что границей между структурными ярусами является поверхность регионально прослеживаемого углового несогласия, то отложения, входящие в состав различных структурных ярусов должны различаться между собой по степени пликативной дислоцированности, поскольку они различное число раз подвергались процессам складкообразования.

Выше было показано, что в первом приближении о степени пликативной дислоцированности отложений можно судить по максимальным значениям частоты встречаемости углов падения пород. Анализируемые здесь замеры элементов залегания пород распределены по площади приблизительно равномерно, и поэтому можно полагать, что их совокупность, взятая для определенного по возрасту комплекса отложений, в известной мере отражает степень и характер пликативной дислоцированности последних.

Используя данные о степени пликативной дислоцированности, полученные предложенным способом, как один из критериев для выделения структурных ярусов, нетрудно видеть, что, например, на о. Уруп, где широко распространены дочетвертичные образования, следует выделять только два структурных яруса. Согласно изложенным во второй главе данным здесь в неогеновом разрезе выделяются: состоящая из двух подсвит урупская свита (среднепарамуширская серия, нижний миоцен), луговская свита (курильская серия, нижний — средний миоцен), лопуховская свита (итурупская серия, средний — верхний миоцен), быстринская и натальинская свиты (утесная серия, верхний миоцен — плиоцен).

На графике (рис. 6,а), где по оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложены значения углов падения пород ( $\alpha$ ) с интервалом через  $5^{\circ}$ , а по оси ординат — частота их встречаемости ( $n$ ), видны два основных

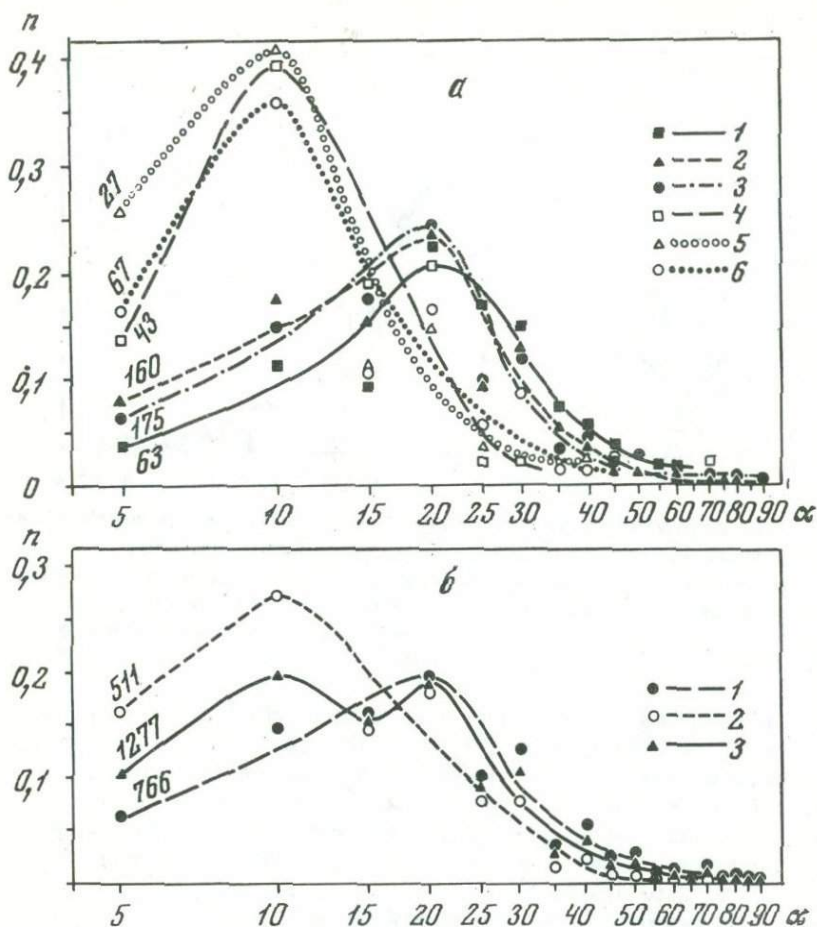


Рис. 6. Частота встречаемости углов падения пород в стратиграфических подразделениях и структурных ярусах (эти и последующие графики составлены с использованием материалов геологов СахКНИИ и СахГУ)

а – о-уруп: 1 – нижнеурупская подсвита; 2 – верхнеурупская подсвита; 3 – луговская свита; 4 – лопуховская свита; 5 – быстринская свита; 6 – натальинская свита.

б – о-ва Кунашир, Уруп, Итуруп, Парамушир и Шумшу: 1 – нижний структурный ярус (палеоген(?)-среднемиоценовые отложения); 2 – средний структурный ярус (среднемиоцен-плиоценовые отложения); 3 – все дочетвертичные образования рассматриваемых островов. Цифры вдоль линий означают число замеров

типа распределения  $a$  в стратиграфических подразделениях. Первый из них, относящийся к наиболее древним свитам о. Уруп (урупской и луговской), характеризуется максимальными значениями  $n$  при  $\alpha \approx 20^\circ$  и небольшими – в интервале  $35-90^\circ$ . Другой относится к среднемиоцен-плиоценовым свитам и характеризуется максимальными  $n$  при  $\alpha \approx$

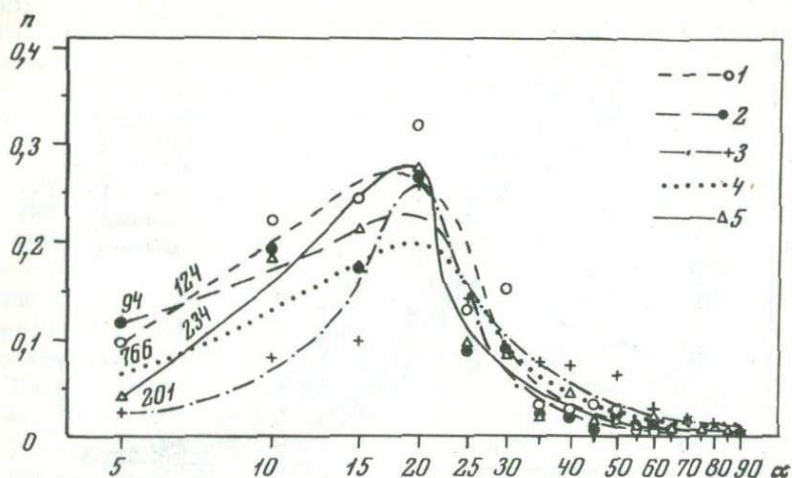


Рис. 7. Частот встречаемости углов падения пород в некоторых стратиграфических подразделениях Курильской островной дуги, п-овов Сиретоко и Немуро  
 1 — утесная серия о. Итуруп; 2 — итурупская серия о. Итуруп; 3 — "зеленые туфы" Минехама (п-ов Сиретоко); 4 — "зеленые туфы" о-вов Кунашир и Уруп; 5 — верхнемеловые отложения островов Малой Курильской гряды и п-ова Немуро. Цифры вдоль линий означают число замеров

≈ 10°; в интервале 25–45° здесь наблюдаются небольшие значения  $n$ , более же высокие значения  $a$  для отложений этих свит не характерны. Максимальные значения  $n(a)$  указывают на наиболее характерную крутизну крыльев в складчатых структурах. Таким образом, по степени пликативной дислоцированности выделяемые на о. Уруп стратиграфические подразделения неогенового возраста можно отнести лишь к двум структурным ярусам.

На рис. 6,б приведены обобщенные кривые, показывающие зависимость  $n(a)$  в двух структурных ярусах для островов Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и Шумшу, а также кривая, построенная по всей совокупности имеющихся замеров для дочетвертичных образований Большой Курильской гряды, на которой выделяются два основных максимума: при  $a \approx 10^\circ$  и  $a \approx 20^\circ$  (следует отметить, что в общем случае наличие двух максимумов на кривой подобного типа не обязательно).

Равная степень пликативной дислоцированности средне-верхнемиоценовых и верхнемиоцен-плиоценовых отложений (рис. 7) позволяет объединять в единый структурный ярус породы и урупской, и утесной серий на о. Итуруп. В целом на всех наиболее крупных островах Большой Курильской гряды по степени пликативной дислоцированности неогеновые отложения принадлежат лишь к двум структурным ярусам (рис. 8).

Для п-ова Сиретоко может быть приведена количественная оценка степени пликативной дислоцированности только некоторых стратиграфических подразделений отдельных районов. Так, в районе Минехама

565

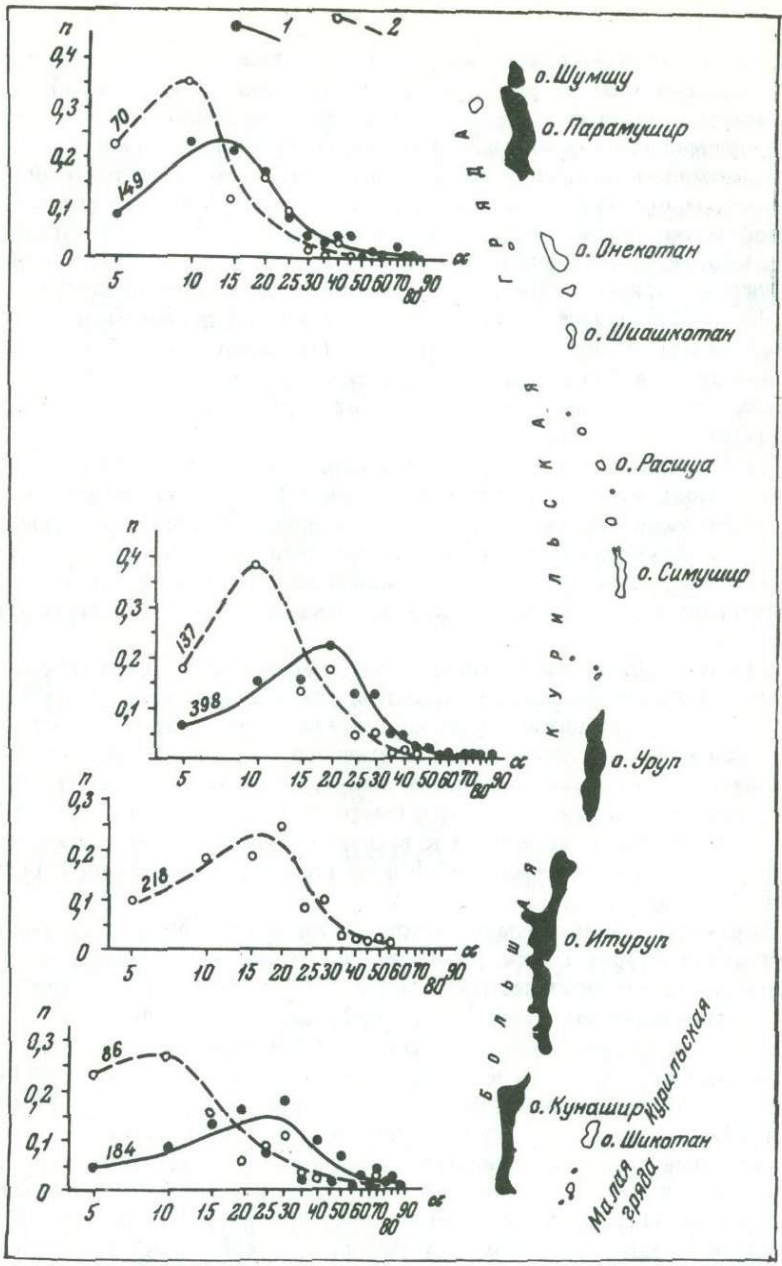


Рис. 8. Частота встречаемости углов падения пород в структурных ярусах на островах Большой Курильской гряды

1 – нижний структурный ярус (палеоген (?) -среднемиоценовые отложения);  
 2 – средний структурный ярус (среднемиоцен-плиоценовые породы). Цифры  
 вдоль линий означают число замеров

для отложений комплекса "зеленых туфов" имеет место зависимость  $n(a)$ , изображенная на рис. 7. Их дислоцированность в этом районе оказывается близкой к степени пликативной дислоцированности ниже-среднемиоценовых отложений Большой Курильской гряды.

Возможность сравнения по степени пликативной дислоцированности неогеновых отложений Приохотской зоны с четвертичными тем же способом затруднена, так как встречающиеся в четвертичных отложениях крутые углы падения имеют часто, вне всякого сомнения, нетектоническую природу. Примером последних могут служить крутые (до  $30-40^\circ$  и более) залегания лавовых потоков в вулканических построениях. В целом четвертичные отложения пликативно практически недислоцированы и в большинстве случаев залегают на неогеновых образованиях с угловым несогласием, что позволяет выделить их в самостоятельный структурный ярус.

Таким образом, по степени пликативной дислоцированности неоген-четвертичные отложения Приохотской зоны Курильской островной дуги можно разделить на три структурных яруса: нижний, сложенный ниже-среднемиоценовыми отложениями, средний, в строении которого принимают участие среднемиоцен-плиоценовые породы, и верхний, образованный лавами вулканических построек и осадками четвертичного возраста.

Полевые наблюдения и данные среднемасштабной геологической съемки островов Большой Курильской гряды показывают, что многие разломы, секущие ниже-среднемиоценовые породы, не прослеживаются в отложениях среднемиоцен-четвертичного возраста. В свою очередь разрывы, наблюдаемые в среднемиоцен-плиоценовых породах, не прослеживаются в отложениях четвертичного возраста. Это позволяет полагать, что породы, относящиеся к выделенным выше трем структурным ярусам, различаются между собой и по степени дизъюнктивной дислоцированности.

Отложения среднепарамуширской и курильской серий, образующие нижний структурный этаж, практически повсеместно прорваны многофазовыми интрузиями пестрого состава, сложенными габбро, диоритами, плагиогранитами, кварцевыми порфирами и другими породами кунаширского интрузивного комплекса. Степень инъективной дислоцированности этих отложений на о. Кунашир  $\sim 0,116$ , на о. Уруп  $\sim 0,114$ .

Галька ниже-среднемиоценовых интрузивных пород часто встречается в отложениях итурупской и утесной серий, слагающих средний структурный ярус. Среднемиоцен-плиоценовые отложения залегают на подстилающих их образованиях с перерывом и угловым несогласием, которые явились следствием регионально проявившейся на островах Большой Курильской гряды складчатости в среднем миоцене. По степени инъективной дислоцированности, которая составляет для них на о. Кунашир  $\sim 0,015$ , а на о. Уруп  $\sim 0,013$ , они на порядок отличаются от отложений среднепарамуширской и курильской серий.

Четвертичные отложения существенно отличаются по степени инъективной дислоцированности от среднемиоцен-плиоценовых образований. Так, на о. Кунашир, где более всего среди них распространены эк-

струзии четвертичного возраста, степень инъективной дислоцированности составляет  $\sim 0,006$ . Следовательно, все три структурных яруса Приохотской зоны Курильской островной дуги существенно различаются между собой по степени пликативной, дизъюнктивной и инъективной дислоцированности, что позволяет использовать для выделения структурных ярусов любой из этих признаков.

Таким образом, несогласия между отложениями среднепарамуширской и курильской, а также итурупской и утесной серий, наблюдаемые в некоторых пунктах Курильской островной дуги, по-видимому, локальны и связаны с приразломным складкообразованием, имевшим место в раннем и позднем миоцене. Возможно, регионально проявившиеся в это же время перерывы не дают основания для выделения каждой серии в самостоятельный структурный ярус, ибо они не сопровождались существенными структурными перестройками района.

Применявшиеся выше при выделении структурных ярусов количественные оценки позволяют более однозначно, чем это делалось ранее, судить об изменении степени дислоцированности отложений Курильской островной дуги снизу вверх по разрезу. Например, А.В.Горячев (1966, стр. 106) следующим образом характеризует изменение степени дислоцированности отложений для всей Курило-Камчатской зоны: "Интенсивность складчатости мезо-кайнозойских образований Курило-Камчатской зоны сильно меняется вверх по разрезу от сильно сжатых складок в верхнемеловых образованиях (наклон крыльев складок составляет  $60-80^{\circ}$ ), менее сжатых складок нижней части третичного разреза (углы наклона крыльев складок  $40-60^{\circ}$ ), сравнительно пологих складок в верхних частях третичного разреза (углы наклона крыльев редко превышают  $15-20^{\circ}$ ) до не смятых в складки горизонтально залегающих образований четвертичного возраста". П.Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахарстова, 1965) указывает, что углы падения в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях достигают  $50-70^{\circ}$ , в миоценовых составляют  $20-35^{\circ}$  и в плиоценовых —  $15-20^{\circ}$ . И.К. Тузов (1969) считает, что степень дислоцированности отложений Большой Курильской гряды уменьшается от  $50-70^{\circ}$  в основании третичного разреза до  $15-20^{\circ}$  в верхней его части.

Из вышеизложенного, однако видно, что даже для наиболее древних образований Курильской островной дуги, относящихся к верхнему мелу, наиболее характерны значения  $\alpha \sim 20^{\circ}$ . Учитывая принадлежность Большой и Малой Курильских гряд к различным структурно-фациальным зонам, правильнее, по-видимому, говорить об изменении степени пликативной дислоцированности снизу вверх по разрезу для каждой из них в отдельности.

Степень пликативной дислоцированности наиболее древних образований Большой Курильской гряды в первом приближении одинакова с таковой верхнемеловых отложений Притихоокеанской зоны. Для отложений среднепарамуширской и курильской серий наиболее характерны углы падения  $\sim 20^{\circ}$ . Те и другие образования близки между собой по степени инъективной дислоцированности. Для отложений итурупской и утесной серий, относящихся к среднему структурному

ярусу Прихотской зоны, наиболее характерны значения  $a \sim 10^0$ ; четвертичные отложения рассматриваемого района пликативно практически не дислоцированы.

Итак, анализ степени дислоцированности верхнемеловых и кайнозойских отложений вместе с данными о характере границ между стратиграфическими подразделениями позволяет выделить два структурных яруса в пределах Притихоокеанской зоны и три — в пределах Прихотской зоны южной части Курильской островной дуги (рис. 9).

Верхнемеловые образования нижнего структурного яруса Притихоокеанской зоны распространены на большей части исследуемой территории. На островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро в составе этого яруса на схеме выделены тектонически обособляющиеся от нижележащих вулканогенные образования формаций Очиши и Юрури, а также эффузивный комплекс гор Томари и Ноторо. Для них характерны меньшая степень инъективной дислоцированности, локальность распространения.

В составе верхнего структурного яруса выделены различающиеся в основном по степени пликативной дислоцированности олигоценовые образования группы Урахоро, миоценовые — формации Чираикарибетсу и четвертичные отложения. Последние имеют обычно незначительную мощность и распространены в пределах Притихоокеанской зоны значительно шире, чем это показано на схеме. В целях упрощения схемы эти отложения не показаны в области развития более древних образований. На о. Хоккайдо они вместе с четвертичными отложениями верхнего структурного яруса Прихотской зоны выполняют впадину Нисибэцу, располагающуюся между поднятиями районов Куширо и Немуро и п-овом Сиретоко. Вместе с четвертичными отложениями в строении этой впадины принимают участие и плиоценовые отложения формации Сиранука, представленные морскими грубозернистыми туфогенными песчаниками и аргиллитами (Geological map..., 1959).

Зеленокаменноизмененные вулканогенные и осадочные образования нижнего структурного яруса Прихотской зоны распространены на островах Уруп и Кунашир, а также на п-ове Сиретоко; на о. Итуруп они не вскрываются. Область максимального распространения среднемиоцен-плиоценовых отложений среднего структурного яруса — о. Итуруп. Здесь же наиболее широко развиты и четвертичные образования верхнего структурного яруса. На схеме в его составе выделены вулканогенные и осадочные четвертичные отложения.

## ДИСЛОКАЦИИ ПРИТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ

Логично было бы теперь привести характеристику дислокаций каждого из выделенных в предыдущем разделе структурных ярусов. Однако изученность образований, слагающих эти ярусы крайне неравномерна, к тому же зачастую трудно бывает установить ярусную принадлежность отдельных видов дислокаций. Поэтому описание дислокаций

приводится ниже лишь по их типам, и только в тех случаях, когда это возможно, указывается их принадлежность к тому или иному структурному ярусу.

Для суждения о дислокациях Притихоокеанской зоны в работе привлекаются данные геологических наблюдений на островах Малой Курильской гряды и о. Хоккайдо, сведения о геофизических полях района, строения земной коры по результатам геофизических исследований, сейсмичности и сейсмодислокациях, а также данные о рельефе дна океана.

### Пликативные дислокации

Верхнемеловые породы Притихоокеанской зоны слагают на островах Малой Курильской гряды и о. Хоккайдо (от мыса Носяппу до залива Хамаанака) полого наклоненную на юго-восток моноклираль, юго-восточное окончание которой "вздернуто" по системе продольных разломов, нередко с образованием приразломных складок (рис. 10).

Строение моноклинали достаточно простое (рис. 11, 12): породы полого погружаются на юго-восток под углами  $5-30^{\circ}$ , причем наиболее часто встречаются значения  $\alpha \sim 20^{\circ}$ . Сравнительно простая внутренняя структура моноклинали усложняется вблизи разрывных нарушений, где можно наблюдать фрагменты приразломных складок с углами падения до  $40-70^{\circ}$ , а также нехарактерные для зоны субмеридиональные и северо-западные простирания пород. Примером подобной приразломной складки может служить район бухты Хромова, где удается наблюдать северное центриклинальное замыкание складки, ось которой ориентирована в субмеридиональном направлении. Ширина синклинали по подошве отложенной малокурильской свиты не превышает первых сотен метров; восточное крыло крутое (до  $40^{\circ}$ ), западное — более пологое ( $\sim 15-20^{\circ}$ ). Южное центриклинальное замыкание складки срезано разломом северо-восточного простирания.

Вблизи разломов повсеместно встречаются мелкие складки с отношением ширины к амплитуде в среднем  $\sim 5$  (рис. 13). Иногда в плане намечается кулисообразное расположение осей этих складок.

Особенно сложным строение моноклинали становится вблизи массивов габброидов шикотанского интрузивного комплекса (см. рис. 10). Отложения верхнего мела вблизи контактов метаморфизованы, разбиты многочисленными мелкими разрывами и смяты в складки с амплитудой в первые десятки и даже сотни метров, с углами падения пород на крыльях до  $70^{\circ}$ . Непосредственно у контактов с габброидами в породах малокурильской свиты можно наблюдать небольшие сильно сжатые, местами изоклинальные складки, опрокинутые и даже лежащие (рис. 14).

Наряду с вулканогенными и осадочными образованиями верхнего мела в строении моноклинали в районе п-ова Немуро и на островах Танфильева и Зеленый существенная роль принадлежит интрузиям (силлам) щелочно-базальтоидных пород. Вместе с вмещающими их отложениями малокурильской свиты они участвуют в строении склад-

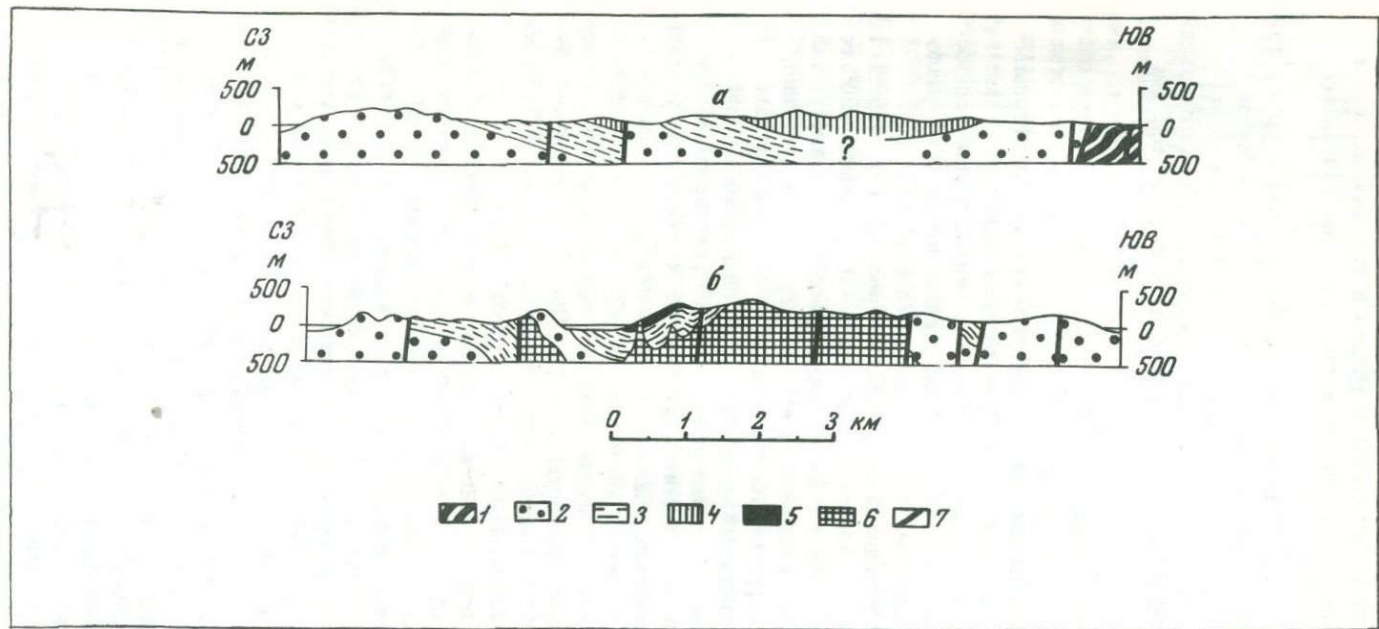


Рис. 10. Геологические разрезы через центральную (а) и северо-восточную (б) части о. Шикотан

1 – эффузивы димитровского комплекса (верхний мел); 2 – туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и базальты матакотанской свиты (верхний мел); 3 – песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов (малокурильская свита, верхний мел); 4 – ноторо-томаринский эффузивный комплекс (верхний мел – палеоген (?)); 5 – трахидолериты и трахибазальты малокурильского интрузивного комплекса; 6 – габброиды шикотанского интрузивного комплекса; 7 – разломы

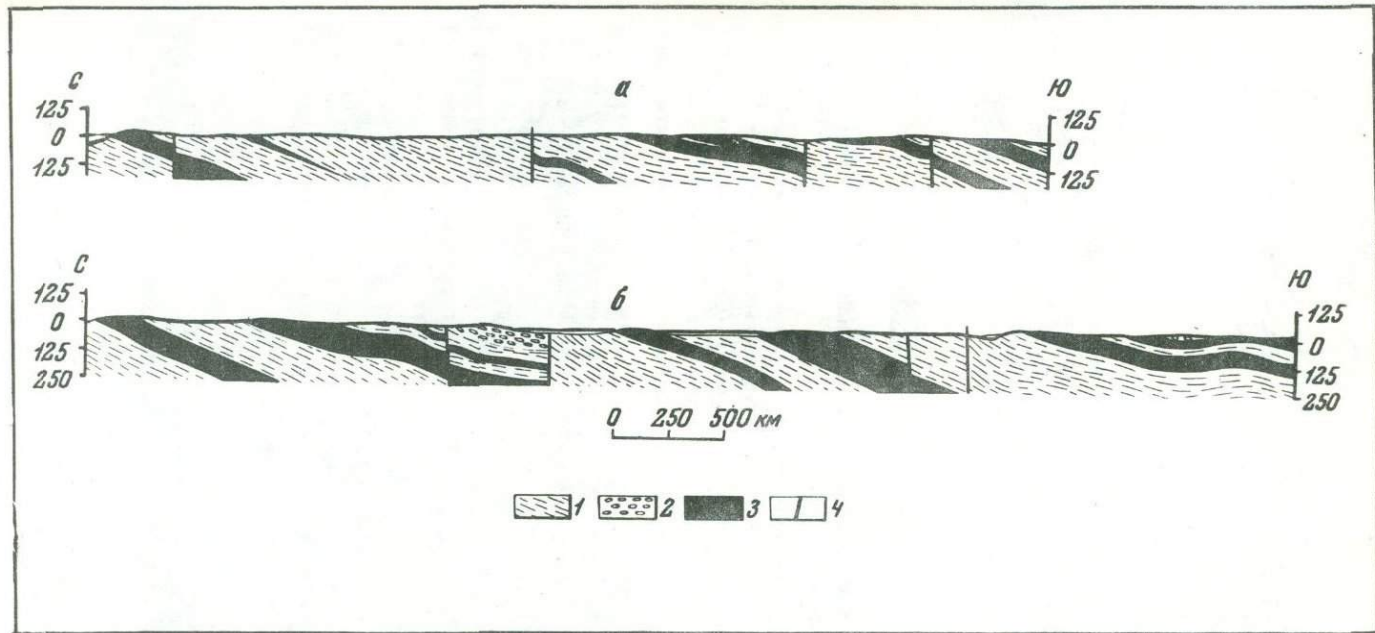


Рис. 11. Геологические разрезы вдоль восточного (а) и западного (б) побережий о. Танфильева

1 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже туфы малокурильской свиты (верхний мел); 2 – песчаники, алевролиты, туфы и конгломераты с галькой щелочных базальтоидов и метаморфических пород (верхняя часть малокурильской свиты); 3 – трахидолериты, трахибазальты, оливиновые эссексит-долериты, монцониты и авгитовые сиениты (малокурильский интрузивный комплекс); 4 – разломы

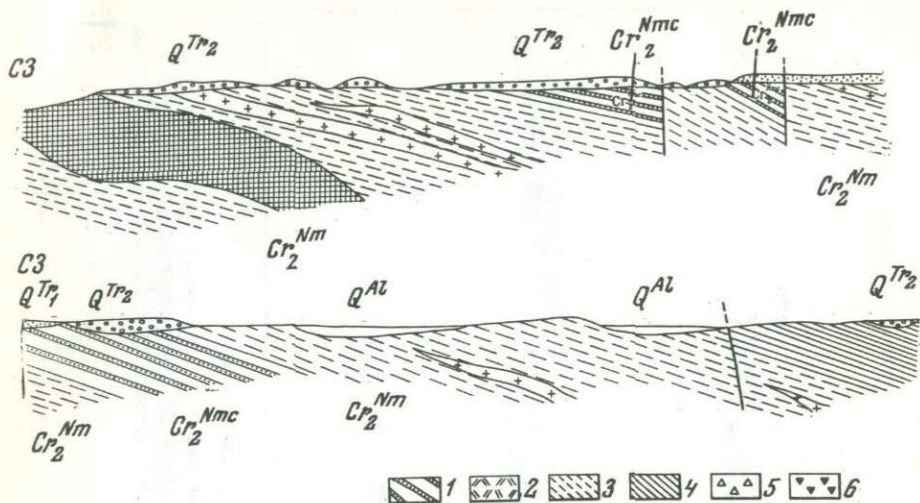


Рис. 12. Геологические разрезы в районе Немуронанбу (по K. Mitani a.o., 1958, из работы М.С. Маркова и др., 1967)

Формация Немуро: 1 – крупнозернистые и конгломератовые песчаники, песчаники, аргиллиты ( $Cr_2^{Nmc}$ ); 2 – туфы, туфогенные аргиллиты ( $Cr_2^{Nmt}$ ); 3 – песчаники, аргиллиты, туфогенные отложения ( $Cr_2^{Nm}$ ). Формация Чобоси: 4 – песчаники, аргиллиты ( $Cr_2^{Ch}$ ). Формация Очиши: 5 – конгломераты, песчаники, аргиллиты ( $Cr_2^{Oh}$ ); 6 – вулканические конгломераты, лавы

чатой структуры района, на основании чего можно сделать вывод о том, что эти интрузии – доскладчатые.

В целом моноклиналь островов Малой Курильской гряды и п-ова Немуро характеризуется выдержанным северо-восточным простиранием пород ( $\sim 55^\circ$ ), совпадающим с общей ориентировкой островной дуги, что видно и на геологических картах и на розе-диаграмме (рис. 15), отражающей простирание главным образом верхнемеловых пород. Появление близких к широтным простираний достаточно просто объясняется коленообразными изгибами моноклинали по простиранию. Нехарактерные северо-западные или субмеридиональные простирания появляются в основном вблизи разрывных нарушений.

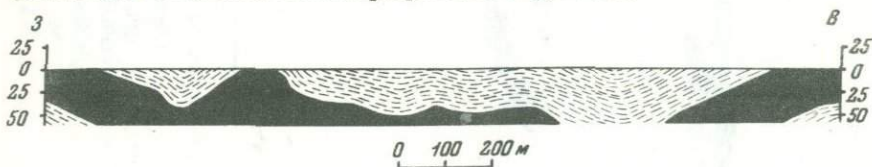
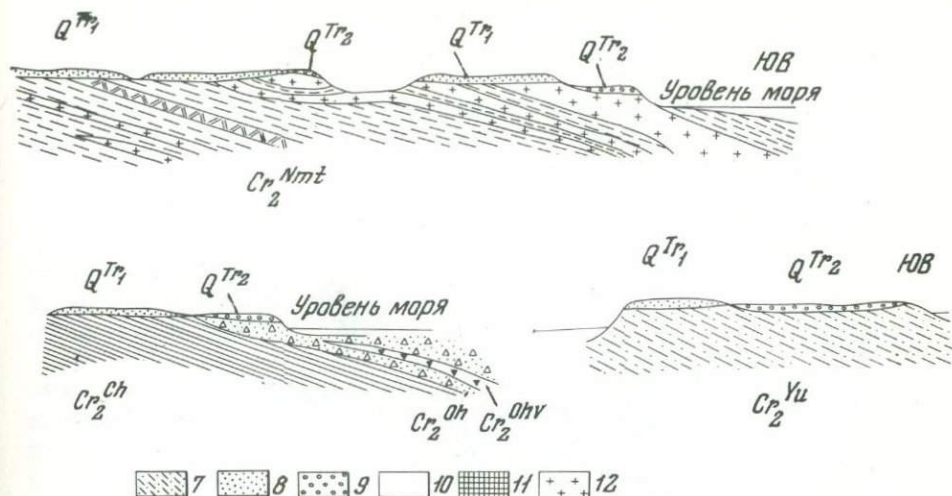


Рис. 13. Приразломные складки в породах малокурильской свиты на о. Танфильева (разрез вдоль южного побережья острова)

Условные обозначения см. рис. 11



( $Cr_2^{Ohv}$ ). Формация Юури: 7 – вулканические конгломераты, конгломераты, песчаники, аргиллиты, агломераты, лавы ( $Cr_2^{Yu}$ ). Делювий, террасовые отложения: 8 – песок, гравий – 40 м ( $Q^{Tr1}$ ); 9 – песок, гравий – 20–30 м ( $Q^{Tr2}$ ); 10 – аллювий – песок, гравий, глины, торф – ( $Q^{Al}$ ). Изверженные породы; 11 – трахидолериты, монцониты, порфириновые трахибазальты; 12 – порфириновые трахибазальты, трахидолериты с пилотакситовой структурой



Рис. 14. Складки в породах малокурильской свиты вблизи контакта с габброидами шикотанского интрузивного комплекса (о. Шикотан, бухта Малокурильская)

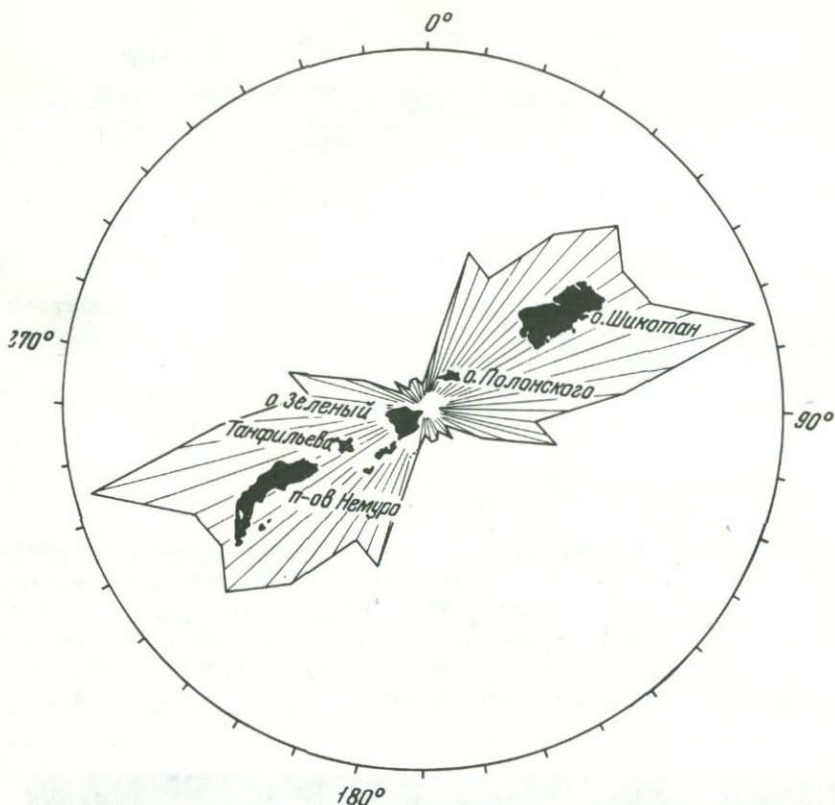


Рис. 15. Роза-диаграмма простираний верхнемеловых отложений островов Малой Курильской гряды и п-ова Немуро (составлена по результатам 294 замеров элементов залегания горных пород, выполненных геологами СахКНИИ, СахГУ и японскими исследователями)

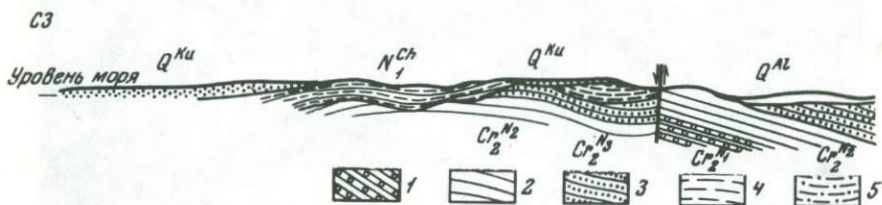


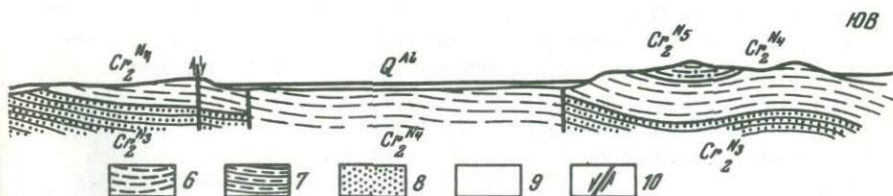
Рис. 16. Геологический разрез в районе Аккеси (по Н. Osanaі а.о., 1961, из работы М.С. Маркова и др., 1967)

Группа Немуро: 1 – глинистые сланцы с прослоями песчаников ( $Cr^N_1$ ); 2 – песчаники с прослоями конгломератов и глинистых сланцев ( $Cr^N_2$ ); 3 – глинистые сланцы с прослоями песчаников и туфов ( $Cr^N_3$ ); 4 – песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с прослоями туфов ( $Cr^N_4$ ); 5 – чередо-

Юго-западнее района залива Хаманака характерные для моноклинали северо-восточные простирания сменяются субширотными и затем северо-западными. В районе залива Аккеси, например, моноклираль имеет уже четко выраженное северо-западное простирание и в значительной степени осложнена складками, оси которых ориентированы в субмеридиональном и северо-западном направлениях (Nagao, 1961; Osa-pai a.o., 1961). Преобладающие углы падения моноклинали продолжают оставаться незначительными (15–20°): Углы падения на крыльях складок, осложняющих строение моноклинали, составляет обычно около 20° (рис. 16); они резко увеличиваются лишь вблизи разломов, достигая здесь 40–80°.

На о. Шикотан юго-восточнее моноклиального залегания верхнемеловых отложений наблюдается узкая (3–5 км), линейно вытянутая вдоль всего острова область распространения изверженных пород, которые представлены лавами ноторо-томаринского эффузивного комплекса и габброидами шикотанского интрузивного комплекса. Кое-где здесь удается наблюдать северо-восточные, реже субмеридиональные простирания вулканогенных толщ, что, однако, не дает представления об особенностях строения области в целом. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют лишь предположить, что в своем возникновении и развитии она связана с системой разломов северо-восточного простирания, по-видимому, достигавших глубин магмообразования.

Вдоль юго-восточного побережья о. Шикотан, а также на островах Демина, Юрий и Анучина моноклиально погружающиеся на юго-восток верхнемеловые породы приподняты по системе продольных разломов. Разрывные нарушения обуславливают блоковую структуру этой территории, наиболее приподнятые участки которой находятся в районе бухты Димитрова (рис. 17) и Горбунок. Здесь в тектонических блоках наблюдаются самые древние на острове эффузивы димитровского комплекса и связанные с ними интрузивные образования преимущественно основного состава. В бухте Димитрова и на п-ове Димитрова пласты эффузивов димитровского комплекса образуют разбитую разло-



вание конгломератов, песчаников и глинистых сланцев ( $Cr_2^{N5}$ ). Формация Итоизава: 6 – конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями углей ( $Pg_2^{It}$ ). Формация Чираикарибетсу: 7 – плотные туфогенные алевроиты, песчаники ( $N_1^{Ch}$ ). Группа Кусиро: 8 – пемзовые туфы, конгломераты, песчаники ( $Q^{Ku}$ ). Аллювий: 9 – песок, гравий, глины, торф, вулканический пепел ( $Q^{Al}$ ); 10 – разломы

мами волнисто изогнутую моноклираль, круто (30–70°) наклоненную на северо-запад. В районе бухты Горбунок они сложно дислоцированы вблизи разлома северо-восточного простирания. Наряду с северо-восточными простираниями у эффузивов здесь появляются субмеридиональные, северо-западные и субширотные; углы падения изменяются от 10–15 до 60–70°.

На о. Шикотан иногда устанавливается антиклинальное и синклинальное строение отдельных блоков, сложенных породами матакотанской свиты. Углы падения на крыльях этих складок составляют обычно 10–30°. На островах Юрий, Демина и Аучина блоки характеризуются моноклиральным строением с падением пород на юго-восток или северо-запад под углами 5–20°. Достаточно простая внутренняя структура блоков в значительной степени осложняется вблизи ограничивающих их разломов. Углы падения пород здесь резко возрастают, появляются приразломные складки, среди которых встречаются опрокинутые и даже лежачие; в песчаниках малокурильской свиты наблюдается плейчатость.

Обращает на себя внимание совпадение простираний рассмотренной выше геологической структуры Малой Курильской гряды и п-ова Немуро и основных геоморфологических элементов Притихоокеанской зоны. Моноклиральное залегание пород матакотанской и малокурильской свит, а также группы Немуро прослеживается в северо-восточном направлении почти на 200 км. Лишь в районе залива Аккеси, а также Кусиро появляются нехарактерные для Притихоокеанской зоны субширотные и северо-западные простирания структур, появление которых, возможно, является результатом предполагаемого М.С. Марковым (1967б) торцового сочленения Курильской островной дуги с меридионально ориентированными структурами центрального Хоккайдо.

В этих же районах появляются олигоценые и миоценовые образования, слагающие верхний структурный ярус Притихоокеанской зоны, которые представлены мелководными и субконтинентальными отложениями. Олигоценые породы выполняют обычно ядра синклиналей или грабен-синклиналей. Ширина складок по подошве отложений группы Урахоро составляет обычно 1–5 км. Углы падения пород на крыльях не превышают 10–20°. В целом олигоценые отложения, судя по геологической карте (Geological map..., 1959), дислоцированы практически одинаково с меловыми отложениями группы Немуро и вместе с ними образуют единые структуры. Миоценовые отложения выполняют наложенные впадины, образуя мульдообразные структуры, углы падения на крыльях которых не превышают 10°.

Четвертичные отложения Притихоокеанской зоны пликативно практически не дислоцированы. В большинстве случаев они залегают горизонтально или субгоризонтально, срезая структуры, образованные более древними породами. На о. Хоккайдо, севернее основной области распространения верхнемеловых, олигоценых и миоценовых пород, слагающих наиболее приподнятые участки Притихоокеанской зоны, четвертичные отложения выполняют впадину Нисибцу, которая как уже отмечалось, является непосредственным юго-западным продолже-

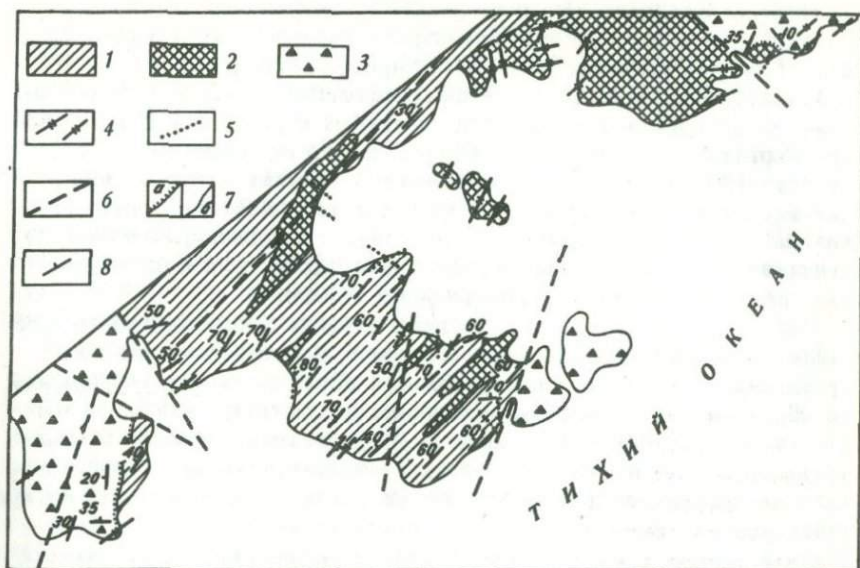


Рис. 17. Схема геологического строения района бухты Димитрова (о. Шикотан)  
 1 – диабазы, базальты и андезито-базальты димитровского эффузивного комплекса (верхний мел); 2 – габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, диабазы, долериты и базальты димитровского интрузивного комплекса; 3 – туфобрекчи, туфоконгломераты, эффузивы основного и среднего состава метакотанской свиты (верхний мел); 4 – дайки базальтов, андезитов, порфиритов; 5 – нептунические дайки, сложенные породами метакотанской свиты; 6 – разломы; 7 – границы несогласные (а) и интрузивные (б); 8 – элементы залегания

нием Срединно-Курильской депрессии. Последняя, согласно данным ГСЗ и исследованиям МОВ, выполнена отложениями, имеющими мощность до 3,5 км, а скорости – менее 3 км/сек (Тулина, 1969; Жильцов, 1970; Снеговский, Неверов, 1970).

#### Дизъюнктивные дислокации

На основании вышеизложенного можно полагать, что особенности геологического строения Притихоокеанской зоны Курильской островной дуги обусловлены главным образом широко развитыми здесь разломами, которые образуют систему двух направлений: северо-восточно-го (продольные) и северо-западного (поперечные).

Продольные разломы имеют обычно северо-восточную ориентировку, совпадающую с простиранием островной дуги. Лишь в районах залива Аккеси и Кусиро вместе с разворотом складчатых структур происходит и смена простираний продольных разрывов с северо-восточных на северо-западные. На поверхности разломы выражаются в ви-

де мощных зон дробления и катаклаза верхнемеловых образований. В зонах дробления и вблизи них широко распространены вторичные хлорит, кварц, цеолиты, карбонаты, пирит. Вблизи разломов резко возрастает степень пликативной дислоцированности верхнемеловых отложений. Мощность зон дробления достигает в ряде мест 100 м и более. Вертикальная составляющая перемещения по разломам достигает иногда 1000 м. Судя по наблюдающимся местами в зонах дробления зеркалам скольжения с горизонтально расположенной штриховкой, вполне вероятно наличие и сдвиговой компоненты. Возможность существования сдвигов подтверждается, в частности, и кулисообразным расположением осей приразломных складок.

Ряд разломов этого типа известен в районах моноклинального залегания отложений верхнего мела. Например, хорошо выражена зона дробления в береговых обрывах южного борта бухты Малокурильской (о. Шикотан), где к ней приурочены небольшие тела габброидов шикотанского интрузивного комплекса. Породы матакотанской и малокурильской свит подверглись здесь дроблению и катаклазу, зеленокаменному изменению и складчатости. Не исключена возможность, что прямолинейность очертания отдельных участков северо-западного побережья островов в значительной степени также связана с продольными разломами, отдельные фрагменты которых устанавливаются при полевых наблюдениях.

Наиболее широко продольные разломы развиты в юго-восточной части островов Малой Курильской гряды, где они образуют сложную систему разрывов, вдоль которых "вздёрнута" погружающаяся на юго-восток моноклираль. Разломы здесь часто хорошо выражены в рельефе в виде вытянутых в северо-восточном направлении депрессий. Примером последних может служить зона опускания на южной оконечности п-ова Димитрова шириной 60–70 м, протяженностью не менее 500 м и относительным понижением ~ 50 м. Северо-восточная ориентировка разрывов подчеркивается здесь многочисленными дайками базальтоидов, а также пластообразными телами габброидов, диабазов и долеритов, которые круто (до 70–80°) падают на северо-запад. Все породы в зоне разломов изменены процессами вторичного минералообразования; в песчаниках малокурильской свиты можно наблюдать мелкие, местами изоклиральные, опрокинутые складки с углами падения пород на крыльях до 70–80°, иногда встречаются опрокинутые залегания.

Возможно, самые значительные разрывы располагаются в районах распространения наиболее молодых изверженных пород Малой гряды — на о. Шикотан. В настоящее время большинство разломов здесь "залечено" эффузивами ноторо-томаринского комплекса, которые имеют с ними, по-видимому, непосредственную связь. С этими же расколами сопряжены два крупных массива габброидов шикотанского интрузивного комплекса. Местами удается наблюдать, что разрывы выражаются в виде зон трещиноватости и брекчирования магматических пород. В полосчатых габброидах можно увидеть острые, близкие к изоклиральным, нередко опрокинутые "складки". Простираение полосчатости обычно северо-восточное или субширотное. Все это говорит о высо-

кой подвижности рассматриваемой зоны как в момент внедрения интрузий, так и после их становления. Время заложения разломов этой зоны относится, вероятно, к кампану, когда их деятельностью было обусловлено распределение суши и моря в момент образования отложений матакотанской свиты.

Поперечные разломы, расположенные вкрест простирания основных структурных элементов района, являются в целом более молодыми, нежели продольные. Они часто характеризуются значительными амплитудами горизонтальных перемещений. На островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро поперечные разрывы имеют северо-западную ориентировку, выражаясь на поверхности зонами дробления и катаклаза верхнемеловых образований.

Наиболее отчетливо поперечные сдвиги проявлены на о. Шикотан, где с ними связано, согласно Г.В. Корсунской (1958), образование узких (300—500 м) бухт, ориентированных в северо-западном направлении и прослеживающихся в глубь острова на 3—4 км. Амплитуда перемещения по сдвигам, определенная по смещению в плане разновозрастных геологических границ, возрастает на острове с северо-востока на юго-запад. Так, величина горизонтального перемещения по сдвигу в бухте Малокурильской составляет около 0,1 км, в бухте Отрадной — 0,5 км, в бухте Крабовой — 2,5 км, в районе гор Томари и Ноторо — около 2 км, по западному побережью о. Шикотан — 2,5—3 км. В восточной части острова, включая район бухты Крабовой, ведущими являются левосторонние сдвиги, в западной — правосторонние.

На других островах Малой Курильской гряды поперечные разломы северо-западного простирания выражены менее четко. Серия сдвигов северо-западного простирания фиксируется на п-ове Немуро. Судя по геологической карте (Sasa, Nemoto, 1959), амплитуда горизонтальных перемещений по отдельным разломам достигает здесь 500 м и более. В северо-восточной части полуострова преобладают правосторонние сдвиги, в юго-западной — левосторонние.

В районе залива Аккеси и далее к юго-западу одновременно с разворотом складчатых структур происходит смена простираний поперечных разрывов с северо-западных на субмеридиональные и даже северо-восточные. Эти разломы секут верхнемеловые и палеогеновые образования, не проявляясь в более поздних отложениях, что позволяет говорить о домиоценовом возрасте их заложения. Значительные сдвиговые перемещения по ним происходили, по-видимому, позднее формирования структурного плана территории и основных элементов ее рельефа.

### **Инъективные дислокации**

Строение Притихоокеанской зоны островной дуги в значительной степени осложнено инъективными дислокациями, которые, согласно Ю.А. Косыгину (1969), представляют результат внедрения или проникновения вещества одного слоя в пространство другого слоя с образо-

ванием тел, обладающих самостоятельными формами залегания. Инъективные дислокации приурочены здесь только к породам нижнего структурного яруса, причем степень инъективной дислоцированности уменьшается с северо-востока на юго-запад.

По характеру вещества инъективные дислокации района можно разделить на две группы: амагматические и магматические.

Амагматические инъективные дислокации распространены незначительно и представлены нептуническими дайками, которые встречаются главным образом на океанском побережье о. Шикотан. Они секут наиболее древние образования — габброиды димитровского интрузивного комплекса и породы одноименного эффузивного комплекса (см. рис. 17). Дайки сложены туфобрекчиями и туфоконгломератобрекчиями, аналогичными породам вышележащей матакотанской свиты. Непосредственную связь пород нептунической дайки с материнскими для них образованиями можно наблюдать в береговых обрывах восточнее бухты Димитрова, где отложения матакотанской свиты с аркозовым контактом залегают на габброидах димитровского интрузивного комплекса.

Мощность даек невелика и составляет обычно 1—2 м, иногда до 5—6 м. Их простирания — северо-восточные и северо-западные, реже — субмеридиональные. Контакты с вмещающими породами резкие, близкие к прямолинейным, обычно крутопадающие или вертикальные.

Наиболее вероятной причиной образования нептунических даек, согласно Р.Г. Гарецкому (1956), следует считать возникновение трещин в результате землетрясений и медленных тектонических движений. Их образование в рассматриваемом районе происходило, по-видимому, неоднократно, что косвенно подтверждается наблюдающимися иногда пересечениями даек, сложенных различным материалом.

В отложениях матакотанской свиты на юго-восточном побережье о. Шикотан наблюдаются неправильной формы трещины, ориентированные обычно перпендикулярно к напластованию пород и выполненные вулканогенно-обломочным материалом, отличающимся по ряду признаков (грубость состава и т.п.) от вмещающих пород. Их мощность обычно не превышает первых метров; контакты с вмещающими породами неровные; простирания разнообразны. Незначительной мощности дайки песчаников и алевролитов встречаются местами среди отложений малокурильской свиты. Н.А. Соловьева (1969) указывает на присутствие нептунических даек, сложенных песчаниками и туфами, в породах матакотанской свиты на островах Юрий и Анучина.

Благоприятные условия для образования нептунических даек имеются в пределах Притихоокеанской зоны и в настоящее время, что подтверждается широким распространением на островах трещин протяженностью до 300-400 м, возникших, вероятно, при землетрясениях.

Магматические инъективные дислокации Притихоокеанской зоны обусловлены внедрением в отложения верхнего мела магматических расплавов, исходных для пород димитровского, малокурильского и шикотанского интрузивных комплексов. Образовавшиеся в результате интрузий тела по форме могут быть разделены на штокообраз-

ные и пластовые. Характерна пространственная связь тех и других с продольными разломами, что позволяет считать эти разрывы магмо-контролирующими.

К штокообразным, видимо, можно отнести массивы габброидов шикотанского интрузивного комплекса, являющиеся наиболее крупными телами Притихоокеанской зоны. Один из них имеет площадь 30 км<sup>2</sup> и расположен в северо-восточной части о. Шикотан, другой, площадью 20 км<sup>2</sup>, — в юго-западной (Неверов, 1967б). Массивы сопряжены с линейно вытянутой в северо-восточном направлении областью распространения эффузивов ноторо-томаринского комплекса и имеют в плане форму, близкую к изометричной. Ю.Л. Неверов и другие геологи полагают, что указанные массивы имеют штокообразную форму, однако в силу недостаточной обнаженности районов распространения габброидов, а также труднодоступности многих участков побережья подобное заключение, по-видимому, следует рассматривать лишь как предварительное.

Южные контакты массивов с вмещающими их породами матакотанской свиты, наблюдаемые в береговых обрывах, близки к вертикальным. В бухте Волошина контакт интрузивный, в районе мыса Край Света, по данным Ю.Л. Неверова, — тектонический. В бухте Дельфин северный контакт габброидов с терригенными образованиями малокурильской свиты задернован, однако, судя по наблюдающемуся ороговикованию песчаников и алевролитов, он скорее всего погружается на север или северо-запад. Более достоверно можно судить о погружении контакта в этом направлении для северного массива габброидов. Интенсивное ороговикование пород малокурильской свиты наблюдается здесь на удалении от 2 км и более от массива и на таком же расстоянии встречаются его апофизы. Ориентировочные расчеты позволяют полагать, что угол падения контакта составляет приблизительно 30° на протяжении 2 км.

В габброидах часто можно наблюдать пластовую отдельность, с которой обычно совпадают зоны брекчирования магматических пород. Слои различного петрографического состава, обуславливающие полосчатую текстуру габброидов, обычно смяты в "складки" с крутопадающими или вертикальными крыльями. Интрузия габброидов значительно усложнила в общем просто построенную моноклиаль о. Шикотан. Отложения малокурильской и матакотанской свит вблизи массивов габброидов разбиты разломами и смяты в складки, морфология которых была рассмотрена выше. Сами интрузивные массивы после становления подвергались дизъюнктивным дислокациям. Отдельные их части в результате оказались перемещенными по латерали на расстояние до 2,5-3 км.

Пластовые интрузивные тела по отношению к слоистой структуре разделяются на согласные, с напластованием верхнемеловых отложений (силлы), и секущие (дайки).

Силлы сложены породами димитровского и малокурильского интрузивных комплексов. Область распространения первых ограничивается

районами развития эффузивов димитровского комплекса на о. Шикотан, где пластовые интрузивные тела вместе с вмещающими их породами круто падают на северо-запад. Мощность большинства силлов составляет 1–5 м; мощность отдельных тел достигает десятков, а местами даже и первых сотен метров. Маломощные силлы обычно сложены слабо раскристаллизованными разновидностями пород димитровского интрузивного комплекса; в строении мощных пластовых тел принимают участие габброиды.

Более 50 пластовых тел щелочно-базальтоидного состава интродуцируют на островах Малой Курильской гряды терригенные образования малокурильской свиты, а на п-ове Немуро — отложения формаций Ноцукамашу, Немуро и Чобоси. Область максимального распространения этих тел — п-ов Немуро и о. Танфильева (рис. 18). Мощность силлов разнообразная — от нескольких метров до 200 м и более. Отдельные силлы прослеживаются на расстоянии до 5–7 км, при этом существенно не изменяясь по мощности. Контакты с вмещающими породами согласные, реже слабо секущие. Заслуживает внимания указание японских геологов на кулисообразное расположение в плане пластовых интрузий, что они связывают с существованием расколов северо-восточного простирания (Fujiwara, Mitani, 1959; Hasegawa, Mitani, 1959).

В породах силлов наблюдаются пластообразная и столбчатая отдельности; К. Яги (Yagi, 1960) на п-ове Немуро описана подушечная или шаровая отдельность, названная им "курумаиси".

Характерно внутреннее строение пластовых интрузий. В подошве интрузивных "пластов" обычно наблюдаются обогащенные оливином породы типа оливиновых эссексит-долеритов и оливиновых трахидолеритов; в центральных частях и ближе к кровле распространены более лейкократовые разновидности — трахидолериты, трахибазальты, монцититы. Геологи, изучавшие петрологию силлов, полагают, что подобное распределение пород в силлах обусловлено процессами гравитационной дифференциации (Fujiwara, Mitani, 1959; Yagi, 1960). Следовательно, перемещения вещества относительно слоистой структуры Земли, т.е. дислокации, происходили и после межпластовых инъекций магмы, в период становления интрузивных тел.

Дайки Притихоокеанской зоны сложены в основном диабазами, базальтами, габбро-диабазами и долеритами димитровского и шикотанского интрузивных комплексов. Мощность этих пластовых тел изменяется от десятков сантиметров до 4–5 м; их протяженность достигает 1 км и более. Дайки приурочены главным образом к продольным разрывам, часто подчеркивая их ориентировку. Например, в районе бухты Димитрова круто падающие на северо-запад дайки имеют одинаковое простирание с дизъюнктивными дислокациями, осложняющими структуры этого района. Кроме того, они встречаются вблизи массивов габброидов шикотанского интрузивного комплекса и гораздо менее — в зоне моноклиналиного залегания отложений верхнего мела.

Одной из форм проявления инъективных дислокаций являются жильные образования. Они широко распространены в породах матако-

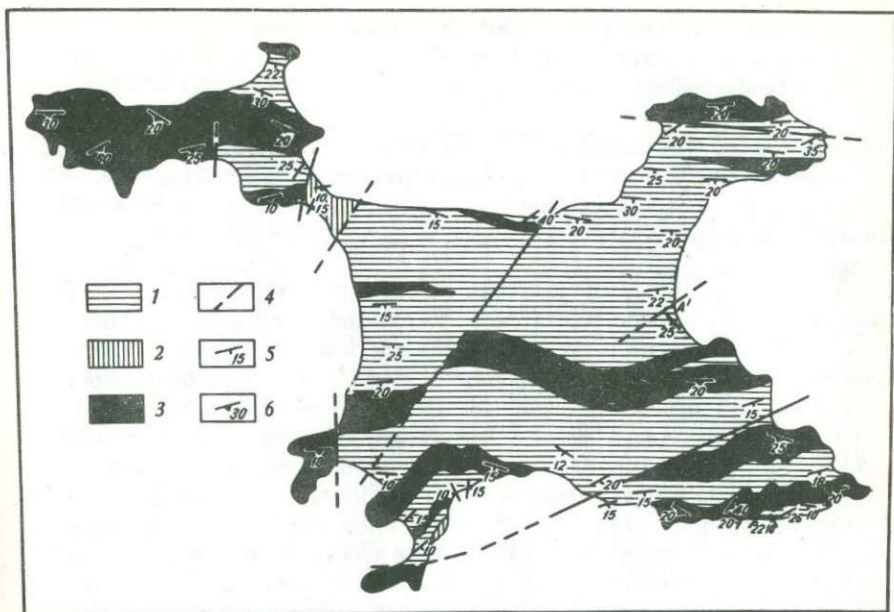


Рис. 18. Схема геологического строения о. Танфильева

1, 2 — малокурильская свита (верхний мел): 1 — песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями туфов, 2 — верхняя часть малокурильской свиты — песчаники, алевролиты, туфы и конгломераты с галькой щелочных базальтоидов и метаморфических пород; 3 — трахидолериты, трахибазальты, анальцимовые трахидолериты и трахибазальты, оливиновые эссексит-долериты, монцониты и авгитовые сиениты малокурильского интрузивного комплекса; 4 — разломы; 5 — элементы залегания пород малокурильской свиты; 6 — элементы залегания пластовой отдельности в силлах

танской и малокурильской свит, где представлены жилами и прожилками, выполненными цеолитами, реже кварцем. В габброидах димитровского и шикотанского комплексов встречаются жилы диоритов и аплитов. В трахидолеритах и трахибазальтах малокурильского интрузивного комплекса встречаются прожилки сиенитов.

По способу образования многие из перечисленных жил сходны с дайками. Они представляют в основном трещинки, по которым происходило перемещение гидротермальных растворов или остаточных расплавов. К этой же группе инъективных дислокаций следует отнести, видимо, и жеоды, выполненные кварцем и цеолитами. Размеры жеод достигают порой 80–100 см в поперечнике; часто можно видеть окружающие их жилы и прожилки, служившие путями проникновения гидротермальных растворов в их полости.

## Характеристика дислокаций Притихоокеанской зоны по данным батиметрии и геофизических исследований

Большая часть Притихоокеанской зоны занята акваторией Тихого океана и недоступна для непосредственных геологических наблюдений. О дислокациях этой территории можно судить, лишь анализируя особенности рельефа океанического дна, а также используя результаты геофизических исследований.

Данные батиметрии наиболее полно освещены в работах, касающихся рельефа Курило-Камчатского глубоководного желоба (Удинцев, 1955; Затонский и др., 1961). Прежде всего обращает на себя внимание одинаковая ориентировка (СВ~55°) и выдержанность основных геоморфологических элементов Притихоокеанской зоны островной дуги и глубоководного желоба. Это касается и осевой линии подводного хребта Витязя, являющегося продолжением поднятия Малой Курильской гряды и п-ова Немуро и оси глубоководного желоба.

Северо-западный склон Курило-Камчатского желоба, являющийся одновременно и юго-восточным склоном хребта Витязя, расчленен на ряд уступов и ступеней, происхождение которых, по мнению океанологов, связано с движениями по расколам. Г.Б.Удинцев (1955) следующим образом характеризует основные черты подводного рельефа рассматриваемого района: "В южной части Курило-Камчатской впадины, соответствующей южному звену Курильской дуги, направление хребта Витязя совпадает с направлением оси впадины, и склон имеет сравнительно простое строение. Характерной чертой склона в этом районе является расчленение его на три уступа. Эти уступы прослеживаются на протяжении почти 600 км и сохраняют свою высоту более или менее постоянной: первый, самый верхний, уступ — около 3000 м, второй — около 2500 м и третий, нижний, уступ — около 3000 м. Крутизна склона вследствие этого меняется в его пределах, возрастая на уступах до уклона порядка 400—500 м на 1 км и уменьшаясь до уклона 80 м на 1 км на поверхностях ступеней" (стр. 39), — и далее, — "многочисленные уступы на склонах соответствуют, видимо, линиям тектонических разломов, а сбросы и смещения, происходящие по этим линиям, вызывают возникновение волн цунами, столь характерных для Тихого океана (стр. 56)".

По данным глубинного сейсмического зондирования основным структурным элементом Притихоокеанской зоны является Южно-Курильский прогиб, глубина которого по поверхности Мохоровичича (М) превышает 35 км (Строение земной коры..., 1964). Прогиб располагается на северо-западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба между осевыми линиями желоба и хребта Витязя. Ось прогиба, ориентированная согласно с простираем внешней зоны островной дуги, прослеживается в северо-восточном направлении более чем на 800 км. Аналогичные простирания имеют прогибы и поднятия, фиксируемые и по более высоким горизонтам земной коры

(кровле консолидированной коры, изопакитам консолидированной коры и "осадочной толще") (Строение земной коры... 1964; Тулина, 1969; Жильцов, 1970; Снеговской, Неверов, 1970).

Гравиметрические исследования указывают на существование в пределах Притихоокеанской зоны островной дуги и Курило-Камчатского глубоководного желоба линейно вытянутых вдоль зоны аномалий силы тяжести с большими градиентами (Гайнанов, Смирнов, 1962; Гайнанов и др., 1974).

Поднятию п-ова Немуро и островов Малой Курильской гряды, а также его подводному продолжению — хребту Витязя в поле силы тяжести соответствует значительной интенсивности положительная аномалия в редукции Буге, имеющая северо-восточное простирание. Юго-восточнее параллельно ей проходит меньшей интенсивности положительная аномалия, примерно соответствующая положению оси выделяемого по поверхности М Южно-Курильского прогиба. Резкий градиент гравитационного поля между этими аномалиями позволяет ряду исследователей предполагать здесь существование глубинного разлома (Гайнанов и др., 1974). Другой глубинный разлом эти исследователи предполагают в приосевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба, где через гравитационную ступень, параллельную оси желоба, происходит смена относительно пониженных значений поля силы тяжести Притихоокеанской зоны значительными по интенсивности аномалиями Буге, свойственными ложу Тихого океана.

В магнитном поле Притихоокеанская зона Курильской островной дуги выражается в виде полосы интенсивных линейных положительных аномалий  $\Delta T$  с амплитудой до 900 гамм, ориентированных согласно с простиранием основных геоморфологических элементов (Соловьев, Гайнанов, 1963; Кочергин, 1970). Эти аномалии интерпретируются обычно как глубинные разломы, пограничные между континентальным и океаническим блоками Земли. Осевая область Курило-Камчатского глубоководного желоба, характеризующаяся слабоотрицательным магнитным полем с нечетко выраженными аномалиями, разделяет Притихоокеанскую зону островной дуги с положительными значениями  $\Delta T$  и океаническое ложе, для которого в районе вала Зенкевича характерны линейные положительные и отрицательные аномалии большой интенсивности, с амплитудой до 1000 гамм.

Сейсмичность Курильской островной дуги, особенно ее южной части изучена в настоящее время очень детально (Монахов, Тараканов, 1955; Линден, 1961; Атлас землетрясений в СССР, 1962; Багдасарова и др., 1963; Федотов, 1966; Федотов и др., 1969; и др.). Характеризуя эту территорию как одну из наиболее сейсмичных, С.А. Федотов (1966) указывает, что с 1904 г. в Курило-Камчатской зоне между глубоководной впадиной и поясом вулканов, т.е. на 1/1500 поверхности Земли выделилось приблизительно 10% всей сейсмической энергии Земли, или в 150 раз больше на единицу площади, чем в среднем по всему земному шару.

В закономерном увеличении глубины очагов землетрясений от островной дуги в сторону континента многие исследователи усматрива-

ют существование так называемой фокальной зоны, падающей в сторону континента и выходящей на поверхность в районе западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба (Заварицкий, 1946б; Бениофф, 1957; Федотов и др., 1969). Большинство геологов и геофизиков эта фокальная зона отождествляется с глубинным разломом, однако прерывистое распределение гипоцентров в зоне вызывает у ряда исследователей сомнения в том, что эта зона представляет единое целое (Коган, 1955; Хаин, 1964).

С формированием основных структурных элементов Курильской островной дуги, по-видимому, тесно связаны неглубокие землетрясения, при которых выделяется почти вся сейсмическая энергия фокальной зоны (Аверьянова, 1968). На глубинах менее 100 км в пределах фокальной зоны происходит также максимальное количество землетрясений, эпицентры которых образуют полосу, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с простираем островной дуги. Аналогичное простираение имеют также наиболее значительные сейсмогенные разрывы, по которым происходили сбросо-сдвиговые и взбросо-сдвиговые перемещения (Аверьянова, 1968).

По совокупности приведенных признаков в пределах Притихоокеанской зоны можно выделить три глубинных разлома, ориентированных в северо-восточном направлении согласно с простираем основных геоморфологических элементов. Эти дизъюнктивные нарушения вместе со Срединно-Курильским глубинным разломом (Стрельцов, 1970а) определили существование трех блоков — Малокурильского, Восточно-Курильского и Океанского (см. рис. 9).

Разлом 1, пограничный между Малокурильским и Восточно-Курильским блоками, проходит примерно по изобате 2 км (Туезов, Сергеев и др., 1968). В рельефе дна он фиксируется уступом высотой около 3000 м, в магнитном поле выражается в виде цепочки положительных аномалий интенсивностью до 300—500 гамм, в гравитационном поле ему соответствует резкий градиент изменения значений силы тяжести (около 1,0—2,5 мгл/км). С разломом сопряжены разрывы, образующиеся при землетрясениях, что свидетельствует о его современной сейсмической активности. Считается, что с движениями по рассматриваемому разлому связано возникновение катастрофических землетрясений, имевших место в 1958 г. (Итурупское), 1963 г. (Урупское) и в другие годы (Аверьянова и др., 1966).

Обычно полагают, что Малокурильский блок более поднят по сравнению с Восточно-Курильским. Поднятие Малой Курильской гряды и хребта Витязя рассматривается большинством исследователей как горстовое или антиклинальное (Горячев, 1966; Марков и др., 1967). Вернемся к материалам, изложенным во второй главе настоящей работы.

В кампанский век осадконакопление в районе Малой Курильской гряды, сопровождавшееся интенсивным базальтоидным вулканизмом, происходило в относительно неглубоководном бассейне, вытянутом в северо-восточном направлении. С северо-запада этот бассейн ограничивался сушей, располагавшейся в пределах Большой Курильской гря-

ды (Minato a.o., 1956; Геологическое развитие..., 1968). Юго-восточнее этого трогообразного прогиба, видимо, также располагались поднятия и участки суши, на что указывают красноцветность и грубообломочный состав пород матакотанской свиты юго-восточного побережья о. Шикотан и островов Демина, Юрий и Анучина и присутствие в них окаменевших стволов деревьев. Весьма интересными являются находки в породах матакотанской свиты гальки гранито-гнейсов и гранитов (Путеводитель геологических экскурсий..., 1965), позволяющие судить о природе этих поднятий, а также и о природе геофизических слоев земной коры Южно-Курильского прогиба, располагающегося в пределах Восточно-Курильского блока Притихоокеанской зоны.

В случае справедливости высказанных предположений можно прийти к заключению о том, что в пределах Восточно-Курильского блока верхние горизонты земной коры сложены более древними, чем на Малой Курильской гряде и п-ове Немуро, возможно домеловыми, образованиями.

Одновозрастные им или более древние породы в пределах Малокурильского блока, судя по мощностям верхнемеловых отложений, должны находиться на глубинах более 5–6 км, что противоречит предположению о его принадлежности к поднятию типа горста или антиклинория.

Разлом 2 разделяет Восточно-Курильский и Океанский блоки. Он совпадает примерно с изобатой 6000 м и, таким образом, может рассматриваться в качестве пограничного между островной дугой и глубоководным желобом, выделяемым по геоморфологическим признакам (см. рис. 9). В рельефе дна ему соответствует уступ высотой около 2500 м; в магнитном поле он выражается вытянутыми в северо-восточном направлении аномалиями интенсивностью до 300 гамм; в гравитационном поле ему соответствует градиент изменения силы тяжести. Существование глубинного разлома подтверждается и результатами сейсмических исследований. На сейсмическом разрезе (рис. 19), составленном по результатам исследования МОВ, можно видеть, как полого ( $1-3^{\circ}$ ) падающие в сторону оси желоба "рыхлые осадки" при приближении к рассматриваемому разлому меняют свои падения на обратные; при этом углы падения увеличиваются до  $10-15^{\circ}$ . Если предположить, что разлом 2 ориентирован вертикально или наклонен в сторону континента, то подобный изгиб слоев следует рассматривать как указание на существование сбросовой компоненты перемещения по разрыву.

Разлом 3 располагается в приосевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба, ограничивая с юго-востока Океанский блок. В рельефе дна ему соответствует уступ высотой около 3 км; в поле силы тяжести — одна из крупнейших гравитационных ступеней (Гайнанов и др., 1974); в магнитном поле ему соответствует смена областей с различной интенсивностью аномалий  $\Delta T$ . В приосевой части глубоководного желоба, согласно данным ГСЗ, проходит граница между континентальным блоком земной коры и областями Тихого океана, характеризующимися океаническим типом строения земной коры

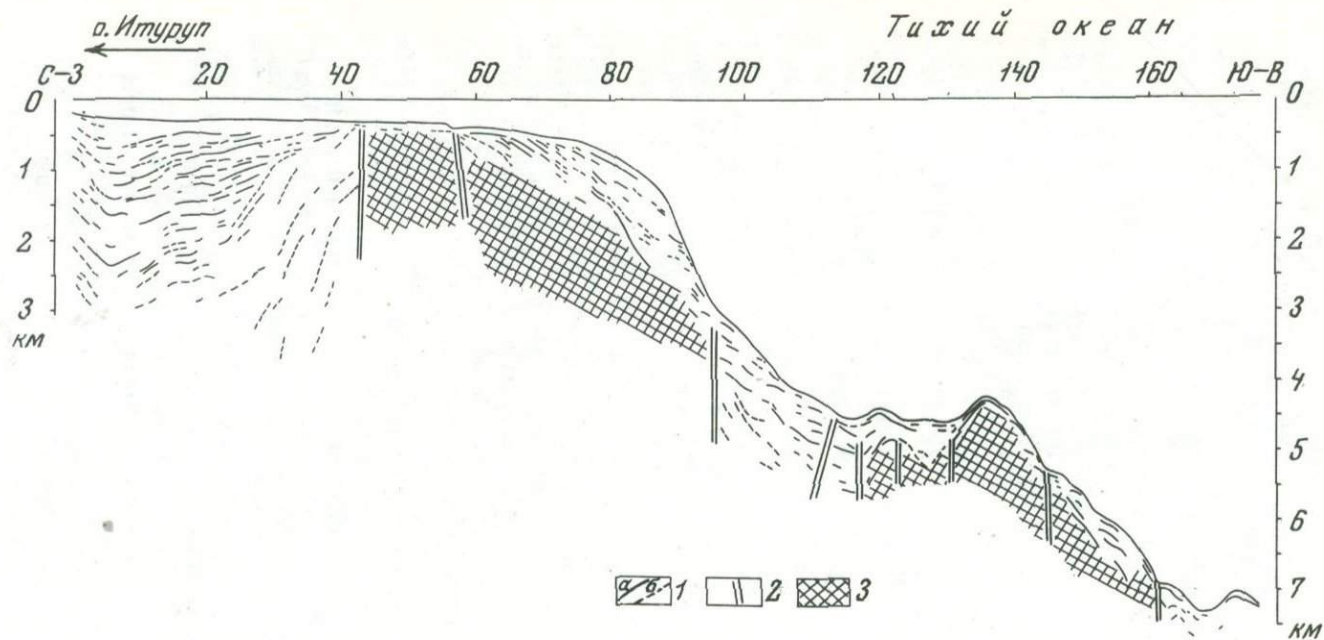


Рис. 19. Сейсмический разрез по профилю, ориентированному вкrest простирання структурных элементов Притихоокеанской зоны (от залива Касатка на юго-восток; по С.С. Снеговскому)

1 — отражающие границы надежно построенные (а) и неуверенно построенные (б); 2 — разломы, предполагаемые по сейсмическим данным; 3 — акустический фундамент

(Строение земной коры..., 1964). "Здесь получены записи, типичные для зон разломов, характеризующихся наличием ступеней круто падающих границ раздела и выклиниванием слоев" (там же, стр. 205). Здесь же отмечаются совпадающие с простираем глубинного разлома разрывы, по которым при землетрясениях происходят преимущественно сбросо-сдвиговые перемещения (Аверьянова, 1968).

### Основные выводы

Совокупность геолого-геофизических признаков позволяет установить самые общие свойства дислокаций Притихоокеанской зоны южной части Курильской островной дуги.

1. Наиболее характерной чертой строения Притихоокеанской зоны является линейность ее основных структурных элементов, которая выражается в единообразной, совпадающей с простираем зоны ориентировке складчатых структур Малой Курильской гряды и п-ова Немуро, развитых здесь же продольных разрывов, а также глубинных разломов, устанавливаемых на западном склоне Курило-Камчатского глубоководного желоба по данным батиметрических и геофизических исследований.

2. "Молодость" рельефа Притихоокеанской зоны и высокая сейсмическая активность указывают на чрезвычайную подвижность линейных структурных элементов на современном этапе развития Курильской островной дуги. Геологические данные свидетельствуют о существовании линейных, ориентированных согласно с простираем зоны структур и в геологическом прошлом. Такой структурой являлся, например, трогообразный прогиб северо-восточного простираем, существовавший в позднем мелу в районе островов Малой Курильской гряды и п-ова Немуро. Этот факт вместе с особенностями глубинного строения земной коры и ориентировкой аномалий геофизических полей по-видимому, можно рассматривать как указание на древность присущей Притихоокеанской зоне линейности структур.

3. Палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения островов Малой Курильской гряды и о. Хоккайдо характеризуются слабой степенью пликативной дислоцированности. Для этих районов характерно складчато-блоковое строение. Слабой степенью пликативной дислоцированности отличаются и "рыхлые осадки" западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба, на что указывают данные исследований МОВ.

4. Продольные разломы Малой Курильской гряды и п-ова Немуро в познемеловое время являлись магмоконтролирующими структурами, определявшими пути проникновения в верхние горизонты земной коры и на дневную поверхность магматических расплавов, из которых образовались разновозрастные интрузивные комплексы, а также вулканогенные образования верхнего мела. К числу магмоконтролирующих структур относятся, по-видимому, и глубинные разломы Притихоокеанской зоны. К ним приурочены интенсивные положительные магнитные

аномалии, которые, по мнению многих исследователей, обусловлены существованием протяженных магматических тел, отличающихся по магнитным свойствам от вмещающих их пород.

Вышеизложенное позволяет прийти к заключению о том, что структуры Притихоокеанской зоны формировались преимущественно в условиях растяжения. Происходящие здесь сбросо-сдвиговые перемещения по разломам при землетрясениях свидетельствуют о существовании зон растяжения и в настоящее время.

## ДИСЛОКАЦИИ ПРИХОТСКОЙ ЗОНЫ

### Пликативные дислокации

Анализ пликативных дислокаций Прихотской зоны существенно осложнен широким распространением четвертичных образований, перекрывающих складчатые структуры, и частым отсутствием в неогеновых отложениях слоистых текстур. Кроме того, значительная часть зоны располагается ниже уровня моря и недоступна для непосредственных геологических исследований. Сказанное позволяет понять совместное существование разноречивых представлений исследователей относительно структурны Большой Курильской гряды.

А.В. Горячев (1966, стр. 81) считает, что "...Большая Курильская гряда состоит из системы крупных кулисообразно подставляющих антиклиналей, каждой из которых в самом общем виде отвечают крупнейшие острова. Антиклинали-острова разделяются синклиналями-проливами". Вероятно, придерживаясь аналогичной точки зрения, ряд геологов принимает моноклинали некоторых островов за фрагменты более крупных складчатых структур.

При выделении структурных ярусов в пределах Прихотской зоны было показано, что степень пликативной дислоцированности неогеновых отложений невелика. Крутые углы падения не характерны; анализ геологического строения островов показывает, что они встречаются лишь вблизи разломов, которые широко развиты на всех островах Большой Курильской гряды. Все это говорит о складчато-блоковом строении Прихотской зоны и позволяет присоединиться к существующей точке зрения на структуру Большой Курильской гряды как совокупность поднятых и опущенных по разломам блоков (Кропоткин, Власов, 1960; Сергеев, 1966).

Наиболее крупные продольные разломы Прихотской зоны предопределяют существование в ее пределах шести горстов (п-ова Сиретко, Кунаширский, Ловцовский, Южно-Итурупский, Северо-Итурупский и Урупский) и пяти грабен (Кунаширский, Ловцовский, пролива Екатерины, Итурупский и пролива Фриза). Горсты и грабены вытянуты в северо-восточном, отклоняющемся к северу от общего простирания Курильской островной дуги направлении и располагаются кулисообразно один относительно другого.

Горст п-ова Сиретоко (I)<sup>1</sup>, сложенный неоген-четвертичными образованиями, протягивается через весь полуостров более чем на 100 км при ширине в среднем около 15 км.

В районе Минехама и в прилегающих к нему участках горст сложен наиболее древними отложениями, относящимися к комплексу "зеленых туфов". По данным японских геологов (Sugimoto а.о., 1959), они образуют антиклиналь, ось которой ориентирована согласно с простираем горста. На крыльях складки встречаются породы верхнего миоцена — плиоцена, относящиеся к среднему структурному ярусу (рис. 20).

Северо-восточнее фундамент среднемиоцен-четвертичных отложений постепенно погружается, и в этом же направлении горст постепенно сужается. Отложения среднего структурного яруса, выходящие здесь на поверхность, собраны в брахиформные складки с размахом крыльев до 1—2 км и углами падения до 20°. В юго-западном направлении поверхность комплекса "зеленых туфов" резко погружается под пикативно недислоцированные вулканогенные и осадочные образования четвертичного возраста.

Кунаширский горст (II, IIa) состоит из двух блоков, разделенных разломом. Наиболее приподнятый северный блок (II) шириной около 7—8 км протягивается в северо-восточном направлении более чем на 100 км. Породы кунаширской свиты и свиты Горячего Пляжа, относящиеся на этом острове к комплексу "зеленых туфов", слагают в пределах северо-восточной половины блока моноклинали, падающую под углами 20—30° на юго-восток (рис. 21). Строение моноклинали осложнено разломами, интрузивными телами и мелкой, главным образом приразломной складчатостью. Углы падения пород вблизи разрывов увеличиваются до 60—80°.

На размытой поверхности "зеленых туфов" залегают менее дислоцированные породы среднего структурного яруса, выполняющие отдельные мульдо- и грабенообразные структуры. Неогеновые образования перекрываются практически недислоцированными эффузивами вулкана Руруй и слабо наклоненными на юго-восток платобазальтами, слагающими верхний структурный ярус Приохотской зоны.

В юго-западном направлении поверхность комплекса "зеленых туфов" полого погружается, однако и здесь для всего блока в целом характерно моноклиналиное строение. На фоне общего моноклиналиного погружения пород на юго-восток здесь отмечаются поперечные складчатые структуры с углами падения пород в среднем структурном ярусе до 30—40°.

Относительно опущенный южный блок (IIa) Кунаширского горста большей частью скрыт водами Южно-Курильского пролива. В его северной, наиболее приподнятой части наблюдается фрагмент брахиформной синклинали, сложенной на крыльях породами ловцовской свиты, а в ядре — отложениями алевинской свиты. Ось складки ориентирована

<sup>1</sup>Здесь и далее римские цифры в скобках соответствуют номерам блоков на рис. 9.

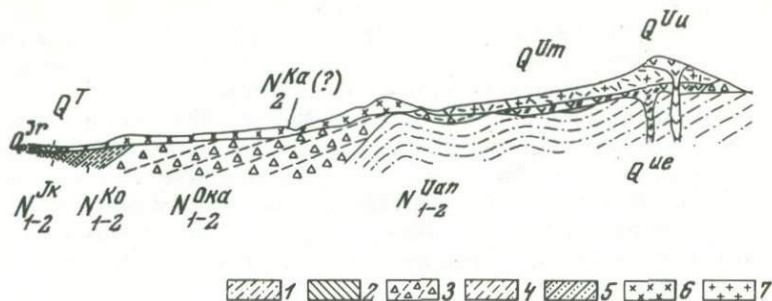


Рис. 20. Геологический разрез в районе Минехамы (по K. Sugimoto a.o., 1959, из работы М.С. Маркова и др., 1967)

Формация Чуруи: 1 – зеленые андезитовые туфы с прослоями агломератов ( $N_{1-2}^{Uan}$ ); 2 – зеленые липаритовые туфы и липариты ( $N_{1-2}^{Uli}$ ). Агломератовая формация Окусибецу: 3 – агломераты, туфобрекчии, туфы, песчаники, аргиллиты с прослоями пропицитов ( $N_{1-2}^{Oka}$ ). Формация Косикава: 4 – плотные глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы ( $N_{1-2}^{Ko}$ ). Формация Икусина: 5 – аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы. Агломераты

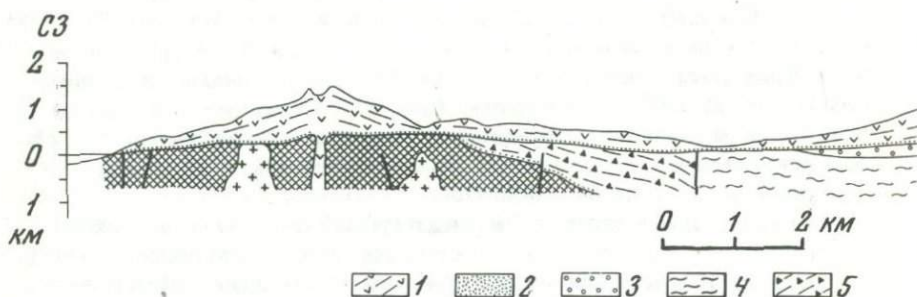
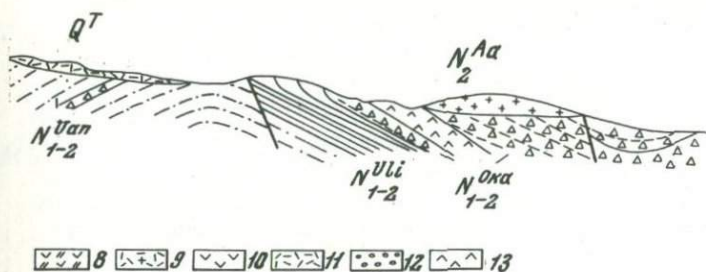


Рис. 21. Геологический разрез через северную часть о. Кунашир

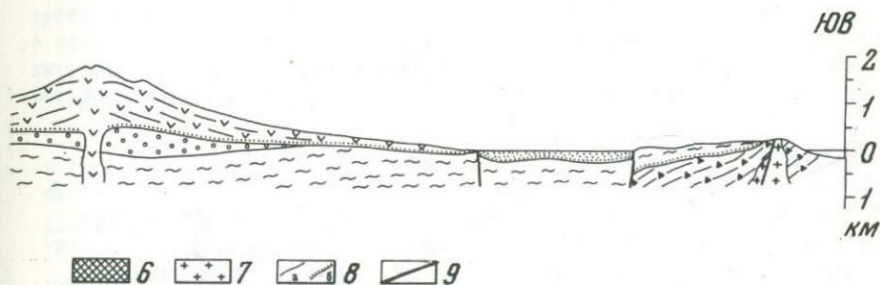
1,2 – четвертичная система: 1 – лавы базальтов, андезитов и андезито-базальтов вулканов Тятя и Руруй, 2 – пески, глины, гравий; 3 – туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, алевролиты, туфобрекчии и лавы андезитового состава (алехинская свита, утесная серия, верхний миоцен – плиоцен); 4 – конгломераты, туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфодиадомиты, туфы и туфобрекчии преимущественно кислого и среднего состава (лов-

в северо-восточном направлении. Размах крыльев по подошве отложенной алехинской свиты – около 8 км; углы падения пород на крыльях – 10–15°. Большая часть складки перекрыта пликативно недислоцированными эффузивами верхнего структурного яруса, слагающими вулкан Тятя.

Ловцовский горст (III) в пределах о. Кунашир доступен для изучения лишь на п-ове Ловцова, где в его строении принимают учас-



Коунабецудейк: 6 – андезитовые конгломераты ( $N^{Ka}_2$ ). Лавы: 7 – авгит-гиперстеновые андезиты ( $N^{Aa}_2$ ). Делювий вулкана Унабецудейк: 8 – оливиновые базальты, перекрытые авгит-гиперстеновыми андезитами ( $Q^{Ul}$ ); 9 – гиперстеновые базальты, перекрытые авгитовыми оливино-базальтами, с крупными кристаллами анортита ( $Q^{Um}$ ); 10 – оливиновые базальты, перекрытые авгит-гиперстеновыми андезитами ( $Q^{Uu}$ ). Аллювий: 11 – глыбы андезита, песок ( $Q^T$ ); 12 – вулканические пеплы, песок, глины ( $Q^{lr}$ ); 13 – пропилиты



ловцовская свита, итурупская серия, средний – верхний миоцен); 5 – туфоконгломераты, туфобрекчии и лавы основного состава, иногда песчаники и алевролиты (свита Горячего Пляжа, курильская серия, нижний – средний миоцен); 6 – лавы кислого состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, окварцованные туфоаргиллиты (кунаширская свита, среднепарамуширская серия, нижний миоцен); 7 – диориты, плагииграниты и кварцевые дациты кунаширского интрузивного комплекса; 8 – границы согласного (а) и несогласного (б) залегания; 9 – разломы

тие образования нижнего и среднего структурных ярусов. Первые из них, представленные отложениями свиты Горячего Пляжа, падают на северо-запад под углом около  $30-40^\circ$ . Залегающие на них с угловым несогласием породы среднего структурного яруса (ловцовская свита) наклонены в том же направлении, но более полого (около  $10^\circ$ ).

Южно-Итурупский горст (IV, IV,a) состоит из двух блоков.

Наиболее приподнятый из них (IV) имеет ширину около 15 км и протягивается в северо-восточном направлении более чем на 100 км. Поверхность фундамента четвертичных отложений, представленного породами итурупской и отчасти утесной серий, погружается в пределах блока в юго-западном направлении. В центральной части о. Итуруп, между заливами Куйбышевский и Касатка, отложения итурупской серии, судя по элементам залегания, образуют антиклинальную складку, ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Крылья складки местами сложены породами камуйской и парусной свит и имеют углы падения  $5-20^{\circ}$ , а вблизи разрывов — до  $30-50^{\circ}$ . Периклинальные замыкания складки скрыты под четвертичными отложениями верхнего структурного яруса.

Строение относительно опущенного блока (IVa) Южно-Итурупско-го горста замаскировано лавами вулканов Берутарубе и Атсонопури и кальдеры Львиная Пасть, а также рыхлыми вулканогенно-осадочными отложениями четвертичного возраста, слагающими перешейки между вулканами.

Северо-Итурупский горст (V) имеет в плане форму остроугольного клина, обращенного вершиной к северо-востоку. В его строении принимают участие слабо дислоцированные породы утесной серии и несогласно перекрывающие их вулканогенные образования четвертичного возраста.

Отложения утесной серии собраны здесь в широкие (5–10 км) брахискладки с углами падения пород на крыльях около  $10-15^{\circ}$  и отношением длины к ширине не более 4–5. Оси складок ориентированы в северо-восточном направлении; в плане намечается кулисообразное расположение.

Урупский горст (VI, VIб) состоит из трех блоков. Наиболее приподнятый центральный блок (VI), протягивающийся через весь о. Уруп, сложен породами всех трех структурных ярусов. Отложения нижнего структурного яруса, относящиеся к комплексу "зеленых туфов", сложно дислоцированы. В центральной части о. Уруп, где структура блока представлена наиболее полно, видно, что "зеленотуфовые" образования полого падают преимущественно в северо-западном направлении, и лишь вблизи разломов, в связи с образованием приразломных складок и флексуобразных перегибов, появляются обратные, обычно крутые падения (рис. 22). Приведенные разрезы хорошо отражают складчато-блоковое строение острова. Наблюдаемые складки, осевые плоскости которых падают на северо-запад, являются приразломными, осложняющими строение моноклинали. Их происхождение скорее всего связано с блоковыми подвижками, по-видимому, достаточно жесткого фундамента нижне-среднемиоценовых отложений.

К приразломным, вероятно, относятся и отдельные фрагменты складок, установленные при геологической съемке о. Уруп. Так, на п-ове Кастрикум наблюдается центриклинальное замыкание складки северо-восточного простирания, сложенной породами верхнеурупской подсвиты. Антиклинальные и синклинальные перегибы слоев верхнеурупской подсвиты наблюдаются на п-ове Ван-дер-Линда, южнее р. Рыбной и

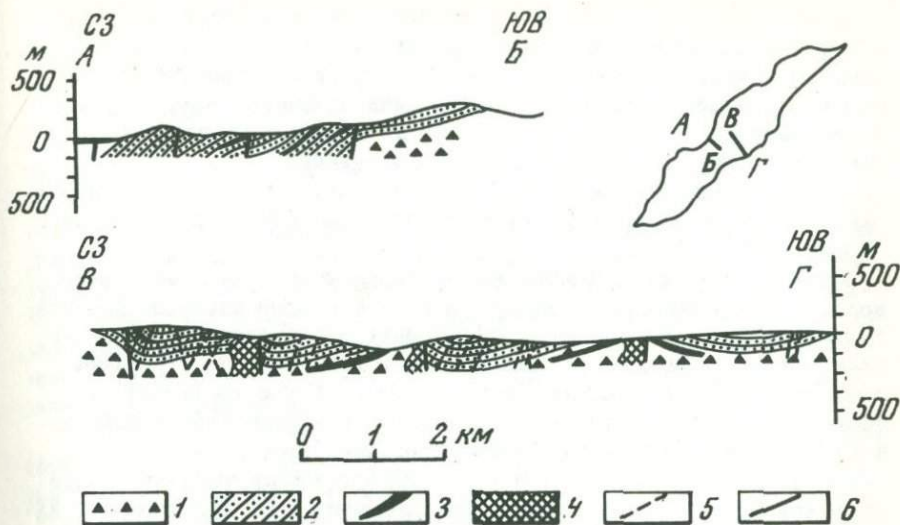


Рис. 22. Геологические разрезы по линиям АБ и ВГ в центральной части о. Уруп 1,2 — луговская свита (нижний — средний миоцен): 1 — конгломератобрекчи и туфобрекчи основного и среднего состава, 2 — песчаники, алевролиты и гравелиты с прослоями мелкообломочных туфобрекчий; 3 — лавовые потоки и пластовые интрузии андезито-базальтов, долеритов (нижний миоцен); 4 — диоритовые порфириты (средний миоцен); 5 — дайки андезитов, андезито-базальтов, долеритов, диоритовых порфиритов; 6 — разломы

в ряде других мест. Общей чертой строения складок является северо-восточное простирание их осей и незначительный (в среднем  $20^{\circ}$ ) наклон крыльев.

Отложения лопуховской, быстринской и натальинской свит, относящиеся к среднему структурному ярусу, выполняют в пределах рассматриваемого блока ядра брахиформных, обычно близких к мульдобразным структур, углы падения на крыльях которых составляют обычно  $10^{\circ}$ , увеличиваясь лишь вблизи разрывов до  $40-60^{\circ}$ . Лучше всего эти структуры выражены в бассейне р. Рыбной на севере и в бассейне р. Лопуховой в центральной части о. Уруп. Размеры складок по подошве отложений, относящихся к среднему структурному ярусу, составляют примерно 5–8 км. Ось синклинали в бассейне р. Лопуховой определить практически невозможно ввиду мульдобразной формы складки. Ось брахисинклинали, сложенной породами утесной серии, в бассейне р. Быстрой имеет субмеридиональное простирание. Еще одна мульдобразная структура намечается в районе залива Натальи, где в ее строении принимают участие породы натальинской свиты, имеющие на юго-восточном крыле структуры углы падения обычно  $5-15^{\circ}$ . Остальная часть складки располагается ниже уровня моря и недоступна для изучения.

Блок (VIa), располагающийся юго-восточнее рассмотренного, большей частью скрыт водами Тихого океана. На острове наблюдается лишь его северо-западная приразломная часть, в строении которой принимают участие в основном образования среднего структурного яруса. Породы слагают моноклиналь северо-восточного простирания, сравнительно круто ( $\sim 20^\circ$ ) падающую на юго-восток.

Северо-западный блок (VIb) Урупского горста полностью скрыт водами Охотского моря, и в настоящее время данных об его строении не имеется.

Грабены Приохотской зоны имеют одинаковую с горстами северо-восточную ориентировку и примерно равную с ними площадь. Результаты геологических исследований на островах южной части Большой Курильской гряды позволяют полагать, что и геологическая структура горстов и грабенов в целом одинакова. Аналогичное заключение относительно горстов и грабенов северной части Курильской островной дуги было сделано несколько ранее К.Ф. Сергеевым (1966).

Кунаширский грабен (VII) геоморфологически выражен в виде депрессии одноименного пролива, разделяющего п-ов Сиретоко и о. Кунашир. Глубина депрессии увеличивается в сторону Южно-Охотской котловины, достигая 3000 м. Максимальное превышение дна депрессии над ограничивающими ее поднятиями составляет около 2000 м. Относительно внутреннего строения Кунаширского грабена, скрытого водами Охотского моря, какие-либо данные отсутствуют. На о. Хоккайдо юго-западное окончание грабена выполнено плиоцен-четвертичными рыхлыми, пликвативно не дислоцированными отложениями.

Ловцовский грабен (VIII), располагающийся между Кунаширским и Ловцовским горстами, выполнен рыхлыми песчаными отложениями четвертичного возраста. Местами в пределах грабена наблюдаются выступы пород среднего структурного яруса, представленные слабо дислоцированными отложениями ловцовской свиты. Геоморфологически грабен выражен в виде депрессии Ловцовского перешейка, поверхность которой на 100–200 м ниже окружающих поднятий. Ширина грабена в пределах острова около 5 км. Северо-восточное и юго-западное окончания грабена скрыты водами Охотского моря и Южно-Курильского пролива.

Грабен пролива Екатерины (IX) шириной около 15 км и протяженностью не менее 100 км, заключенный между Ловцовским и Южно-Итурупским горстами, геоморфологически выражен в виде депрессии пролива Екатерины, который разделяет острова Кунашир и Итуруп. Максимальные превышения дна депрессии над окружающими ее поднятиями до 600–700 м. Депрессия выполнена, согласно данным ГСЗ (Строение земной коры..., 1964), образованиями со скоростью распространения продольных сейсмических волн менее 3,5 км/сек, именуемыми геофизиками рыхлыми осадками. Подобные скорости, судя по результатам исследования упругих свойств пород Большой Курильской гряды (Скорикова, Дуничев, 1969), могут быть свойственны, однако, не только четвертичным, но и более древним отложе-

ниями. Мощность упомянутых "рыхлых осадков" в Кунаширском грабене достигает 1000–2000 м.

Итурупский грабен (X) располагается в центральной части о. Итуруп между Южно-Итурупским и Северо-Итурупским горстами. Ширина грабена около 15 км, протяженность в пределах острова около 50 км. В строении грабена принимают участие среднемиоцен-четвертичные образования. Породы среднего структурного яруса, выходящие на дневную поверхность преимущественно вдоль северо-западного борта грабена, смяты в брахиформные складки с углами падения на крыльях около 15–20°. Более крутые падения приурочены к разрывным нарушениям. Оси складок ориентированы в северо-восточном направлении. Четвертичные отложения, выполняющие грабен, пликативно практически не дислоцированы.

Грабен пролива Фриза (XI) аналогичен по строению грабену пролива Екатерины. Мощность "рыхлых осадков", выполняющих грабен, достигает 3000–4000 м (Строение земной коры..., 1964).

На основании вышеизложенного можно считать, что основные особенности пликативных дислокаций Приохотской зоны заключаются: а) в слабой пликативной дислоцированности неогеновых отложений; б) приразломном характере пликативных дислокаций; в) складчатоблоковом строении зоны; г) кулисообразном расположении складчатых структур; д) свойственных нижнему структурному ярусу более линейных, а среднему структурному ярусу брахиформных и мультискладчатых складок.

Анализ пликативных дислокаций зоны позволяет подойти к решению дискуссионного вопроса о соотношении разновозрастных структурных планов Курило-Камчатской дуги. Основные разногласия между исследователями по этому вопросу сводятся к различному определению места и роли поперечных дислокаций в разновозрастных структурных комплексах района.

Существует представление (Тихонов, 1959; Тихонов, Удинцев, 1960) о двух принципиально различных структурных планах Курило-Камчатской островной дуги (древнем доплиоцен-четвертичном и современном курильском), характеризующихся соответственно субмеридиональными – северо-западными и северо-восточными простираниями структур. Это представление было критически рассмотрено А.В. Горячевым (1966), по мнению которого для всех этапов развития Курило-Камчатского региона существовала четко выраженная продольная зональность. Исследователи, таким образом, выражают крайние точки зрения по вопросу о природе, а также о месте и роли дислокаций субмеридионального – северо-западного простирания в древнем структурном плане Курило-Камчатской островной дуги.

Для Притихоокеанской зоны, как уже было показано выше, характерно отчетливо выраженное северо-восточное простирание дислокаций, совпадающее с простиранием островной дуги. Появление северо-западных, поперечных к островной дуге простираний в районе Куширо и залива Аксеси достаточно просто объясняется разворотом структур

вблизи торцового сочленения Притихоокеанской зоны с меридионально ориентированными структурами центрального Хоккайдо.

Наиболее же древний структурный план Приохотской зоны был сформирован в ранне-среднемиоценовый этап ее развития. Судя по массовым замерам элементов залегания горных пород (рис. 23,а), а также по ориентировке границ между стратиграфическими подразделениями на геологических картах, в южной части Большой Курильской гряды наряду с северо-восточными, совпадающими с ориентировкой островов, широко распространены и северо-западные простирания ниже-среднемиоценовых толщ. Появление северо-западных простираний частично обусловлено пери- и центриклинальными замыканиями складок. Однако в ряде случаев, когда северо-западное простирание древних толщ наблюдается на значительной площади, следует, по-видимому, искать другое объяснение. Например, Ю.С. Желубовский и О.Н. Толстихин пытались объяснить северо-западное простирание отложений среднепарамуширской серии на о. Уруп существованием антиклинальной структуры того же направления, но в дальнейшем эти представления не подтвердились (Геология СССР, 1964). Как и на других островах, здесь на фоне общего северо-восточного простирания ниже-среднемиоценовых отложений наблюдаются отдельные участки, где их простирания становятся субмеридиональными и северо-западными.

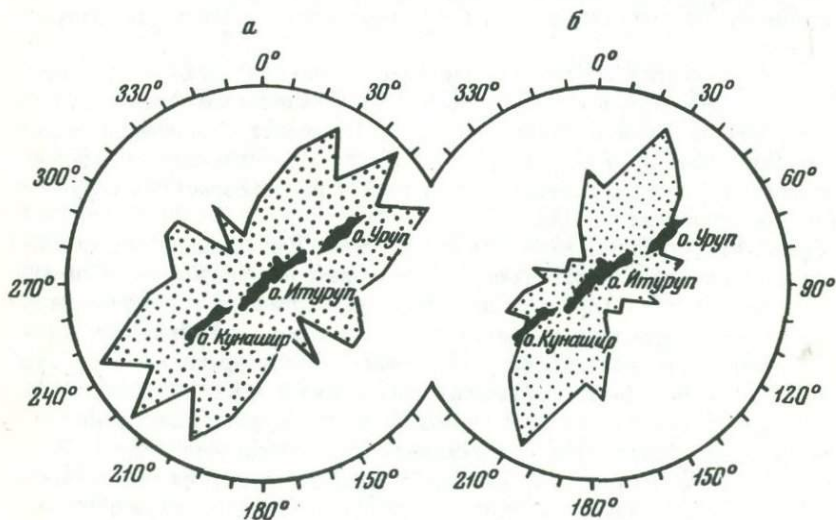


Рис. 23. Розы-диаграммы простираний неогеновых отложений южной части Большой Курильской гряды (составлены с использованием данных геологов СахКНИИ и СахГУ)

а – ниже-среднемиоценовые образования нижнего структурного яруса Приохотской зоны (582 замера элементов залегания горных пород); б – среднемиоцен-плиоценовые образования среднего структурного яруса Приохотской зоны (418 замеров элементов залегания горных пород)

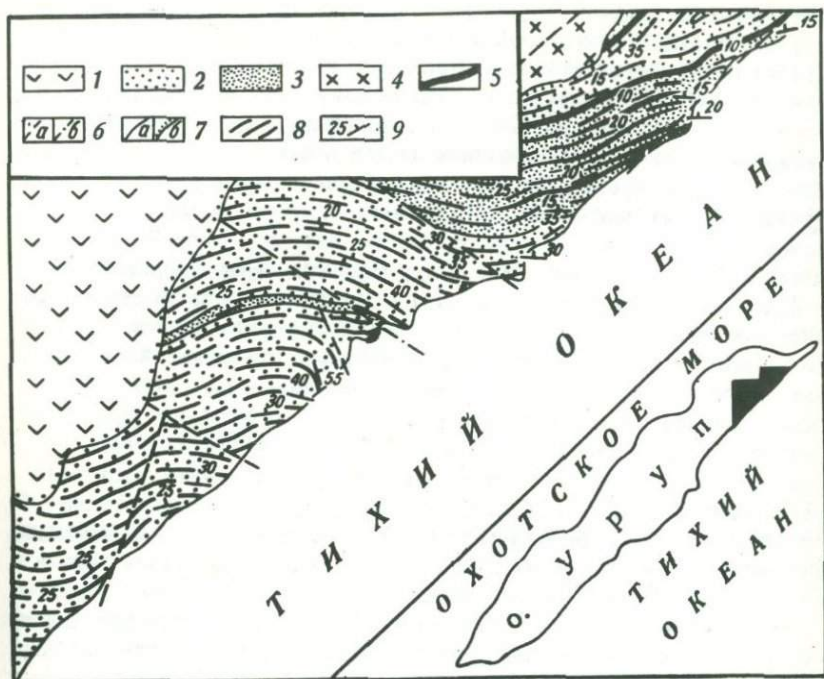


Рис. 24. Схема геологического строения северной притихоокеанской части о. Уруп (составлена с учетом данных геологов СахГУ)

1 – четвертичные эффузивы; 2,3 – урупская свита (среднепарамуширская серия, нижний миоцен); 2 – конгломераты и туфобрекчии основного и среднего состава, 3 – песчаники и алевролиты; 4 – диориты и диоритовые порфиры кунаширского интрузивного комплекса; 5 – пластовые интрузии и лавовые потоки андезито-базальтов, долеритов (нижний миоцен); 6 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 7 – геологические границы интрузивные, согласные (а) и несогласные (б); 8 – характерные простирания отложений урупской свиты; 9 – элементы залегания

Анализ геологического строения подобного рода участков позволяет установить причину наблюдаемой здесь смены простираний. На рис. 24 приведена схема геологического строения северной части о. Уруп, прилегающей к тихоокеанскому побережью. В этом районе распространены зеленокаменноизмененные вулканогенные и осадочные породы урупской свиты (Геология СССР, 1964), прорывающие их интрузивные тела кунаширского и курильского комплексов и четвертичные эффузивы, несогласно перекрывающие неогеновые образования. Нетрудно видеть, что смена северо-восточных простираний на северо-западные обусловлена в данном случае сигмоидальным изгибом пластов урупской свиты.

Аналогичные сигмоиды устанавливаются и в других частях о. Уруп, а также на о. Кунашир. Обращает на себя внимание то обстоятельство,

что сигмоидальному изгибу древних толщ обычно сопутствуют разломы северо-западной ориентировки. Углы падения, составляющие обычно для ниже-среднемиоценовых отложений в среднем  $20^{\circ}$ , возрастают здесь до  $40-60^{\circ}$ . Здесь же проявляются приразломные складки северо-западного простирания. Очевидно, сигмоидальные изгибы древних толщ явились следствием сдвиговых перемещений по разрывам северо-западного простирания, причем в приведенном примере имели место правосторонние перемещения.

Полевые наблюдения показывают, что эти разрывы часто не проявляются среди перекрывающих "зеленые туфы" среднемиоцен-четвертичных образований. Это позволяет сделать заключение, что разломы северо-западной ориентировки существовали уже в начале неогена. К этому же времени относится заложение продольных по отношению к островам разломов (Тузев и др., 1968), движениями по которым скорее всего и было предопределено основное северо-восточное простирание ниже-среднемиоценовых толщ.

Учитывая приведенные соображения относительно связи поперечных и продольных разломов с соответствующими простираниями ниже-среднемиоценовых толщ, можно говорить о сопряженности дислокаций северо-западного и северо-восточного направлений для ранних этапов развития южной части Большой Курильской гряды. Существует мнение об одновременном заложении в раннем миоцене продольных и поперечных разломов в северной части Большой Курильской гряды (Сергеев, 1966); на Камчатке в третичное время также имело место существование разноплановых структур (Гладенков, 1965). Таким образом, сопряженность в пространстве и во времени различно ориентированных структур, по-видимому, следует считать характерной чертой ранних этапов развития Курило-Камчатской зоны.

Основное простирание складчатых структур среднего структурного яруса, образованных среднемиоцен-плиоценовыми породами — северо-восточное, что подтверждается и массовыми замерами элементов их залегания (см. рис. 23,б). Простирание среднемиоцен-плиоценовых отложений ( $20-30^{\circ}$ ) отличается от ориентировки Большой Курильской гряды ( $\sim 55^{\circ}$ ), что связано с кулисообразным расположением складчатых структур.

Наряду с преобладающими северо-восточными встречаются и северо-западные — субмеридиональные простирания пород среднего структурного яруса, что, как и в более древних толщах, связано в основном с проявлением приразломных дислокаций вблизи поперечных разрывов. Примером могут служить крутые (до  $45^{\circ}$ ) падения пород натальинской свиты на мысе Тигровом, которые появляются вблизи поперечного разлома бухты Новокурильской (о. Уруп). Простирания пород утесной серии становятся здесь субширотными и северо-западными. На о. Итуруп в районе Куйбышевского перешейка намечается сигмоидальный изгиб оси антиклинали, сложенной породами итурупской серии, с чем связано появление субмеридиональных и северо-западных простираний; здесь же наблюдаются поперечные разрывы.

Таким образом, и для среднемиоцен-плиоценового этапа развития Приохотской зоны характерно формирование складчатых структур различного простирания. Можно полагать, что складчатые структуры среднего структурного яруса унаследовали свое основное северо-восточное простирание от дислокаций нижнего структурного яруса. Простирание пластов "зеленых туфов" в большей мере, чем вышележащих отложений, отклоняется к востоку от основной северо-восточной ориентировки складчатых структур неогена южной части Большой Курильской гряды.

Изложенное выше позволяет объяснить это тем, что первые по сравнению со среднемиоцен-плиоценовыми отложениями большее число раз претерпели приразломные пликативные дислокации при сдвиговых перемещениях по поперечным разрывам.

### Дизъюнктивные дислокации

Разновозрастные разломы, широко распространенные на островах Приохотской зоны, образуют две четко выраженные системы — продольную и поперечную. Наиболее благоприятным объектом для их исследования в пределах Большой Курильской гряды является о. Уруп, который отличается от других островов хорошей обнаженностью и широким распространением неогеновых образований.

Продольные разломы о. Уруп, имея северо-восточное (в среднем  $30^{\circ}$ ) простирание, располагаются кулисообразно. К числу наиболее крупных тектонических нарушений этой системы относится установленный Ю.Л. Неверовым и О.А. Хведченей (1962) Охотский разлом (17)<sup>1</sup>, который прослеживается вдоль охотского побережья острова от мыса Ван-дер-Линда до мыса Несчастья. Его продолжение наблюдается северо-восточнее Токотана. Серия эшелонно расположенных разрывов прослеживается также вдоль всей океанской части острова. Они образуют здесь другой крупный продольный разлом (18), получивший наименование Восточного (Туезов и др., 1968), который разделяет центральный и восточный блоки Урупского горста.

Кроме общности простирания, продольные разломы характеризуются еще целым рядом признаков, указывающих на их принадлежность к единой генетической группе. К ним повсеместно приурочены зоны пропилитизированных, окварцованных, пиритизированных, хлоритизированных, серицитизированных и каолинизированных пород шириной до 2—3 км, а также интрузивные образования кунаширского и курильского комплексов. Кроме того, с ними тесно связаны рудопроявления меди, цинка, свинца, и других металлов, описанные Ю.Л. Неверовым и О.А. Хведченей (1962). Вертикальная амплитуда смещения по разломам составляет, согласно данным Б.Н. Пискунова, сотни метров.

<sup>1</sup> Здесь и далее арабские цифры в скобках соответствуют номерам разломов на рис. 9.

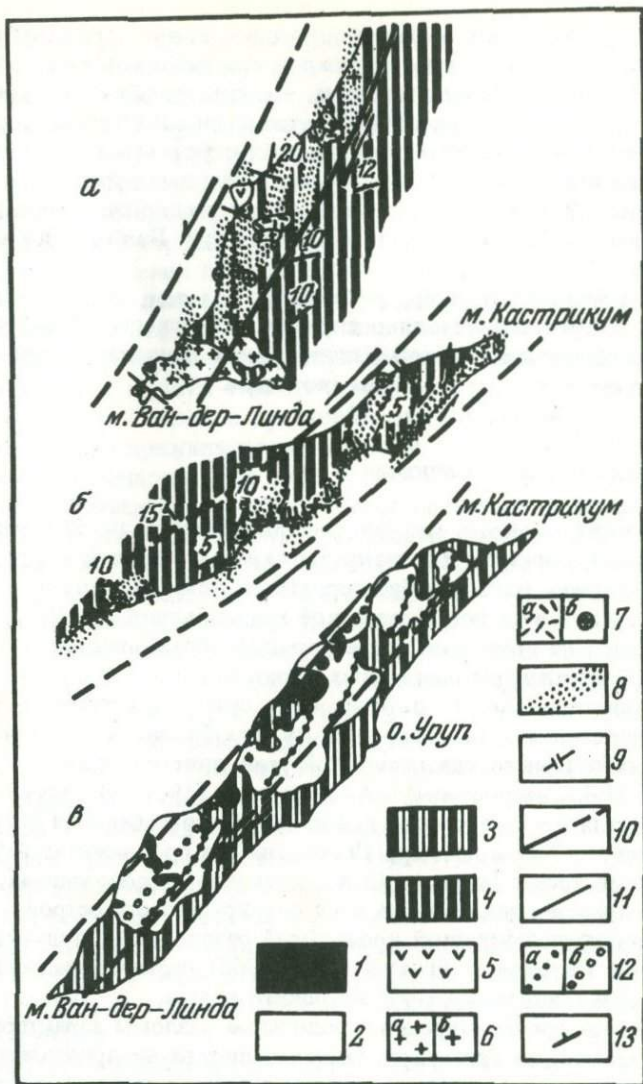


Рис. 25. Строение зон продольных разломов на примере о. Уруп (схемы составлены с использованием материалов Г.С. Горшкова, 1967; Ю.Л. Неверова, Б.Н. Пискунова, О.А. Хведчени и др.)

а — Охотский разлом; б — продольный разлом (18) в районе п-ова Кастрикум; в — зона сдвиговых деформаций четвертичного (доголоценового) возраста

1 — голоценовые лавы; 2 — доледниковые и межледниковые лавы и другие вулканические образования; 3 — неогеновый фундамент четвертичных вулканических построек; 4 — осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования урупской свиты (нижний миоцен); 5 — экструзии андезитов и андезито-базальтов курильского интрузивного комплекса; 6 — тела кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов кунаширского интрузивного комплекса, выраженные (а) и не выраженные (б) в масштабе схем; 7 — субвул-

Анализ строения зон продольных разломов позволяет установить у них наличие и сдвиговой компоненты перемещения. Рассмотрим в качестве примера Охотский разлом (рис. 25,а). Согласно данным Ю.Л. Неверова, Б.Н. Пискунова, О.А. Хведчени, а также полевым наблюдениям автора, зона Охотского разлома проходит в области распространения нижнемиоценовых образований урупской свиты. Ее простираение подчеркивается цепочечным расположением многочисленных интрузивных и субвулканических тел кварцевых диоритов; диоритовых порфиритов, кварцевых дацитов, андезитов и андезито-базальтов миоценового и плиоценового возраста. Она фиксируется на поверхности также кулисообразно расположенными зонами гидротермальноизмененных пород шириной до 1–2 км и протяженностью до 7–8 км. Линейные зоны гидротермальноизмененных пород, по-видимому, можно отождествлять с трещинами отрыва, поскольку условия растяжения должны были быть наиболее благоприятными для движения вверх магматических расплавов и гидротермальных растворов, преобразовавших породы. Пользуясь существующими методами распознавания горизонтальных перемещений по разломам (Буртман и др., 1963) и учитывая, что зоны гидротермальноизмененных пород образуют левый ряд, приходим к выводу, что Охотский разлом имеет левостороннюю компоненту перемещения.

Аналогичная зона левосторонних деформаций северо-восточного простираения устанавливается и в ниже-среднемиоценовых породах урупской свиты на п-ове Кастрикум (рис. 25,б). Ширина зоны разлома составляет не менее 1,5 км. Характерно, что кулисообразно расположенные линейные зоны гидротермальноизмененных пород здесь в свою очередь оперяются кулисообразно расположенными дайками. Образованные дайками (т.е. трещинами отрыва) ряды в данном случае тоже левые.

В среднемиоцен-плиоценовое время, судя по линейному расположению экструзий и палеовулканических центров, установленных на острове исследованиями Б.Н. Пискунова (1969), продольные разломы служили путями подъема магматических расплавов, главным образом андезитового и андезито-базальтового состава. Кулисообразно расположенные горные хребты о. Уруп, сложенные продуктами четвертичного вулканизма (разломы четвертичного возраста), трассируют зону левосторонних деформаций четвертичного возраста (рис. 25,в).

Таким образом, можно думать, что в течение всей доступной изучению истории геологического развития на о. Уруп возобновляли свою

---

канические тела кварцевых диоритов кунаширского интрузивного комплекса, выраженные (а) и не выраженные (б) в масштабе схем; 8 – зоны гидротермальноизмененных пород; 9 – дайки андезитов, андезито-базальтов, дацитов; 10 – ограничения зон сдвиговых деформаций (стрелка указывает направление сдвиговой компоненты перемещения); 11 – небольшие разломы типа взбросов; 12 – осевые линии вулканических хребтов (разломы четвертичного возраста) (а) и вулканических построек голоценового возраста (б); 13 – элементы залегания

активность старые и образовывались новые разрывы, в результате чего к настоящему времени сформировалась система продольных по отношению к простираению острова разломов. Динамическая обстановка в зонах продольных разломов большей частью соответствовала условиям растяжения, являвшимся наиболее благоприятными для движения по ним магматических расплавов и гидротермальных растворов. Учитывая приводившиеся выше данные о наличии у рассматриваемых разломов вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения, их можно отнести к категории сбросо-сдвигов. По своей природе они во многом близки к магмоконтролирующим разломам других районов Дальнего Востока (Изох, 1961; Кириков, 1967; и др.).

Продольные разломы, аналогичные урупским, устанавливаются в пределах всей Приохотской зоны. Это разломы 4 и 5, ограничивающие горст п-ова Сиретоко, которые выражаются в рельефе градиентом до 150 м/км и к которым приурочены зоны пропилитизации, а также интрузивные и экструзивные тела кунаширского и курильского комплексов. Далее идут разломы 6 и 7, ограничивающие с северо-запада и юго-востока наиболее приподнятый блок (II) Кунаширского горста. Первый из них, получивший наименование Западного (Туезов и др., 1968), прослеживается вдоль охотского побережья о. Кунашир в виде кулисообразно расположенных разрывов и фиксируется на поверхности зонами гидротермальноизмененных пород, интрузивными и экструзивными образованиями, а также термальными источниками. Сбросовые перемещения по этим разрывам обусловили существование в зоне Западного разлома грабенообразных структур, выполненных пликативно слабо дислоцированными отложениями итурупской и утесной серий (рис. 26). В рельефе дна Кунаширского пролива на границе одноименных горста и грабена наблюдается уступ с градиентом около 100 м/км.

Другой разлом, Восточный, в силу плохой обнаженности изучен недостаточно. Как и Западный, он контролирует расположение на о. Кунашир разновозрастных интрузивных образований, термальных источников, зон гидротермального изменения пород. Амплитуда вертикального перемещения по разлому в районе бухты Нелюдимой, где наблюдается тектонический контакт отложений курильской и итурупской серий, составляет не менее 200 м. В рельефе на севере острова Восточному разлому соответствует граница между денудационно-тектоническим среднегорным рельефом хребта Докучаева и низкорным денудационно-тектоническим рельефом юго-восточной половины о. Кунашир. Представления о рассматриваемом разломе как о структурном шве, разделяющем две структурно-формационные зоны (Вегунов, 1958), неоднократно подвергались критике (Геология СССР, 1964; Туезов и др., 1968) и не были подтверждены при проведении на о. Кунашир среднемасштабной геологической съемки, а также исследованиями автора.

Основанием для проведения на о. Кунашир продольных разломов 8 и 9, ограничивающих Ловцовский грабен, послужили уступы в рельефе высотой около 50–100 м и появление вблизи них пликативных дислокаций типа приразломных.

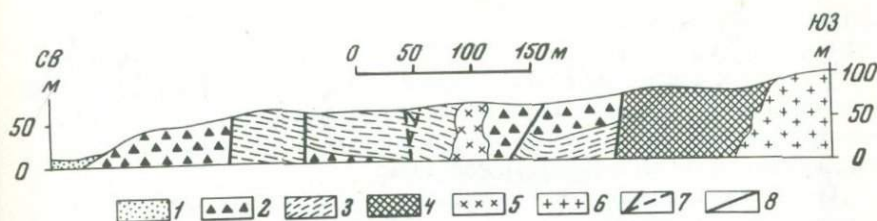


Рис. 26. Геологическое строение береговых обрывов в районе озера Валентины на о. Кунашир. Зона Западного (6) разлома

1 — четвертичные отложения (пески, галечники, гравий); 2,3 — ловцовская свита (итурупская серия, средний — верхний миоцен): 2 — туфобрекчии андезитового состава, 3 — песчаники и гравелиты; 4 — гидротермальноизмененные породы кунаширской свиты (среднепрамуширская серия, нижний миоцен); 5 — андезито-дациты; 6 — плагитограниты и кварцевые диориты кунаширского интрузивного комплекса; 7 — дайки андезитов; 8 — разломы

На о. Итуруп устанавливается три продольных разлома. Два из них, ограничивающие Итурупский грабен, выделены группой геологов СахКНИИ (Туезов и др., 1968). Это — Западный (13) и Восточный (14) разломы. Разлом 12 выделяется впервые. Западный разлом, выражающийся на поверхности в виде зон гидротермального изменения пород, контролирует местоположение горячих источников и является в настоящее время сейсмически активным (Туезов и др., 1968; Федотов и др., 1969). К Восточному разлому, выражающемуся на поверхности в виде зон гидротермальноизмененных пород, приурочены экструзивные тела, сложенные андезитами и андезито-дацитами курильского интрузивного комплекса. Разлом 12 в виде серии разрывов северо-восточного простирания прослеживается вдоль охотского побережья о. Итуруп более чем на 50 км, фиксируясь на поверхности зонами гидротермальноизмененных пород, повышенной пликативной дислоцированности неогеновых отложений, экструзиями основного и среднего состава, а также полями даек, сложенных преимущественно андезито-базальтами и андезитами.

Разломы 10, 11, 15, 16, скрытые водами проливов, разделяющих острова Большой Курильской гряды, недоступны для непосредственных исследований. Основанием для их выделения служат уступы в рельефе дна с градиентами до 100 м/км и более. Имея одинаковую ориентировку с продольными разломами, наблюдаемыми на островах, они, по-видимому, близки к ним и по своей природе.

Геофизическая изученность Приохотской зоны обычно недостаточна для подтверждения устанавливаемых по геологическим данным пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Они не выражаются ни в магнитном поле, ни в поле силы тяжести. Что касается неглубокофокусных землетрясений, то они здесь очень редки (Фотиади и др., 1969), и поэтому продольные разломы сейсмологически практически не охарактеризованы. В настоящее время имеются указания лишь на сейсмическую активность продольного разлома (13) о. Итуруп, о чем уже

упоминалось выше, а также продольных разломов грабена пролива Екатерины (Соловьев и др., 1964). Определение механизма очага землетрясения в последнем случае показало (Аверьянова, 1968), что образовавшаяся плоскость разлома имела наиболее вероятную северо-восточную ориентировку ( $\sim 30^\circ$ ), т.е. ту же самую, что и большинство продольных разрывов Приохотской зоны.

Рядом исследователей предполагается существование глубинного разлома на границе Приохотской зоны Курильской островной дуги с Южно-Охотской котловиной (Горячев, 1966; Туезов и др., 1968). Наблюдаемый здесь резкий уступ в рельефе дна имеет в плане неровные очертания; "...сам же разлом не находит отражений в геофизических полях..." (Туезов и др., 1968, стр. 134). Не выражается он и в верхних горизонтах земной коры, свидетельством чему служат приведенные С.С. Снеговским и Ю.Л. Неверовым (1970) данные о строении "рыхлых осадков" в районе сочленения островной дуги с глубоководной котловиной. Следует отметить, что С.С. Снеговской и Ю.Л. Неверов объясняют наклон слоев, наблюдаемый на сейсмических разрезах, проявлением складчатых движений, связанных с процессами развития островной дуги. Возможна, однако, и иная интерпретация сейсмических материалов, изображенных авторами на профилях 1-М и 2-И, которые расположены соответственно вкрест и согласно с простираением складчатых структур островной дуги.

Интенсивность "складчатости" на обоих профилях в целом одинакова, и поэтому складки в слоистой толще имеют скорее всего куполовидную форму. Учитывая же наличие в районе расположения профилей большого числа подводных вулканов (Безруков и др., 1958; Затонский и др., 1961), по-видимому, можно не сомневаться в том, что наклонное залегание слоистых толщ является следствием их расположения на склонах вулканических построек. Более того, можно даже полагать, что приведенные С.С. Снеговским и Ю.Л. Неверовым данные являются серьезным подтверждением наличия подводных вулканов в районе Курильской островной дуги, ибо ранее таковые устанавливались лишь путем изучения рельефа морского дна.

Западная граница области распространения четвертичного вулканизма, судя по данным о подводных вулканах Курильской дуги, в общих чертах повторяет очертания уступа в рельефе дна, и его конфигурацию, по-видимому, естественно связывать с существованием и неравномерным окончанием кулисообразно расположенных магмоконтролирующих продольных разломов Приохотской зоны. Эти разрывы, как будет показано ниже, контролируют размещение четвертичных вулканических построек, которые в совокупности с тектоническими движениями и определили основные черты рельефа северо-западного склона Большой Курильской гряды.

Время заложения системы продольных разломов относятся к началу миоцена, что доказывается присутствием в среднемиоцен-плиоценовых отложениях гальси пород, которые были гидротермально изменены в зонах этих разломов. В раннее-среднемиоценовое время продольные разломы, находясь в условиях растяжения, контролировали мес-

тоположение интрузий кунаширского комплекса, а также пути подъема магматических расплавов, из которых образовались вулканогенные толщи среднепарамуширской и курильской серий. В среднемиоцен-плиоценовое время они продолжали находиться в условиях растяжения, определяя местоположение экстрезий курильского комплекса. Ориентировка продольных магмоконтролирующих разломов в это время, а также их местоположение подчеркиваются кулисообразным размещением линейно вытянутых полей распространения среднемиоцен-плиоценовых вулканогенных образований. Последние, являясь зачастую фациальными аналогами разновозрастных осадочных образований, по-видимому, отражают существование в среднем миоцене — плиоцене ослабленных зон, по которым осуществлялся подъем магматических расплавов. Аналогичные зоны характерны и для четвертичного времени.

Многие разломы, зародившись в начале неогена, являются активными и в настоящее время, на что указывает приуроченность к ним полей четвертичных гидротермальноизмененных пород и многочисленных термальных источников. Существует также множество продольных разломов, появившихся в плиоценовое и четвертичное время. Среди них особый интерес представляют разрывы, контролирующие местоположение четвертичных вулканов. Следует отметить, что в настоящее время мнения исследователей о закономерностях размещения современных вулканических аппаратов расходятся. Наряду с высказываниями о линейном расположении вулканов (Мархинин, 1956, 1967) существует точка зрения об их приуроченности к дугообразным зонам повышенной проницаемости земной коры (Сергеев, 1966).

При составлении структурно-геологической схемы (см. рис. 9), на которой показано расположение вулканов, были учтены данные, содержащиеся в ряде работ по наземному и подводному вулканизму южной части Курильской островной дуги (Безруков и др., 1958; Затонский и др., 1961; Геология СССР, 1964; Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Геологическое развитие..., 1968; и др.). Приведенные материалы позволяют прийти к заключению, что значительная часть наземных и подводных вулканов группируется в линейные ряды<sup>1</sup>. Не вызывает, например, сомнения существование ряда п-ва Сиретоко, насчитывающего 13 расположенных цепочкой вулканов, Итурупского ряда, состоящего из 3 наземных (Берутарубе, Львиная Пасть и Атсонопури) и 6 подводных вулканов, ряда вулканов подводного хребта Шокальского, включающего 7 вулканов, и Урупского ряда, состоящего из 9 вулканов. Эти ряды имеют северо-восточное (20–40°) простирание и прослеживаются на 80–140 км при ширине зоны до 5–15 км.

По мнению А.Н. Заварицкого (1965, стр. 466), установившего линейное расположение вулканов Камчатки, "ряды вулканов естественно

<sup>1</sup> Вулканы, не попавшие на линейные ряды, располагаются, вероятно, на начинающихся формироваться продольных разломах Приохотской зоны или зонах растяжения, оперяющих основные ряды вулканов и образовавшихся при дивергентных деформациях.

связывать с существованием разломов в земной коре". Это положение, видимо, имеет силу и для рассматриваемого района. Ряды вулканов ориентированы аналогично продольным магмоконтролирующим разломам различного возраста и трассируют, таким образом, направление современных зон растяжения. Общность признаков продольных разломов и линейных рядов вулканов позволяет полагать, что последние в настоящее время характеризуются преимущественно сбросо-сдвиговыми перемещениями.

Из вышеизложенного следует вывод о существовании в пределах Приохотской зоны южной части Курильской островной дуги длительно развивающейся системы зон растяжения, имеющих северо-восточное простирание и располагающихся кулисообразно.

Поперечные разломы также играют важную роль в геологическом строении Приохотской зоны. Имея северо-западное простирание, они пересекают основные структурные элементы зоны, нередко смещая их в горизонтальном направлении.

На о. Уруп часть поперечных разломов приурочена к относительно пониженным участкам острова, которые располагаются между эшелонно расположенными вулканическими хребтами (разломы в районе Токотанского перешейка, разлом между хребтами Петра Шмидта и Шокальского, разлом, разделяющий хребет Шокальского на две части — северную и южную и др.). Кроме того, разрывные нарушения северо-западного простирания наблюдаются во многих районах океанского побережья острова.

На о. Итуруп наиболее значительные разломы северо-западного простирания устанавливаются в районах перешейков Ветровой и Куйбышевский. На о. Кунашир крупные поперечные разрывы отчетливо выражены зонами дробления пород по руч. Тропинка, а также в районе оз. Валентины.

Поперечные разломы выражаются на поверхности зонами дробления, катаклаза и милонитизации шириной до нескольких десятков, а возможно, и первых сотен метров, для которых гидротермальные изменения пород обычно не характерны. Иногда в этих зонах удается наблюдать вертикальные или круто падающие на северо-восток зеркала, в которых борозды скольжения располагаются горизонтально или под некоторым углом к горизонту.

Существующее представление о том, что поперечные разломы ограничивают на островах грабены такого же простирания (Родников, 1968), по мнению автора, недостаточно аргументировано. Так, в разбираемом А.Г. Родниковым примере грабенообразной структуры перешейка Ветрового установленным можно считать существование лишь северо-восточного разлома, ограничивающего предполагаемый им грабен. Разлом отчетливо выражается в рельефе резким уступом высотой более 200 м.

Вертикальная компонента перемещения по разломам составляет сотни, а порой даже и тысячи метров. Так, по данным Ю.Л. Неверова и О.А. Хведчени (1962), вертикальное смещение по поперечным разломам о. Уруп достигает 1500—2000 м. Анализ простирания складчатых

структур позволил установить сигмоидальные изгибы неогеновых толщ, которые особенно четко выражены вблизи поперечных разрывов. Здесь резко возрастают углы падения пород и появляются приразломные складки. Характер сигмоидальных изгибов указывает преимущественно на правосторонние перемещения по разломам северо-западного простирания, количественная оценка которых, однако, затруднительна. Судя по сигмоидальным изгибам, сдвиговая компонента перемещения достигает местами 1—3 км. Явления динамометаморфизма и приразломная складчатость, сопровождающие поперечные разрывы, говорят о том, что последние формировались преимущественно в условиях сжатия и по своей природе скорее всего относятся к взбросо-сдвигам. Кроме того, в противоположность продольным магмоконтролирующим разрывам зоны поперечных разломов "бедны" магматическими образованиями.

Время образования поперечных разрывов следует относить к началу миоцена, поскольку многие разломы, будучи ярко выраженными в нижнем структурном ярусе, не прослеживаются в образованиях среднемиоцен-плиоценового и четвертичного возраста. В ряде случаев наблюдаются тектонические контакты четвертичных отложений с породами неогенового фундамента (например, район р. Рыбной на о. Уруп, перешеек Ветровой на о. Итуруп), т.е. движения по некоторым взбросо-сдвигам происходили и в четвертичный период. Следовательно, можно говорить о длительном развитии в пределах Приохотской зоны системы зон сжатия северо-западного простирания.

Таким образом, в пределах Приохотской зоны южной части Курильской островной дуги длительно развивались две разноориентированные системы разрывов. Одна из них объединяет кулисообразно расположенные разломы северо-восточной ориентировки, которые определили основное северо-восточное простирание неогеновых толщ и находились преимущественно в условиях растяжения. Другая система разрывов объединяет поперечные разломы, соответствующие зонам сжатия, движения по которым обусловили появление поперечных пликативных дислокаций. Длительное развитие сопряженных между собой зон растяжения и сжатия говорит об устойчивости динамической обстановки в рассматриваемом районе в течение миоценового, плиоценового и четвертичного времени.

### **Инъективные дислокации**

Амагматические инъективные дислокации в пределах Приохотской зоны имеют незначительное распространение. Автор во время полевых исследований наблюдал всего несколько нептунических даек, секущих неогеновые отложения. Если связывать образование нептунических даек с землетрясениями, то их слабое распространение можно рассматривать как указание на относительно незначительную сейсмичность района в геологическом прошлом.

Заслуживают внимания также диапировые складки, занимающие промежуточное положение между амагматическими и магматическими

дислокациями. Имеются в виду пликативные дислокации осадочных и вулканогенных образований, возникшие в результате протыкания их экструзивными куполами. Диапировые структуры обычно симметричны и имеют в плане изометричные очертания. Углы падения отложений вблизи ядер, сложенных субвулканическими образованиями, возрастают до  $30^{\circ}$  и более. Подобные структуры можно наблюдать, например, в кальдере Головнина, где они впервые были исследованы Е.К. Мархининым (1957, 1959).

Магматические инъективные дислокации широко распространены на островах Большой Курильской гряды и на п-ове Сиретoko. По форме их можно разделить на а) штокообразные и куполовидные, б) пластовые и в) жильные.

Штокообразные и куполовидные интрузивные тела сложены породами кунаширского и курильского комплексов. Большинство из них в плане имеет близкую к изометричной форму. Площадь интрузивов колеблется от первых сотен квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров.

Штокообразные интрузивные тела наиболее характерны для нижне-среднемиоценовых гранитоидов. Внутреннее строение массивов характеризуется приуроченностью плагиогранитов к центральным частям плутонов (Геология СССР, 1964). В периферической части массивов обычно распространены порфиroidные разности пород. В гранитоидах наблюдаются параллелепипедальная, реже пластообразная отдельности, с которыми местами совпадают зоны дробления пород, жильные образования.

Экструзивные куполовидные тела представляют наиболее обычную форму застывания магматических очагов курильского комплекса. Широко распространены также экструзивные тела, сложенные породами кунаширского интрузивного комплекса. Состав тел самый разнообразный — от кислого до основного. Размеры экструзивных куполов невелики: их площади обычно не превышают первых квадратных километров. Контакты с вмещающими породами резкие, близкие к вертикальным. В телах широко распространены столбчатая и радиально-столбчатая отдельности, порой даже находящие выражение в географических названиях (например, мыс Столбчатый на о. Кунашир; рис. 27).

К рассматриваемой группе изометричных в плане тел, по-видимому, следует отнести также нежки и вулканические жерловины. Они часто устанавливаются в более древних, чем четвертичные, отложениях, позволяя в этом случае с большей степенью достоверности выявлять палеовулканические центры.

Отличительной чертой рассматриваемой группы тел является, как отмечалось выше, цепочечное расположение интрузивов. Цепочки интрузивных тел, пространственно и генетически связанные с продольными разломами Приохотской зоны, свидетельствуют об условиях растяжения, в которых находились эти разрывы во время инъекций магматических расплавов.

Пластовые интрузивные тела представлены силлами и дайками. Силлы сложены породами главным образом основного и среднего состава и наиболее характерны для нижнего структурного яруса. Они приуро-

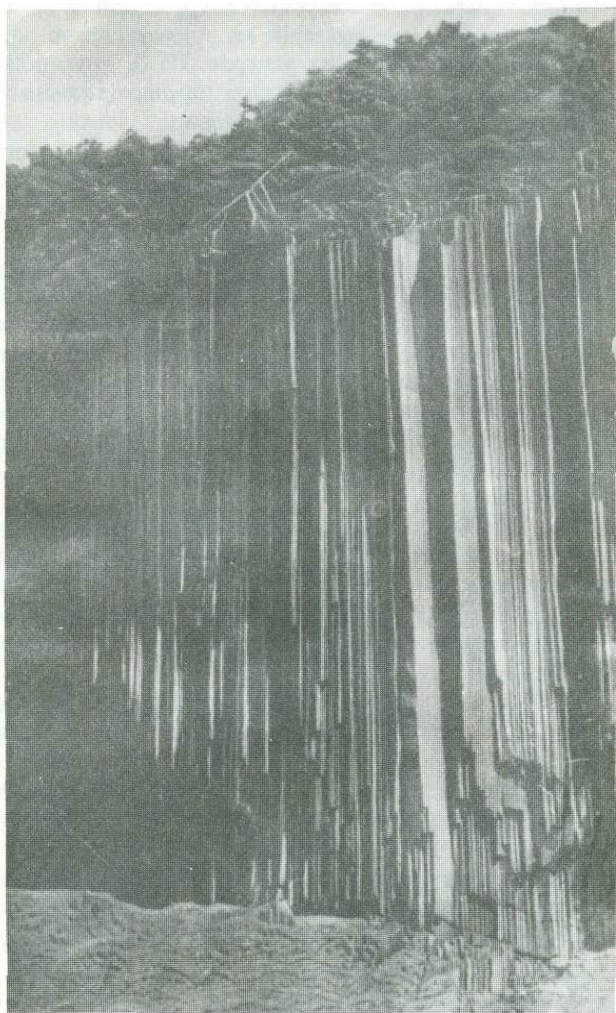


Рис. 27. Экструзия липаритов (мыс Столбчатый, о. Кунашир)

чены к осадочным и вулканогенно-осадочным отложениям миоценового возраста и имеют мощность от нескольких до первых десятков метров, прослеживаясь при этом по простиранию до нескольких километров. Часто в силлах наблюдается столбчатая, реже пластообразная отдельность; первая обычно перпендикулярна к контактам, вторая — параллельна.

Области распространения силлов пространственно приурочены к зонам продольных разломов. Здесь в разрезах можно наблюдать чередо-

вание силлов с лавовыми потоками и туфобрекчиями, по составу отличимыми от пород, слагающих пластовые интрузивные залежи.

Все это можно рассматривать как указание на существование здесь в геологическом прошлом вулканических центров. На о. Уруп подобными районами являются п-ов Кастрикум, район нижнего течения р. Водопадной, среднее течение ручьев Скоба и Половинка, нижнее течение рек Рыбной и Смутлянки, верховья руч. Охотничьего и охотское побережье п-ова Ван-дер-Линда. В этих районах распространены отложения комплекса "зеленых туфов", которые вмещают силлы, принадлежащие к кунаширскому интрузивному комплексу.

Дайки Прихотской зоны сложены разнообразными по составу породами (от кислых до основных); преобладают дайки андезитов, андезито-базальтов и базальтов. Они относятся как в кунаширскому, так и к курильскому интрузивным комплексам. Мощность даек составляет обычно 0,5–5 м; в отдельных случаях она достигает нескольких десятков метров. По простиранию некоторые из них удается проследить на 2–3 км. В породах, слагающих дайки, часто можно наблюдать столбчатую отдельность, обычно перпендикулярную к контактам с вмещающими их породами.

С одной стороны, дайки можно рассматривать как результат перемещения вещества из пространства одного слоя в пространство другого, т.е. в аспекте изучения инъективных дислокаций. С другой стороны, дайки — это разрывы (трещины растяжения), заполненные магмой, и поэтому представляют интерес закономерности их ориентировки и размещения на площади.

Статистическая обработка замеров элементов залегания даек позволяет установить сходный рисунок роз-диаграмм простираний разновозрастных даек (рис. 28), что служит еще одним подтверждением устойчивости динамической обстановки в Прихотской зоне в неоген-четвертичное время. Наиболее отчетливо выражено северо-западное ( $\sim 300^\circ$ ) простирание даек, менее отчетливо — северо-восточное ( $\sim 30^\circ$ ). С помощью стереографической проекции удается установить, что большинство даек обоих простираний залегает обычно вертикально; для даек северо-западного простирания характерны также крутые ( $60\text{--}80^\circ$ ) падения на северо-восток.

Происхождение наиболее характерных северо-западных простираний даек можно объяснить двояко. Это могут быть трещины растяжения в зонах взбросо-сдвиговых разрывных нарушений Прихотской зоны. Возможности образования подобного рода трещин в условиях сжатия рассмотрены в работах некоторых исследователей (Ажтирей, 1956; и др.). Дайки северо-западного простирания можно рассматривать также и как трещины отрыва третьего, а возможно, и более высокого порядка в зонах продольных разломов, возникшие при сбросо-сдвиговых дислокациях. Такое объяснение представляется более вероятным для большинства даек исследуемого класса. Оно подтверждается пространственной приуроченностью полей их распространения к зонам продольных разрывов, а также полевыми наблюдениями (см. рис. 25,б).

Отметим, что выяснение вопросов происхождения северо-западного

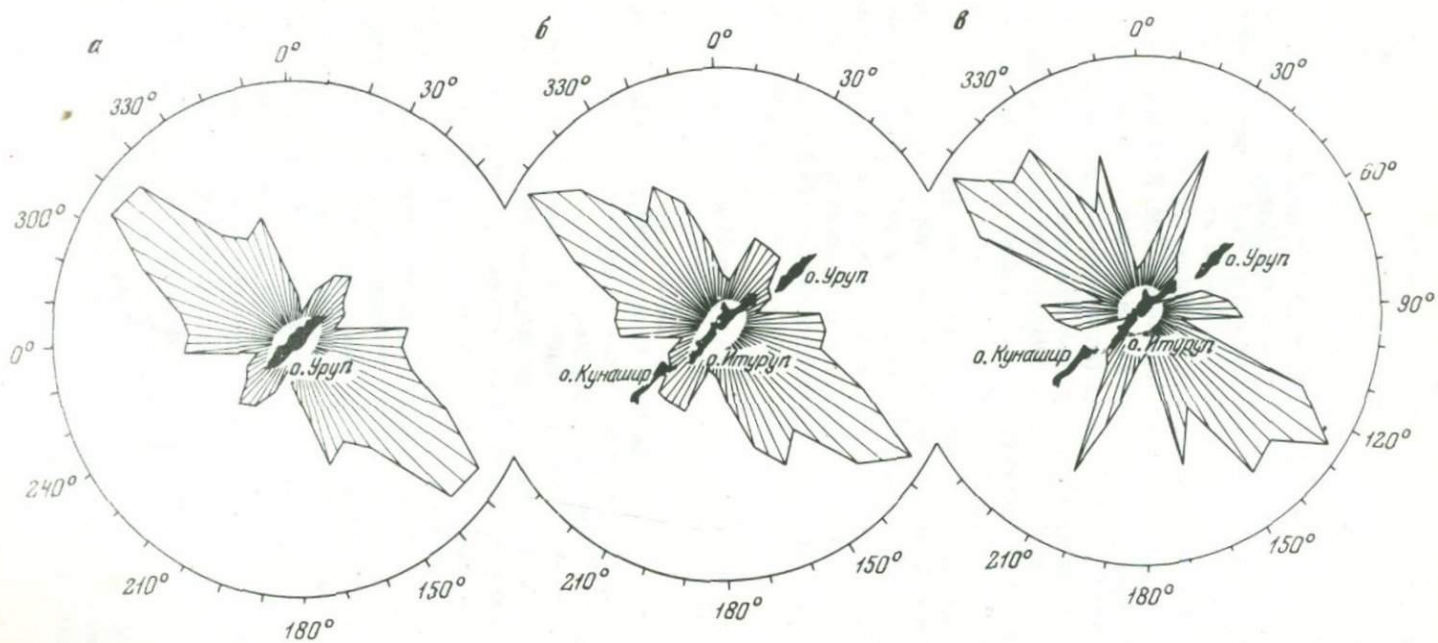


Рис. 28. Розы-диаграммы простираний даек

Дайки секут: а – нижне-среднемиоценовые образования о. Уруп (415 замеров); б – нижне-среднемиоценовые породы островов Уруп и Кунашир (645 замеров); в – среднемиоцен-плиоценовые отложения островов Уруп, Итуруп и Кунашир (143 замера)

простираения дайковых тел помимо теоретического имеет и большое практическое значение. Трещины аналогичной ориентировки в пределах Прихотской зоны часто вмещают жилы с рудами меди, свинца, цинка и других металлов.

Жилы, как форма инъективных дислокаций, широко распространены в разновозрастных геологических образованиях Прихотской зоны. Однако чаще всего они встречаются в породах нижнего структурного яруса, что является еще одним указанием на повышенную степень инъективной дислоцированности "зеленых туфов" по сравнению с вышележащими породами. Г.П. Вергунов и Г.М. Власов (Геология СССР, 1964) различают жильные породы, связанные с гранитоидами кунаширского интрузивного комплекса (аплиты и кварцевые порфиры), и жилы диабазов, андезитов и андезито-базальтов, дацитов и липаритов, которые являются корнями третичных и четвертичных покровов. Принципиального различия между этими телами и описанными выше дайками с точки зрения изучения дислокаций нет.

В породах зоны широко распространены также более мелкие, часто неправильной формы мономинеральные жилы и прожилки, выполненные кварцем и цеолитами. Местами они приспособляются к трещинам отдельности, иногда — к сколовым трещинам, располагаясь в этом случае кулисообразно. Как и в меловых породах Притихоокеанской зоны, в неоген-четвертичных образованиях Большой Курильской гряды часто можно наблюдать жеоды, выполненные кварцем и цеолитами.

### Основные выводы

На основании вышеизложенного можно прийти к следующим наиболее общим заключениям относительно дислокаций Прихотской зоны южной части Курильской островной дуги.

1. Ведущая роль в формировании основных структурных элементов Прихотской зоны принадлежит дизъюнктивным дислокациям, определившим складчато-блоковое строение территории. Разломы группируются в две сопряженно развивавшиеся в неоген-четвертичное время системы продольных и поперечных разрывов, которые обусловили соответственно северо-восточную и северо-западную ориентировки пликтивных дислокаций, а также местоположение инъективных дислокаций (в том числе и центров четвертичного вулканизма).

2. Продольные и поперечные разломы, относящиеся к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам, в течение миоценового, плиоценового и четвертичного времени находились соответственно в условиях растяжения и сжатия, что позволяет говорить об устойчивости динамической обстановки, существовавшей в Прихотской зоне в кайнозойский этап ее развития.

3. Простираение продольных разрывов и складчатых структур отклоняется к северу примерно на  $20-30^{\circ}$  от основной северо-восточной ( $\sim 55^{\circ}$ ) ориентировки Большой Курильской гряды, определяя эшелонированное расположение основных структурных элементов Прихотской зоны.

## ХАРАКТЕР СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИТИХООКЕАНСКОЙ И ПРИХОТСКОЙ ЗОН И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДИСЛОКАЦИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Существуют различные точки зрения по вопросу о характере сочленения Притихоокеанской и Прихотской зон южной части Курильской островной дуги. Одни исследователи предполагают, что границей между зонами является глубинный разлом (Minato a.o., 1956; Мархинин, 1961, 1967; Туезов и др., 1968), другие считают, что их разделяет геосинклинальный прогиб или синклиорий (Геология СССР, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Марков и др., 1967).

### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Выше Притихоокеанская и Прихотская зоны рассматривались исключительно как геоморфологически различающиеся между собой районы островной дуги. Однако принадлежность Большой и Малой Курильских гряд не только к различным геоморфологическим, но и к разным структурно-фациальным зонам, впервые установленная С. Токуда (Tokuda, 1918) и в дальнейшем неоднократно подтвержденная многими исследователями (Minato a.o., 1956; Мархинин, 1961; 1967; Вергунов, 1964б; Геология СССР, 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Туезов и др., 1968), в настоящее время вряд ли у кого вызывает сомнение.

Ниже перечисляются основные признаки, по которым различаются между собой Притихоокеанская (внешняя) и Прихотская (внутренняя) зоны.

Геоморфологические различия между зонами достаточно подробно рассмотрены Е.К. Мархониным (1961). Он пишет: "Внешняя и внутренняя зоны Курильской дуги отличаются друг от друга прежде всего чисто внешне, морфологически. Основной особенностью внешней зоны является то, что она сравнительно низка и ровна. Горные гряды, сложенные главным образом меловыми и палеогеновыми породами, сильно сглажены, редко превышают по высоте 400 м и расположены параллельно одна другой и общему курильскому направлению. В противоположность Малой Курильской гряде для островов Большой Курильской гряды характерно наличие островершинных хребтов, сложенных в основании неогеновыми вулканическими породами и достигающих иногда 1500 м, и высоких выровненных поверхностей, представляющих нередко мезы четвертичных излияний и имеющих часто отметки 600—

700 м, и, наконец, сохранившихся в рельефе вулканических построек четвертичных потухших и ныне активных вулканов высотой часто более 1500 м.

Обе зоны отличаются друг от друга также тем, что во внешней зоне вулканические процессы в настоящее время не проявляются, а внутренняя зона представляет область активного современного вулканизма (Мархинин, 1961, стр. 45).

Существенно различной была и вся предшествующая история геологического развития Большой и Малой Курильских гряд (рис. 29).

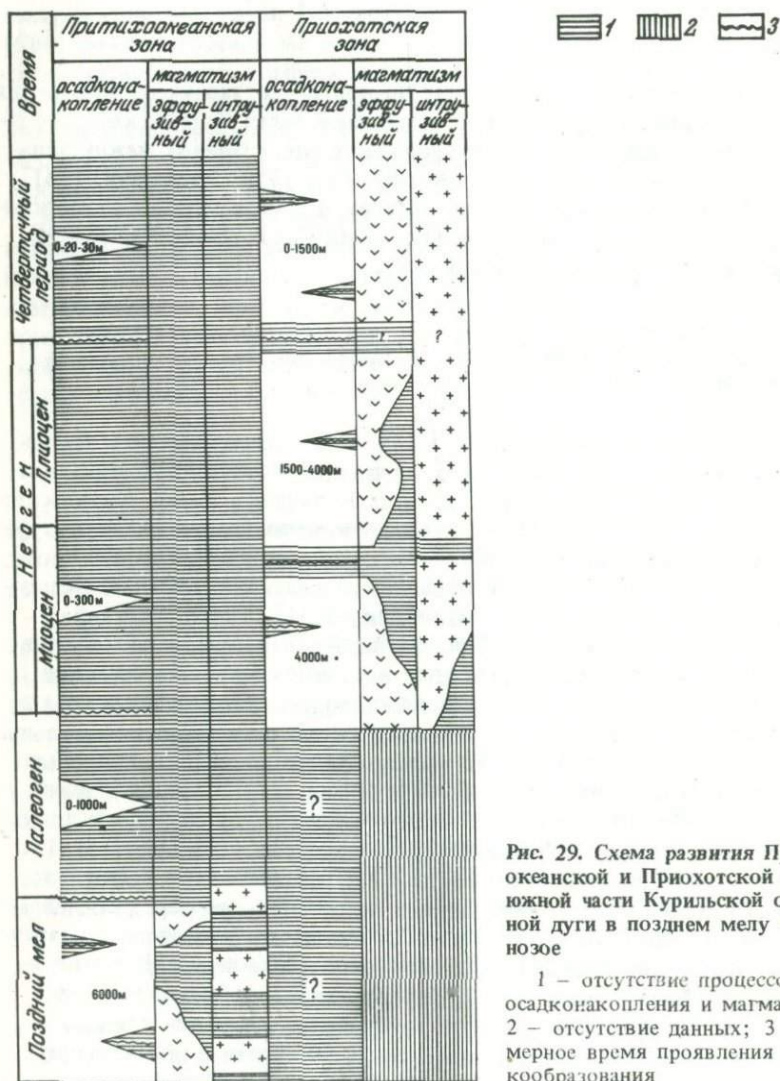


Рис. 29. Схема развития Притихоокеанской и Прихотской зон южной части Курильской островной дуги в позднем мелу — кайнозое

1 — отсутствие процессов осадконакопления и магматизма; 2 — отсутствие данных; 3 — примерное время проявления складкообразования

В позднем мелу в пределах Притихоокеанской зоны располагался трогообразный прогиб северо-восточного простирания, заполнявшийся морскими вулканогенными и осадочными образованиями. Территория Прихотской зоны в это время скорее всего представляла собой сушу. Прямых доказательств отсутствия верхнего мела под неогеновыми отложениями Большой Курильской гряды нет, однако подобное предположение вполне вероятно.

Косвенными признаками, указывающими на существование в позднем мелу на территории Прихотской зоны разрушавшейся суши, являются: а) залегание наиболее древних (миоценовых) отложений северо-восточного Хоккайдо, относящегося к внутренней зоне Курильской островной дуги, на юрских (группа Сорати) и нижнемеловых (серия Фурано) породах; б) отсутствие, судя по данным ГСЗ (Строение земной коры., 1964; Тулина, 1969), в районе Большой Курильской гряды пород с физическими свойствами, характерными для верхнемеловых пород Малой Курильской гряды, на что ранее обращалось внимание (Сергеев, 1969); в) складчато-блоковое строение Прихотской зоны, свидетельствующее о существовании жесткого, вероятно, консолидированного фундамента под неогеновыми отложениями Большой Курильской гряды; г) о существовании подобного рода фундамента может говорить также древнее русло водотока в неогеновых отложениях, сложенное гальками гранитов и гранито-гнейсов (Неверов и др., 1964); д) и, наконец, те аналогии в строении и взаиморасположении Прихотской (внутренней) зоны Курильской островной дуги и внутренней зоны дуги северного Хонсю, на которые неоднократно указывали советские и зарубежные исследователи (Minato a.o., 1956; Мархинин, 1961; Геологическое развитие., 1968).

В ранне-среднемиоценовое время район Большой Курильской гряды и п-ова Сиретоко испытывал погружение, сопровождавшееся интенсивным вулканизмом, формированием "зеленотуфовых" отложений многокилометровой мощности и внедрением в них интрузивных тел кунаширского комплекса. Общее погружение было характерным и для последующей истории геологического развития Прихотской зоны, несмотря на то, что отдельные блоки в среднемиоцен-четвертичное время и испытывали поднятия.

В противоположность погружавшейся Прихотской зоне район Малой Курильской гряды и южной части восточного Хоккайдо в неоген-четвертичное время был областью преимущественных поднятий или по крайней мере занимал стабильное положение, главным образом выше уровня моря. Свидетельством этому является, в частности, глубокий эрозионный срез суши, вскрывший глубинные части плутонов шикотанского интрузивного комплекса, а также наиболее древние из верхнемеловых образований Притихоокеанской зоны.

Рассматриваемые зоны существенно различаются по петрохимическим особенностям развитых в них магматических образований. Изверженные породы Притихоокеанской зоны характеризуются повышенной основностью и щелочностью (Казакова, 1970). В частности, среди них на островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро наблюдаются трахи-

долериты и трахибазальты малокурильского интрузивного комплекса со значительной ролью калия в составе группы щелочей.

Наконец, Притихоокеанская и Прихотская зоны южной части Курильской островной дуги различаются между собой ориентировкой и взаиморасположением основных структурных элементов. Для первой из них начиная по крайней мере с позднего мела и по настоящее время была характерна линейность основных структурных элементов, выражающаяся в одинаковой, совпадающей с простиранием зоны ориентировке складчатых и разрывных нарушений. Для Прихотской же зоны с раннего миоцена было характерным кулисообразное расположение основных структурных элементов, обусловленное отклонением простирания последних на  $20-30^\circ$  к северу от основного, курильского, направления.

Значительные различия, позволяющие говорить о существовании в южной части Курильской островной дуги двух структурно-фациальных зон, устанавливаются и при глубинном сейсмическом зондировании. Уже при первых исследованиях (Строение земной коры... 1964) было установлено, что для Притихоокеанской и Прихотской зон характерны соответственно континентальный и субконтинентальный типы строения земной коры с различными мощностями. Дальнейшие исследования (Тулина, 1969) в районе Большой Курильской гряды и хребта Витязя позволили еще более обоснованно говорить о значительных различиях в глубинном строении земной коры этих районов.

Земная кора южной части Большой Курильской гряды, согласно этим данным, представляет собой слоистую структуру типа континентальной с сокращенной мощностью. Граница Мохоровичича предполагается здесь на глубине до 21 км. В верхней части разреза коры наблюдаются породы со скоростями 2,2–2,6 км/сек. Их мощность изменяется от 1 до 3,5 км. Далее до глубин 8–9 км наблюдается слой со скоростями, характерными для коры континентального типа. Ниже залегает слой с граничными скоростями 5,8–6,3 км/сек. Последняя четко выделяемая граница со скоростью 7,2 км/сек фиксируется в районе о.Итуруп на глубинах 14–15 км.

Строение земной коры Притихоокеанской зоны характеризуется следующими особенностями. В северо-восточной части хребта Витязя, напротив о. Уруп и пролива Фриза, верхняя часть коры до глубин 3–4 км сложена породами со средней скоростью 3,6 км/сек. Граничная скорость подстилающего слоя 5,6 км/сек. На глубинах 11–14 км залегает слой с граничной скоростью 7,2 км/сек. Далее, "...по крайней мере до глубин порядка 25 км, — утверждает Ю.В.Тулина (1969, стр. 95), — больших скоростей в разрезе нет". На треверзе о. Итуруп, в районе хребта Витязя выделяется несколько слоев с различными физическими свойствами. Породы верхнего слоя, мощность которого достигает 1 км, имеют скорость 2 км/сек. Далее до глубин 4–7 км следует слой со скоростью 4,6 км/сек, который ограничивается снизу поверхностью с граничной скоростью 6,0–6,2 км/сек. На глубинах около 15 км отмечаются скорости 7,8 км/сек.

Глубинное строение Притихоокеанской и Прихотской зон южной части Курильской островной дуги оказывается настолько различным,

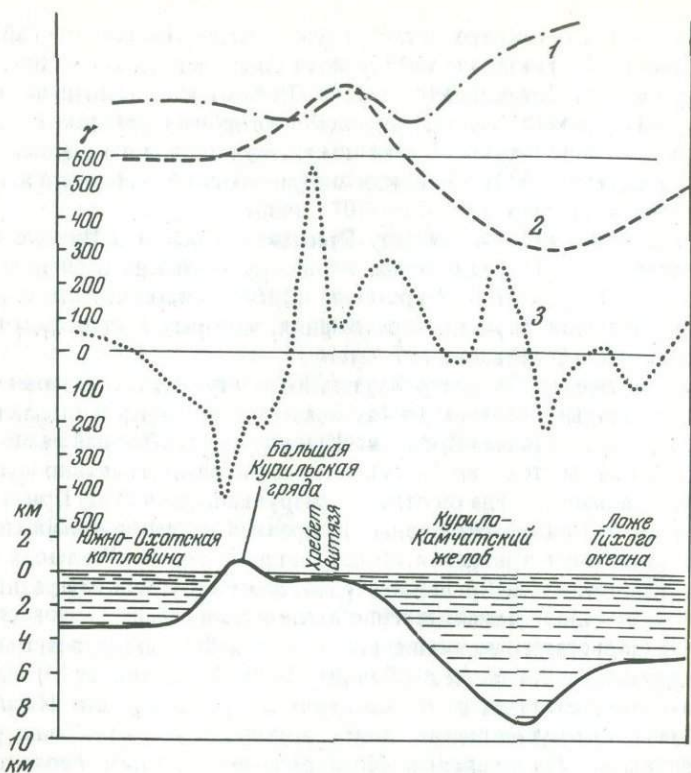


Рис. 30. Аномалии магнитного и гравитационного полей в южной части Курильской островной дуги

1 — кривая аномалий Буге и 2 — кривая аномалий Фая (по А.Г. Гайнанову, 1955); 3 — кривая аномалий  $\Delta\Gamma$  (по О.Н. Соловьеву, 1961)

что провести какую-либо корреляцию разрезов земной коры этих зон практически невозможно (Тулина, 1969).

Своеобразие геологического и глубинного строения обусловило существование различных по интенсивности и характеру аномалий геофизических полей рассматриваемых зон (рис. 30). Так, Притихоокеанская зона выражается в магнитном поле интенсивными (до 500 гамм) положительными линейно вытянутыми согласно с простиранием островной дуги аномалиями. В Приохотской же зоне, которая вместе с Южно-Охотской котловиной характеризуется в целом отрицательными значениями  $\Delta\Gamma$ , можно видеть локальные, часто близкие к изометричным отрицательные и иногда положительные магнитные аномалии. Линейные аномалии магнитного поля Притихоокеанской зоны обычно интерпретируются как глубинные разломы; локальные аномалии Приохотской зоны объясняются скоплением интрузивных пород различного возраста (Соловьев, Гайнанов, 1963). Притихоокеанская зона по сравнению с Приохотской характеризуется повышенными значениями аномалий поля силы тяжести. На это впервые было указано С. Тсубои (Tsu-

вои, 1954) и подтверждено последующими исследованиями (Гайнанов, 1955). Данные Т. Рикитакэ (1970) позволяют говорить о значительных различиях между Притихоокеанской и Прихотской зонами по значениям тепловых потоков. На тихоокеанской стороне Курильской островной дуги отмечены весьма низкие показатели теплового потока (менее  $1 \cdot 10^{-6}$  кал/сек  $\cdot$  см<sup>2</sup>), тогда как в Прихотской зоне значения теплового потока достигают  $(1,5-2) \cdot 10^{-6}$  кал/сек  $\cdot$  см<sup>2</sup>.

Перечисленные различия между Притихоокеанской и Прихотской зонами позволяют присоединиться к выводу японских исследователей (Minato a.o., 1956) и Е.К. Мархинина (1961) о том, что эти зоны разделяются разломом глубокого заложения, который был назван Срединно-Курильским (Стрельцов, 1970 а).

Время заложения Срединно-Курильского глубинного разлома неизвестно. Некоторые различия между зонами наметились в позднем мелу; возможно, уже в то время Срединно-Курильский глубинный разлом разделял их. Более достоверно о существовании разлома можно говорить для начала миоцена, когда он отделял разрушавшуюся сушу Притихоокеанской зоны от Прихотской зоны, где преимущественно в морских условиях накапливались отложения, образовавшие комплекс "зеленых туфов"

Геоморфологически Срединно-Курильскому глубинному разлому соответствует одноименная линейно вытянутая в северо-восточном направлении подводная депрессия, выполненная "рыхлыми осадками" со скоростью 2,2-2,6 км/сек (Тулина, 1969; Жильцов, 1970). Ее юго-западным продолжением на о. Хоккайдо является впадина Нисибэцу, заполненная преимущественно плиоцен-четвертичными, обычно рыхлыми осадочными образованиями (Geological map..., 1959; Геологическое развитие..., 1968). В поле силы тяжести Срединно-Курильский глубинный разлом выражается гравитационной ступенью (Тузев и др., 1968), получившей на о. Хоккайдо наименование "линия Сибэцу - Цуруи" (Minato a.o., 1956; Геологическое развитие..., 1968). В магнитном поле ему соответствует нулевая изодинама, которая отделяет полосу линейных положительных аномалий Притихоокеанской зоны от геомагнитной депрессии Прихотской зоны и Южно-Охотской котловины. Линия Срединно-Курильского глубинного разлома является достаточно четким ограничением полосы эпицентров неглубоких землетрясений, происходящих в пределах Притихоокеанской зоны. Будучи сейсмически активным, разлом "живет" и в настоящее время, характеризуясь, согласно данным В.Н. Аверьяновой (1968), преимущественно левосторонними сбросово-сдвиговыми сейсмодислокациями.

Представляют интерес косвенные признаки, позволяющие судить о направлении падения "плоскости" Срединно-Курильского глубинного разлома. Учитывая устойчивость динамической обстановки, выразившейся в длительном развитии на протяжении кайнозоя продольных разрывов Притихоокеанской зоны и сопряженных между собой систем разломов Прихотской зоны, можно воспользоваться данными сейсмологии. Результаты определения механизма очагов южнокурильских землетрясений указывают на то, что основные разломы, образующиеся при землетрясениях, ориентированы параллельно Курильской островной ду-

ге и погружаются в сторону Азиатского континента под углом 50–70° (Аверьянова и др., 1966; Аверьянова, 1968).

Вывод относительно падения "плоскости" Срединно-Курильского глубинного разлома на северо-запад можно сделать также, анализируя форму гравитационной ступени, фиксирующей его местоположение. Данные гравиметрической съемки о. Хоккайдо в районе полуостровов Немуро и Сиретоко, а также впадины Нисибэцу (Tsuboi, 1954; Геологическое развитие..., 1968) позволяют установить характерную форму гравитационной ступени. Верхняя часть кривой, характеризующей гравитационную ступень, судя по частоте изоаномал на карте, более крутая, нижняя — более пологая. Подобная форма кривой, согласно проведенным О.А. Шванком (1960) определениями характера геологического сброса по гравиметрическим данным, может свидетельствовать о падении "плоскости" глубинного разлома на северо-запад.

## ПРИРОДА ДИСЛОКАЦИЙ

В предыдущей главе обращалось внимание на определенную соподчиненность различных типов дислокаций в пределах южной части Курильской островной дуги. Было показано, что ведущая роль в формировании ее основных структурных элементов принадлежит дизъюнктивным дислокациям. Движения по разломам обусловили формирование складчатых структур, а сами разрывы определяли и определяют в настоящее время местоположение инъективных дислокаций. Таким образом, вопрос о происхождении дислокаций южной части Курильской островной дуги в первую очередь должен сводиться к определению механизма образования сетки разломов рассматриваемого района.

Относительно причин образования глубинных разломов Притихоокеанской зоны (в том числе Срединно-Курильского глубинного разлома) в настоящее время трудно принять достаточно обоснованное однозначное решение. Принимая вслед за Ю.А. Косыгиным (1969), Б.А. Петрушевским (1964), В.Е. Хаиным (1964), Г. Штилле (1964) и другими исследователями, что талассократон Тихого океана и Азиатский континент являются древнейшими структурными элементами земного шара, можно высказать предположение о значительной древности системы глубинных разломов Притихоокеанской зоны, являвшихся пограничными между океаническими и континентальными блоками Земли. В пользу подобного предположения говорит длительное (начиная по крайней мере с позднего мела) существование в пределах Притихоокеанской зоны ориентированных согласно с простираем Курильской дуги линейных структурных элементов, в том числе глубинных расколов. И в других районах можно видеть, что, например, занимающие аналогичное структурное положение линейные тектонические зоны внешней дуги юго-западной Японии существовали уже в палеозое (Геологическое развитие..., 1968).

Имеющиеся в распоряжении автора материалы по геологическому строению южной части Курильской островной дуги позволяют качественно оценить характер перемещений друг относительно друга в Прити-

хоокеанской и Приохотской зонах, границей между которыми является "плоскость" Срединно-Курильского глубинного разлома.

Если считать правомерным сделанное выше заключение о падении "плоскости" Срединно-Курильского глубинного разлома на северо-запад, то достаточно просто можно показать, что в неоген-четвертичное время для него было характерным наличие сбросовой компоненты перемещения. Действительно, по одну сторону разлома, в его висячем крыле (Приохотская зона), за этот отрезок времени накопились многокилометровые (не менее 7–8 км) толщи вулканогенных и осадочных образований, что свидетельствует о нисходящих движениях этого крыла. С другой стороны, в Притихоокеанской зоне в это время располагались стабильные или поднимавшиеся территории (п-ов Немуро, Малая Курильская гряда, хребет Витязя), и, таким образом, вопрос о наличии сбросовой компоненты смещения у Срединно-Курильского глубинного разлома решается однозначно.

Наличие вертикальной компоненты перемещения вещества земной коры в пределах Курильской островной дуги может быть доказано с помощью большого количества данных. Об этом говорят многокилометровые мощности верхнемеловых и кайнозойских отложений, которые накапливались при нисходящих и восходящих движениях земной коры, их фации, наблюдаемые непосредственно в обнажениях смещения толщ по разломам, четвертичные морские террасовые уровни, расположенные сейчас на высотах, достигающих нескольких сотен метров. Установление же горизонтальной компоненты перемещения здесь, как и во многих других районах, вызывает значительные затруднения. Отсутствие четких маркирующих горизонтов и значительные площади рассматриваемой территории, скрытые водами Охотского моря и Тихого океана, усугубляют положение, и поэтому предлагаемые методы прямого определения сдвиговой компоненты перемещения по разломам (Ажгирей, 1956; Буртман и др., 1963) оказываются обычно неприменимыми.

Следует отметить, что наличие сдвиговой компоненты перемещения вещества земной коры в пределах островных дуг можно считать твердо установленным фактом. Это доказано геологическими методами на п-ове Камчатка (Супруненко, Декин, 1968; Тихонов, 1968; Флоренский И.В., Флоренский П.В., 1969; и др.), в Японии (Kimura, 1967; Кропоткин, Шахварстова, 1965; и др.), Индонезии (Katili, Nehuwat, 1967) и других районах. Кроме того, о наличии сдвиговой компоненты свидетельствуют данные анализа механизма очагов землетрясений (Балакина, 1962; Бениофф, 1966; Ходжсон, 1966; Аверьянова, 1968) и повторные триангуляционные измерения (Беммелен, 1939; Inoue, 1960).

Проведенные автором исследования позволяют утверждать, что Курильские острова не представляют в этом отношении исключения. Здесь, как и в прочих островных дугах, имело и имеет место перемещение вещества земной коры по латерали. До последнего времени, однако, этому явлению уделялось мало внимания. Пожалуй, наиболее полно по этому вопросу высказался П.Н. Кропоткин (Кропоткин, Шахварстова, 1965), который, принимая во внимание поперечные сдвиги, закартированные на о. Шикотан, полагал, что и в пределах Боль-

шой Курильской гряды поперечные разломы представляют собой сдвиги.

Исследование особенностей структурного плана кайнозойских образований южной части Большой Курильской гряды позволило более обоснованно говорить о сдвиговых перемещениях по поперечным разломам (Стрельцов, 1969). Анализ строения зон продольных разломов Приохотской зоны показал, что по морфологии они относятся к сбросо-сдвигам. Таким образом, вопрос о наличии сдвиговой компоненты у разрывов Приохотской зоны решается положительно.

Значительный интерес представляет разрабатываемая, особенно в последнее время, методика определения сдвиговых перемещений по разломам, в основу которой положен анализ сопряженных в пространстве и во времени структур (Ажгирей, 1956; Буртман и др., 1963; Гзовский, 1963; Лукьянов, 1965; Хиллс, 1967; и др.).

Теоретически и экспериментально установлено, что при движении по разлому возникают два генетически различных типа оперяющих его трещин. Одни из них образуются в условиях сжатия, а другие — растяжения. В случае гомогенной среды угол между плоскостями основного разлома и оперяющих его трещин равен  $45^\circ$ , а в реальных геологических средах он меньше, составляя, согласно Дж. Муди и М. Хиллу (1960), приблизительно  $30^\circ$ . Одновременно имеются условия и для возникновения трещин скалывания, закономерности ориентировки которых определяются величиной угла  $\gamma$ , колеблющейся от  $5^\circ$  до  $30^\circ$ , при среднем значении  $15^\circ$  (Муди, Хилл, 1960).

Образующиеся в результате сдвиговых деформаций зоны растяжения и сжатия группируются в левые и правые ряды, что зависит от направления сдвига. При правом сдвиге имеются условия для возникновения правых рядов трещин отрыва, при левом сдвиге — левых. Принимая вслед за Дж. Муди и М. Хиллом (1960), что по динамике образования трещин оперения сбросы, взбросы и сдвиги идентичны между собой, можно показать, как в зависимости от направления перемещения блоков и угла падения плоскости основного разлома будут закономерно изменяться углы между линиями простираний разрыва и оперяющих его трещин (рис. 31).

Введем следующие обозначения:

$\alpha$  — угол падения плоскости основного разлома;  $\beta$  — угол между плоскостями основного разлома и оперяющих его трещин;  $\beta_1$  — угол между линиями простираний разлома и оперяющих его трещин растяжения;  $\beta_2$  — угол между линиями простираний разлома и оперяющих его трещин сжатия;  $\gamma$  — угол между направлением смещения в плоскости главного разлома и линией простирания последнего.

1. Если плоскость разлома ориентирована вертикально, т.е.  $\alpha = 90^\circ$ , то: а) при чистом сдвиге  $\gamma = 0^\circ$ ,  $\beta_1 = \beta_2 = \beta$ ; б) при взбросо-сдвиге или сбросо-сдвиге  $0^\circ < \gamma < 90^\circ$  и всегда  $\beta_1 = \beta_2 < \beta$ ; в) при чистом сбросе или взбросе  $\gamma = 90^\circ$ ,  $\beta_1 = \beta_2 = 0^\circ$ .

2. Если плоскость разлома наклонена под некоторым углом к горизонту, т.е.  $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ , то: а) при чистом сдвиге  $\gamma = 0^\circ$ , всегда  $\beta_1 = \beta_2 > \beta$ ; б) при сбросо-сдвиге с левым сдвигом  $0^\circ < \gamma < 90^\circ$ ,  $\beta_1 < \beta_2$ , причем, за исключением частных случаев,  $\beta_1, \beta_2 \neq \beta$ ; в) при

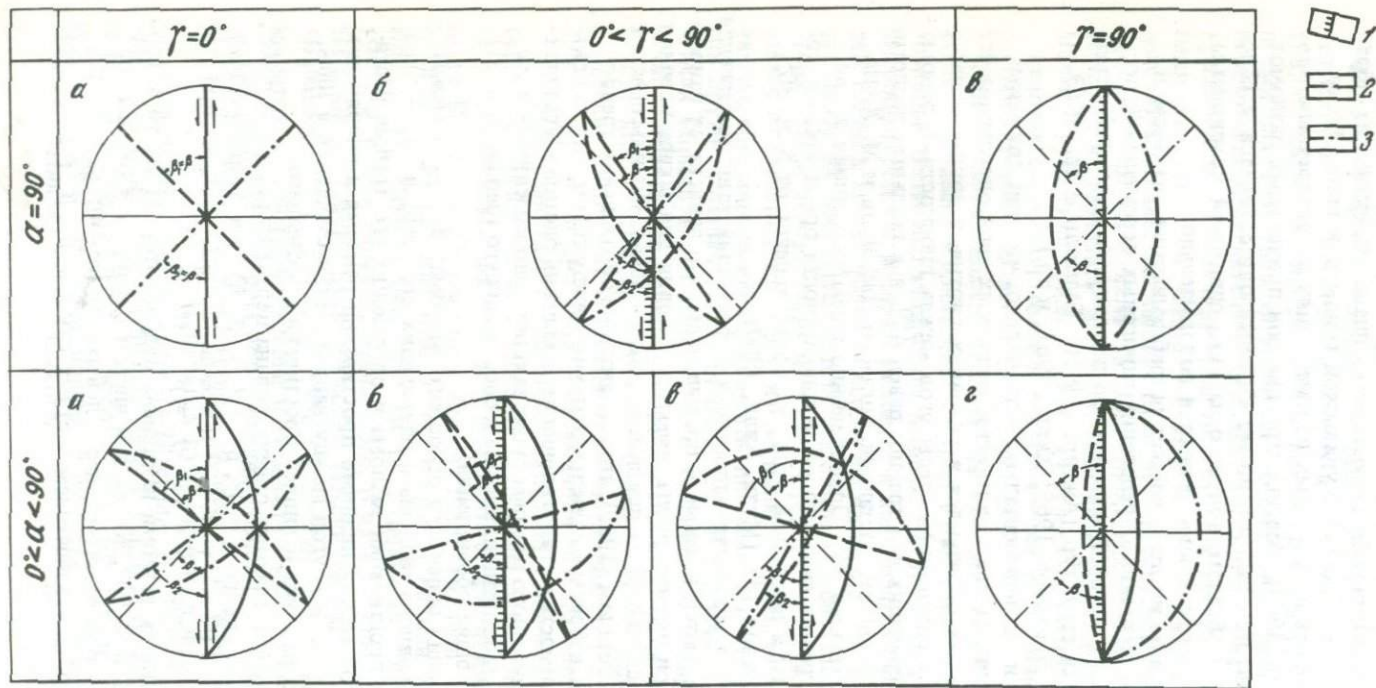


Рис. 31. Зависимость величины углов, образуемых линиями простираний разлома и оперяющих его трещин, от направления смещения блоков и угла падения плоскости разлома

1 — простирания основного разлома (штрихи направлены в сторону опущенного блока); 2 — простирания трещин растяжения; 3 — простирания трещин сжатия; стрелками показано направление сдвига. Прочие обозначения указаны в тексте. Все плоскости показаны в стереографической проекции с верхней полусферы

взбросо-сдвиге с левым сдвигом  $0^{\circ} < \gamma < 90^{\circ}$ ,  $\beta_1 > \beta_2$ , причем, как правило,  $\beta_1, \beta_2 \neq \beta$ . В случае сбросо- и взбросо-сдвигов с правым сдвигом соотношения между углами  $\beta_1$  и  $\beta_2$  будут теми же<sup>1</sup>; г) при чистом сбросе или взбросе  $\gamma = 90^{\circ}$ ,  $\beta_1 = \beta_2 = 0^{\circ}$ .

3. Если плоскость разлома горизонтальна, т.е.  $\alpha = 0^{\circ}$ , то углы  $\beta_1$  и  $\beta_2$  не имеют смысла. В этом случае на земной поверхности будет наблюдаться чередование параллельных между собой трещин растяжения и сжатия, располагающихся перпендикулярно к направлению сдвига.

Таким образом, зная величину углов  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  и  $\alpha$ , можно качественно определить характер движения по разлому.

На структурно-геологической схеме южной части Курильской островной дуги (см. рис. 9) видно, что продольные и поперечные разрывы Приохотской зоны оперяют Срединно-Курильский глубинный разлом, и их появление следует рассматривать как результат перемещений по этому разрывному нарушению. Углы между простираниями Срединно-Курильского глубинного разлома и оперяющих его зон растяжения (продольных разрывов) и зон сжатия (поперечных разрывов) составляют соответственно  $30-40^{\circ}$  и  $60-70^{\circ}$ , т.е. в данном случае  $\beta_1 < \beta_2$ , "Плоскость" Срединно-Курильского глубинного разлома падает в сторону Азиатского континента, т.е.  $0^{\circ} < \alpha < 90^{\circ}$ , и поэтому подобное соотношение однозначно указывает на сбросо-сдвиговые перемещения по этому дизъюнктиву. Судя по тому, что образуемый кулисообразно расположенными продольными разломами ряд трещин отрыва левый, для глубинного разлома была характерна левосторонняя компонента смещения. Сопряженные между собой продольные и поперечные разломы, появившись в начале миоцена, были характерными и для всей последующей истории геологического развития Приохотской зоны; отсюда следует, что перемещения по Срединно-Курильскому глубинному разлому в неоген-четвертичное время имели в основном характер сбросо-сдвига с левым сдвигом.

Эти результаты согласуются с другими независимо полученными данными о направлении смещений по Срединно-Курильскому глубинному разлому. Так, сбросовая компонента перемещения была установлена путем анализа геологической истории Притихоокеанской и Приохотской зон, разделяемых глубинным разломом. Как отмечалось выше, устойчивость динамической обстановки в рассматриваемом районе позволяет сравнить полученные результаты с характером современных сейсмодислокаций в исследуемом районе. По данным определения механизма очагов неглубоких (20-60 км) землетрясений (Аверьянова и др., 1966; Аверьянова, 1968) между Притихоокеанской и Приохотской зонами выделяется узкая линейная область, которая соответствует Срединно-Курильскому глубинному разлому и характеризуется левосторонними сбросо-сдвиговыми сейсмодислокациями.

<sup>1</sup> Ранее (Стрельцов, 1970а) ошибочно полагалось, что соотношения между углами  $\beta_1$  и  $\beta_2$  будут в этом случае обратными. Соотношение  $\beta_1 < \beta_2$ , таким образом, однозначно указывает на существование сбросовой компоненты перемещения по разлому, а соотношение  $\beta_1 > \beta_2$  - взбросовой.

Вышеизложенное позволяет объяснить одну из характерных особенностей геологического строения Курильской островной дуги — кулисообразное расположение структур Прихотской зоны. Впервые на эту особенность указал С. Токуда (Tokuda, 1926), который образно сравнивал возникновение эшелонированных структур с образованием морщин на коже при сдвиге ее двумя пальцами. В дальнейшем появились различные точки зрения относительно природы этого явления, в том числе и близкие к только что изложенной. Например, Г.Д. Ажгирей (1961) считает возникновение кулисообразно расположенных структурных элементов на флангах островных дуг результатом сдвиговых перемещений, возникших при поступательном движении части земной коры, составляющей ядро дуги, по направлению к вершине дуги. П.Н. Кропоткин и Г.М. Власов (1960) объясняют это существованием поперечных разломов типа сдвигов, возникших в результате надвигания материковых масс в сторону Тихого океана; Ю.С. Желубовский (1964) — неравномерным пододвиганием дна Тихого океана под материк, а Е.К. Мархинин (1967) — поверхностными проявлениями "питающего" вулканы разлома.

Эшелонированное строение Прихотской зоны выражается в рельефе (кулисообразно расположены сами острова, разделяющие их проливы и вулканические хребты на островах), складчатых структурах, местоположении инъективных дислокаций. Основные закономерности взаиморасположения структурных элементов (в том числе и форм рельефа) были предопределены ориентировкой и характером смещений по продольным и поперечным разрывам Прихотской зоны. Как было только что показано, эти разрывы формировались соответственно в условиях растяжения и сжатия при левых сбросо-сдвиговых перемещениях по Срединно-Курильскому глубинному разлому.

В настоящее время многие исследователи признают, что ведущая роль в формировании структур Курильской дуги принадлежит разломам. Крупнейшим обычно считается глубинный разлом, устанавливаемый главным образом по сейсмологическим данным, который пересекает земную поверхность в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба, в 150–200 км от островной гряды (Штилле, 1957; Кропоткин, Шахварстова, 1965; и др.), и именно с ним связывают возникновение эшелонированных структур. Приведенные же данные позволяют утверждать, что кулисообразное расположение структур в южной части Курильской островной дуги является следствием левосторонних сбросо-сдвиговых перемещений по Срединно-Курильскому глубинному разлому, пограничному между Притихоокеанской и Прихотской зонами.

Предполагаемая связь между магмоконтролирующими разрывами и Срединно-Курильским глубинным разломом позволяет оценить те глубины, с которых поставляются продукты магматизма, слагающие современные вулканические аппараты и пролить, таким образом, свет на природу инъективных дислокаций. Подобная оценка для Курильской островной дуги уже приводилась рядом исследователей (Федотов, 1966; Мархинин, 1967; Тараканов, Левый, 1969; Федотов и др., 1969), кото-

рые, как и Б. Гутенберг (1963), а позднее В.А. Магницкий (1968), считали наиболее благоприятным для магмообразования те части верхней мантии, где скорости продольных сейсмических волн понижены (так называемые волноводы, астеносферы или слои пониженных скоростей). Местоположение вулканов при этом определялось как проекция "линии", образуемой пересечением фокальной зоны с волноводом на глубине 150—200 км.

Проведенные Р.З. Таракановым и Н.В. Левым (1969) исследования позволяют использовать при дальнейших рассуждениях полиастеносферную модель верхней мантии, согласно которой волноводы под Курильской островной дугой выделяются на следующих интервалах глубин: 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км. Если принять только что изложенную гипотезу происхождения современных вулканов, то трудно объяснить, почему при пересечении фокальной зоны с верхней астеносферой на земной поверхности в районе Малой Курильской гряды, п-ова Немуро и подводного хребта Витязя современные вулканические аппараты отсутствуют.

На этих глубинах, согласно расчетам Е.А. Любимовой (Lubimova, 1964), температура в верхней мантии превышает  $1000^{\circ}$ , и, следовательно, появляются условия, благоприятные для магмообразования. Г.С. Горшков (1958), анализируя записи поперечных волн от японских землетрясений на Камчатке, пришел к заключению о возможности существования магматического очага под Ключевской группой вулканов на глубине 60 км. Е.А. Любимова, А.П. Горшков и И.С. Фельдман (1969), изучив данные о тепловом потоке и концентрации радиоактивных элементов в горных породах, пришли к выводу о возможности существования магматического очага под Курило-Камчатской островной дугой на глубинах 60—110 км. Таким образом, верхняя астеносфера может являться вполне вероятным "поставщиком" продуктов магматизма для четвертичных вулканов.

По мнению автора, указанное противоречие можно устранить, если считать, что условия, благоприятные для магмообразования, появляются на глубинах менее 90 км, в месте пересечения первой сверху астеносферы с сейсмически активным Срединно-Курильским глубинным разломом. Продукты магматизма при этом поступают на поверхность по продольным разрывам Приохотской зоны, которые выражаются в виде кулисообразно расположенных рядов вулканов. Отметим, что приведенная оценка глубины магмообразования согласуется с недавно полученными выводами вулканологов (Родионова, Федорченко, 1969) о том, что магма под Курильскими островами генерируется на сравнительно небольших глубинах (40—60 км) в породах существенно габбрового состава.

Имеющиеся в распоряжении автора материалы оказались недостаточными для объяснения причин образования глубинных разломов Прихоокеанской зоны, в том числе и Срединно-Курильского. Этот вопрос выходит за рамки рассматриваемых в работе проблем. Что касается дислокаций Приохотской зоны, то их оказалось возможным определить как следствие левосторонних сбросо-сдвиговых перемещений по Срединно-Курильскому глубинному разлому.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выделяющиеся по геоморфологическим признакам Притихоокеанская (внешняя) и Приохотская (внутренняя) зоны южной части Курильской островной дуги имеют и различные геолого-геофизические характеристики. Границей между ними является Срединно-Курильский глубинный разлом. "Плоскость" разлома, судя по данным определения механизма очагов землетрясений, обусловленных его жизнедеятельностью, а также характеру гравитационной ступени, фиксирующей его местоположение, наклонена в сторону Азиатского континента. Движения по этой "плоскости" в неоген-четвертичное время были преимущественно левосторонними сбросо-сдвиговыми.

2. Мезозойские и кайнозойские образования Притихоокеанской зоны относятся к двум структурным ярусам. Нижний из них сложен верхнемеловыми отложениями, верхний — палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными. Породы ярусов различаются между собой по степени пликативной, дизъюнктивной и инъективной дислоцированности, т.е. по структурным признакам, которые в связи с поставленной в работе целью (анализ дислокаций) считаются основными.

Уже в позднемеловое время в районе Малой Курильской гряды и п-ова Немуро существовал трогообразный прогиб северо-восточного простирания. Образованная верхнемеловыми породами моноклирального (~20°) наклонена на юго-восток и простирается более чем на 200 км в северо-восточном направлении согласно с ориентировкой островной дуги. Аналогичное простирание имеют и продольные разрывы Малой Курильской гряды и п-ова Немуро, а также разломы Притихоокеанской зоны, выделяемые по данным батиметрии и геофизических исследований. Вместе со Срединно-Курильским глубинным разломом они предопределили существование трех вытянутых в северо-восточном направлении (согласно с простиранием зоны) блоков — Малокурильского, Восточно-Курильского и Океанского. Магмоконтролирующая роль глубинных разломов и наличие у них сбросовой компоненты перемещения вместе с данными о слабой пликативной дислоцированности верхнемеловых пород, а также "рыхлых осадков" западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба указывают на формирование структуры Притихоокеанской зоны в условиях растяжения.

3. Кайнозойские отложения Приохотской зоны принадлежат трем структурным ярусам: нижнему, сложенному ниже-среднемиоценовыми "зе-

ленотуфовыми" образованиями, среднему, образованному среднемиоцен-плиоценовыми породами, и верхнему, в строении которого принимают участие недислоцированные четвертичные отложения. Для нижнего структурного яруса в большей мере характерны приближающиеся к линейным, а для среднего — к мульдообразным и брахиформным складчатые структуры.

Продольные и поперечные разломы Большой Курильской гряды, относящиеся по морфологии к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам, в неоген-четвертичное время находились соответственно в условиях растяжения и сжатия, что свидетельствует об устойчивости динамической обстановки, существовавшей в Приохотской зоне в среднем — позднем кайнозое. Продольные разломы обусловили блоковую структуру зоны и определили местоположение инъективных дислокаций. Их простираение отклоняется к северу примерно на  $20-30^{\circ}$  от основной северо-восточной ориентировки ( $\sim 55^{\circ}$ ) островной дуги, с чем связано эшелонированное расположение основных структурных элементов Приохотской зоны. Поперечные пликативные дислокации в разновозрастных структурных планах Приохотской зоны являются следствием сдвиговых перемещений по поперечным разрывам.

4. Ведущая роль в формировании структуры южной части Курильской островной дуги принадлежала дизъюнктивным дислокациям, которые обусловили складчато-блоковое строение территории, определили ориентировку складчатых структур, а также местоположение инъективных дислокаций. Принимая во внимание значительную древность океанического и континентального блоков Земли, можно высказать предположение о достаточно древнем заложении системы линейных глубинных расколов Притихоокеанской зоны, которые разделяют в настоящее время эти планетарные структуры. Подобное предположение хорошо согласуется с длительным (более 60 млн. лет) существованием в пределах Притихоокеанской зоны линейных структурных элементов, в том числе глубинных разломов. Движения по глубинным разломам Притихоокеанской зоны сказались на геологическом строении прилегающих к ней территорий. В частности, все дислокации Приохотской зоны южной части Курильской островной дуги явились следствием левосторонних сбросо-сдвиговых перемещений по Срединно-Курильскому глубинному разлому.

---

Изучение дислокаций Курильской островной дуги только начинается, однако можно не сомневаться в практической целесообразности подобного рода исследований. Уже сейчас можно с полным основанием утверждать, что с точки зрения поисков и разведки ряда полезных ископаемых значительный интерес представляют продольные разломы Приохотской зоны, с которыми на островах Большой Курильской гряды связаны практически все рудопроявления меди, цинка, свинца и других металлов. Намечается вполне определенная зависимость между отдельными видами полезных ископаемых и структурными ярусами.

Так, колчеданно-полиметаллические рудопроявления оказываются приуроченными главным образом к образованиям нижнего структурного яруса, титаномагнетитовые пески — к отложениям верхнего и отчасти среднего структурного ярусов, самородная сера приурочена исключительно к четвертичным образованиям верхнего структурного яруса Приохотской зоны и т.д. Можно говорить и о связи тех или иных полезных ископаемых с определенными видами инъективных дислокаций.

Выводы, к которым пришел автор, изучая дислокаций южной части Курильской островной дуги, по-видимому, следует учитывать и при более общих геотектонических построениях.

Широко распространено, например, мнение о надвигании Азиатского континента на Тихий океан (Заварицкий, 1946б; Бениофф, 1957, 1966; Штилле, 1964; Шахварстова, 1965). В последнее время некоторые исследователи (Ушаков и др., 1968) попытались даже количественно оценить скорость этого надвигания.

Принимая во внимание некоторые сведения о глубинном строении островных дуг, гипотеза надвигания, с точки зрения автора, недостаточно учитывает геологические данные по этим районам. Трудно, например, с позиций этой гипотезы объяснить слабую пликативную дислоцированность даже наиболее древних (верхнемеловых) образований Курильской островной дуги. Слабой пликативной дислоцированностью отличаются и "рыхлые" осадки западного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба, на что указывают данные исследований МОВ. Здесь отсутствуют типичные для областей распространения надвигов складчатые структуры.

Гипотезе о надвигании Азиатского материала на Тихий океан противоречит также наличие у большинства глубинных разломов Притихоокеанской зоны сбросовой компоненты перемещения. Сбросовые перемещения по Срединно-Курильскому глубинному разлому вполне вероятны не только для верхних, но и для более глубоких горизонтов земной коры. На это указывают различия в мощностях земной коры, а также разная глубина внутрикоровых границ раздела под хребтом Витязя и в районе Большой Курильской гряды (рис. 32). Судя по этому рисунку, между Срединно-Курильским разломом и глубинными расколами приосевой части Курило-Камчатского желоба могут быть определенные динамические аналогии. Если это так, то и по глубоко проникающим расколам приосевой части глубоководного желоба имели место сбросовые перемещения.

Для правильного решения вопроса о динамике глубинных разломов, разделяющих континентальные и океанические области, большое значение имеют сведения о сейсмодислокациях, которые происходят в настоящее время при землетрясениях. Данные о механизме сейсмических очагов, по мнению В.В. Белоусова (1968), являются единственным свидетельством в пользу гипотезы, согласно которой континенты надвигаются на океан, ибо никаких других признаков надвигания или сжатия в строении глубоководных желобов нет.

Детальное изучение сейсмических очагов Дальнего Востока позволило в последнее время В.Н. Аверьяновой (1968) получить оригиналь-

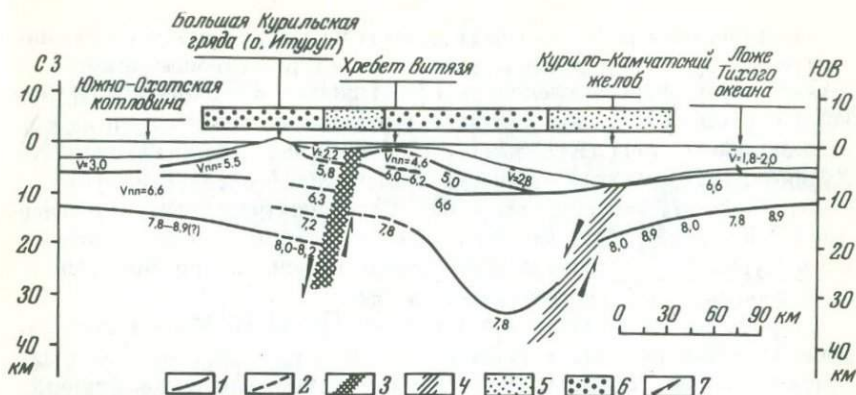


Рис. 32. Схематизированный разрез земной коры вкосте простираия южной части Курильской островной дуги

1 — границы слоев с различными физическими свойствами, по данным ГСЗ (Строение земной коры..., 1964); 2 — то же, по данным Ю.В. Тулиной (1969); 3 — Срединно-Курильский глубинный разлом; 4 — глубинный разлом приосевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба; 5 — участки с преимущественно сбросо-сдвиговыми сейсмодислокациями, глубокими и подкоровыми в приосевой части Курило-Камчатского желоба и непосредственно подкоровыми в районе Срединно-Курильского прогиба (по В.Н. Аверьяновой, 1968); 6 — участки с преимущественно взбросо-сдвиговыми глубокими и подкоровыми сейсмодислокациями (по В.Н. Аверьяновой, 1968); 7 — направление перемещения блоков (сбросовая компонента)

ную картину распределения сейсмодислокаций в районе Курильской островной дуги. Сбросо-сдвиговые перемещения по сейсмогенным разрывам устанавливаются и в приосевой части Курило-Камчатского глубоководного желоба, и в узкой полосе, пространственно совпадающей с линией Срединно-Курильского глубинного разлома. Рассмотрев распределение сейсмодислокаций в земной коре и верхней мантии до глубины 40–60 км, В.Н. Аверьянова (Аверьянова и др., 1966) пришла к выводу, что районы, приуроченные к континентальному склону Курило-Камчатского глубоководного желоба, характеризуются в основном сбросо-сдвиговыми дислокациями.

Таким образом, для глубинных разломов Притихоокеанской зоны южной части Курильской островной дуги, по-видимому, типично наличие сбросовой компоненты перемещения. Учитывая существующие представления относительно динамики образования глубинных сбросов (Пейве, 1956; Суворов, 1968), на основании всего вышеизложенного можно предполагать, что Притихоокеанская зона длительное время находится в условиях растяжения. Этот вывод подтверждает точку зрения В.В. Белоусова (1968) и ряда зарубежных исследователей (Hill, 1957; Stauder, 1968; Уэрзел, 1970), которые отрицают гипотезу надвигания континентов на океан и считают, что в зоне сочленения океанического и континентального блоков Земли происходит растяжение земной коры, а не ее сжатие.

Немаловажная роль отводится данным по геологическому строению островных дуг и при решении вопросов о направленности развития земной коры. Одни исследователи усматривают в геологическом строении Курильских островов признаки заложения островной дуги на коре океанического типа (Васильковский, 1963, 1968; Марков и др., 1967; Худяков, 1968), другие — явления "океанизации" (Белоусов, Рудич, 1960; Горячев, 1966; Сергеев, 1966; Петрушевский, 1964). Приведенные в настоящей работе данные по геологическому строению южной части Курильской островной дуги трудно объяснить с позиций гипотезы о необратимом развитии земной коры.

Сторонники этой гипотезы считают, что заложение Курильской островной дуги произошло в позднем мелу на коре океанического типа (Васильковский, Худяков, 1966; Худяков, 1968; Родников, Родникова, 1970). При этом предполагается изначально геоантиклинальное развитие Большой и Малой Курильских гряд (Худяков, 1968). Однако анализ геологической истории не позволяет согласиться с подобными представлениями. В позднемеловое время район Малой Курильской гряды испытывал довольно значительные нисходящие движения, сопровождавшиеся накоплением в трогообразном прогибе северо-восточного простирания верхнемеловых отложений мощностью до 6 км. Подобные движения были характерными и для районов Большой Курильской гряды в неоген-четвертичное время, что следует из сбросо-сдвиговых перемещений Приохотской зоны относительно Притихоокеанской по "плоскости" Срединно-Курильского глубинного разлома.

Представления о геоантиклинальной природе Большой и Малой Курильских гряд вступают также в противоречие с данными о блоковой структуре островной дуги и характере перемещений по глубинным разломам Притихоокеанской зоны. Правильнее, по-видимому, представлять структуру южной части Курильской островной дуги в целом не в виде двух антиклинальных поднятий (антиклинорий), разделенных продольным прогибом, а в виде серии блоков, образующих ступени, которые опускаются на сторону Азиатского континента (рис. 33).

Наконец, на отсутствие коры океанического типа в понимании Г.И. Худякова (1968) и других исследователей под неогеновыми образованиями Большой Курильской гряды и верхнемеловыми отложениями Малой Курильской гряды указывает ряд косвенных признаков, часть которых приведена в настоящей работе. В частности, было показано, что фундамент неогеновых отложений Приохотской зоны сложен скорее всего доверхнемеловыми породами, среди которых могут встречаться граниты и гранито-гнейсы. Аналогичные образования, вероятно, имеются и в пределах Притихоокеанской зоны (Восточно-Курильский блок). К подобному заключению можно прийти, анализируя историю геологического развития района Малой Курильской гряды.

В ряду косвенных признаков, указывающих на возможность заложения геологических структур Притихоокеанской зоны на континентальном основании, особое место занимают обнаруженные на островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро щелочно-базальтоидные породы малокурильского интрузивного комплекса. Основной особенно-



Рис. 33. Схематизированный геологический разрез вкрест простирания южной части Курильской островной дуги

1 — образования телассократона Тихого океана, имеющие древний, возможно докембрийский возраст; 2 — образования, возраст которых в настоящее время не установлен; 3 — преимущественно доверхнемеловые образования; 4 — преимущественно верхнемеловые отложения; 5 — неоген-четвертичные образования; 6 — "рыхлые осадки", устанавливаемые в районе Южно-Охотской котловины геофизическими методами; 7 — глубинные разломы; 8 — сбросовая компонента перемещения по разломам

стью химизма этих пород является их высокая щелочность, причем в составе группы щелочей значительная, а зачастую и ведущая роль принадлежит калию.

Уже давно отмечена специфическая приуроченность щелочных пород к определенным в тектоническом отношении областям. Ю.М. Шейнманн, Ф.Р. Апельцин и Е.А. Нечаева (1961) указывают, что подобные породы появляются лишь в зонах пониженной мобильности. Ю.А. Кузнецов (1964) рассматривает породы с высоким содержанием щелочей в ряду магматических формаций устойчивых областей и отмечает, что "...щелочно-базальтоидные комплексы с лейцитовыми и калишатовыми породами всегда являются материковыми" (стр. 302). Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961), а также Ю.А. Кузнецов (1964) пришли к выводу о том, что породы с высоким содержанием калия появляются в результате реакций ассимиляции между щелочной оливино-базальтовой или нефелино-базальтовой магмой и "гранитными" породами континентального основания. Очевидно, что принимая этот механизм образования существенно калиевых пород, объяснить их появление на островах Малой Курильской гряды и п-ове Немуро с позиций гипотезы о заложении Курильской островной дуги в позднем мелу на коре океанического типа невозможно.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., "Наука", 1968.
- Аверьянова В.Н., Волков А.Н., Лившиц М.Х., Сергеев К.Ф., Соловьев С.Л., Сырык И.М., Тараканов Р.З., Таболяков А.Я., Туезов И.К. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. — Труды 2-го Всес. вулканол. совещ., т. III. М., "Наука", 1966.
- Аверьянов И.П. О породах типа "зеленые туфы" северо-восточной части о. Кунашир. — Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
- Аверьянов И.П., Соловьева Н.А. Новые данные о породах кунаширской свиты п-ова Ловцова на о. Кунашир (Курильские острова). — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 12.
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Ажгирей Г.Д. Глубинные разломы Земли. — В кн. "Жизнь Земли". Изд-во МГУ, 1961.
- Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Балакина Л.М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
- Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.
- Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — Сов. геол., 1960, № 10.
- Беммелен Р.В., ван. Гравитационный тектогенез в системе Зондских гор. — Труды XVII сессии МГК, т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Бениофф Х. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. — В сб. "Земная кора". М., ИЛ, 1957.
- Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам. — В сб. "Дрейф континентов". М., "Мир", 1966.
- Богданов А.А. О термине "структурный этаж" (в связи с составлением Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. XXXVIII (1).
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Васильковский Н.П. К проблеме островных дуг. — В сб. "Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". М., "Наука", 1968.
- Васильковский Н.П., Худяков Г.И. О геантиклинальном развитии южной части Курильской островной дуги. — Второй Междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докл. М., "Наука", 1966.

- Вергунов Г.П.* Структурный шов о. Кунашир (Курильский архипелаг). — Изв. Сиб. отд. АН СССР, серия геол. и геофиз., 1958, № 2.
- Вергунов Г.П.* Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. — Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
- Вергунов Г.П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов. — Докл. АН СССР, 1964а, т. 158, № 3.
- Вергунов Г.П.* Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов. — В кн. "Гималайский и альпийский орогенез". МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов, М., "Наука", 1964б.
- Вергунов Г.П., Прялухина А.Ф.* Миоценовые отложения Курильских островов. — Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 6.
- Гайнанов А.Г.* Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, т. XII.
- Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А., Туезов И.К.* Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Гайнанов А.Г., Смирнов Л.П.* Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Сов. геол., 1962, № 3.
- Гарецкий Р.Г.* Кластические дайки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Геологическое развитие Японских островов. Под ред. М. Минато, М. Гораи и М. Фунахаси. М., "Мир", 1968.
- Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. Геологическое описание. М., "Недра", 1964.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гладенков Ю.В.* О тектонике средней части Камчатки. — Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 139.
- Горшков Г.С.* Некоторые вопросы теории вулканологии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., "Наука", 1966.
- Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ., 1963.
- Давыдов М.Н., Дуничев В.М., Таболяков А.Я.* Новые данные о неогеновых отложениях южной группы Больших Курильских островов (Уруп, Итуруп, Кунашир). — Геол. и геофиз., 1968, № 2.
- Дейнов Е.П.* К проблеме вулканизма Курильских островов. — В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". М., "Наука", 1968.
- Егиззаров Б.Х.* Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., "Недра", 1969.
- Ерохов В.Ф.* Новые данные о возрасте неогеновых образований северо-восточной части о. Итуруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1960, т. 160, № 2.
- Желубовский Ю.С.* Тектоника Курильских островов. — В кн. "Геология СССР", т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. Геологическое описание". М., "Недра", 1964.
- Желубовский Ю.С.* Геологическая карта Курильских островов (приложение к книге "Геология СССР", т. XXXI). М., "Недра", 1965.
- Желубовский Ю.С., Прялухина А.Ф.* Стратиграфия Курильских островов. — В кн. "Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I. Геологическое описание". М., "Недра", 1964.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Ильина Л.П., Криштофович Л.Е., Неверова Т.И., Свицкий В.О., Шереметьева Г.И.* Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М., "Наука", 1971.
- Жильцов Э.Г.* Характеристика осадочной толщи района южных Курильских островов по данным ГСЗ. — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 24.
- Заварицкий А.Н.* Вулканическая зона Курильских островов. — Вестн. АН СССР, 1946а, № 1.

- Заварицкий А.Н.* Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 19466, № 2.
- Заварицкий А.Н.* Об изучении движений земной коры на Камчатке. Избр. труды, т. 1. М., "Наука", 1965.
- Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б.* Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — В сб. "Океанологические исследования", № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Изох Э.П.* О рели разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). — Сов. геол., 1961, № 4.
- Казакова Э.Н.* Некоторые петрохимические особенности магматических образований Малой Курильской гряды. — В сб. "Вопросы петрохимии". Л., 1969.
- Казакова Э.Н.* О связи некоторых особенностей химизма магматических образований со строением земной коры Курильской островной дуги. — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Казакова Э.Н., Неверов Ю.Л., Сергеев К.Ф., Соловьева Н.А., Стрельцов М.И.* О щелочных породах островов Малой Курильской гряды. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 4.
- Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды. — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Кириков Д.А.* Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих структур. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. 135.
- Кичина Е.Н., Соловьева Н.А.* Некоторые особенности неогенового вулканизма о. Кунашир (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 2.
- Коган С.Д.* О существовании глубинной фокальной поверхности на границе Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 1.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М., "Недра", 1969.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Геологические формации и тектоника. — Геол. и геофиз., 1969, № 3.
- Корсунская Г.В.* Курильская островная дуга (физико-географический очерк). М., Географгиз, 1958.
- Кочергин Е.В.* Структура аномального магнитного поля акваторий, прилегающих к Южным Курильским островам с тихоокеанской стороны по данным гидромагнитной съемки. — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 24.
- Красный Л.И.* Тектоника внутренней части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. "Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса". М., "Недра", 1966.
- Кропоткин П.Н.* Элементарные структуры, их классификация и терминология. В сб. "Методы изучения тектонических структур", вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М.* Островные дуги и периферические складчатые области западной окраины Тихоокеанского пояса. — Материалы к I Всес. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М.* Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. — В сб. "Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 134.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кухтиков М.М.* О структурных ярусах складчатых комплексов геосинклинальных областей. — Бюлл. МОИП, отд. геол. 1968, т. XVIII (5).
- Линден Н.А.* Землетрясения Дальневосточной зоны. — В сб. "Землетрясения в СССР". М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лукиянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., "Наука", 1965.

- Любимова Е.А., Горшков И.П., Фельдман И.С. О возможной глубине зоны скопления магмы в областях современного вулканизма (на примере Курило-Камчатской островной дуги). — В сб. "Вулканизм, гидротермы и глубины Земли". Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., "Наука", 1968.
- Марков М.С. Геологическое строение южной части Охотского региона. Курильские острова. — Труды ГИН АН СССР, 1967а, вып. 168.
- Марков М.С. Геологическое строение южной части Охотского региона. Остров Хоккайдо. — Труды ГИН АН СССР, 1967б, вып. 168.
- Марков М.С. Общий план строения Охотского региона. — Труды ГИН АН СССР, 1967в, вып. 168.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона". — Труды ГИН АН СССР, 1967, вып. 168.
- Мархинин Е.К. О приуроченности парогидротермальных проявлений на о. Кунашир к разрывным нарушениям. — Бюлл. вулканол. станций АН СССР на Камчатке, 1956, № 24.
- Мархинин Е.К. Черепаховая структура над современным лакколлитом в кальдере вулкана Головинина. — Сов. геол., 1957, сб. 61.
- Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. — Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.
- Мархинин Е.К. Вулканизм Курильских островов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., "Наука", 1967.
- Михайлов М.А., Нечкин Г.С. Петрографо-геохимическая характеристика меловых пород Малой Курильской гряды. — В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". М., "Наука", 1968.
- Монахов Ф.И., Тараканов Р.З. Характеристика Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952–1954 гг. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5.
- Муди Дж. Д. Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. — В сб. "Вопросы современной зарубежной тектоники". М., ИЛ., 1960.
- Неверов Ю.Л. Интрузивные породы острова Кунашир (Курильские острова). — В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР". Хабаровск, 1967а.
- Неверов Ю.Л. О габброидах острова Шикотан (Курильские острова). — В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР". Хабаровск, 1967б.
- Неверов Ю.Л. Магматизм и рудная минерализация южной группы Курильских островов. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970.
- Неверов Ю.Л., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. Об "экзотических" породах Большой гряды Курильских островов. — Геол. и геофиз., 1964, № 5.
- Неверов Ю.Л., Хведоченя О.А. Новые данные по геологии и рудной минерализации острова Уруп. — Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Николюцкий В.М. Стратиграфия Курильских островов. — В кн. "Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов". Оха, 1959. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Ст. 1 и 2. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1 и 3.
- Петрохиями кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. Под ред. Э.Н. Эрлиха. М., "Наука", 1966.
- Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., "Наука", 1964.
- Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские острова). — Труды СахКНИИ, 1963, вып. 15.

- Пискунов Б.Н.* К вопросу о поверхностях выравнивания и новейших тектонических движениях Большой Курильской гряды. — В сб. "Проблемы изучения четвертичного периода". Хабаровск, 1968.
- Пискунов Б.Н.* Неоген-четвертичный вулканизм островов Уруп и Симушир и вопросы происхождения пород андезитовой формации. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф.* Неогеновые отложения острова Симушир и некоторые вопросы геологической истории Большой Курильской гряды. — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Прохоров К.В.* О комагматичности третичных гранитоидов и эффузивов Камчатки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 10.
- Прялухина А.Ф.* Материалы по стратиграфии южных Курильских островов. — Труды СахКНИИ, 1961, вып. 10.
- Путеводитель геологических экскурсий по южной части Сахалина и Курильским островам. Южно-Сахалинск, 1965.
- Пушаровский Ю.М.* Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 89.
- Рикитакэ Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. — В сб. "Окраины континентов и островные дуги". М., "Мир", 1970.
- Родионова Р.И., Федорченко В.И.* Некоторые проблемы глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги в связи с изучением ксенолитов. — В сб. "Вулканизм, гидротермы и глубины Земли". Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Родников А.Г.* К вопросу о тектонике острова Итуруп. — Вестн. МГУ, геол., 1968, № 6.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д.* О влиянии верхней мантии на развитие земной коры (на примере Курильской островной дуги). — В сб. "Проблемы строения земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1970.
- Родников А.Г., Родникова Р.Д., Саликов Л.М.* Формации Курило-Камчатской островной дуги. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1968, № 11.
- Салун С.А.* О терминах "структурный этаж" и "ярус". — Бюлл. науч.-техн. информ., 1957, № 5 (10).
- Сака Я.* Геология и геоморфология о. Шикотан. — Геол., 1936, т. 39 (на яп. яз.).
- Сергеева В.Б.* О стратиграфии неогеновых отложений о. Итуруп (Курильские острова). — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4.
- Сергеев К.Ф.* Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5.
- Сергеев К.Ф.* Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., "Наука", 1966.
- Сергеев К.Ф.* Геологическая история Курильской островной дуги в мезозое. — В сб. "Мезозойский тектогенез". Магадан, 1969.
- Скорикова М.Ф., Дуничев В.М.* Упругие свойства горных пород Большой Курильской гряды (о. Кунашир). — Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Смирнов И.Г., Королева Т.П.* Типовой разрез среднемиоценовых отложений Большой Курильской гряды (на примере о. Кунашир). — В сб. "Минерально-сырьевые ресурсы Сахалинской области". Южно-Сахалинск, 1970.
- Снеговской С.С., Неверов Ю.Л.* Строение осадочных отложений на акваториях о. Итуруп (Курильские острова). — Труды СахКНИИ, 1970, вып. 24.
- Соловьева Н.А.* Роль вулканизма в формировании пород малокурильской свиты. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4.
- Соловьева Н.А.* Особенности формирования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Малой Курильской гряды. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Соловьев О.Н.* Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Прикл. геофиз., 1961, вып. 29.
- Соловьев О.Н., Гайдинов А.Г.* Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — Сов. геол., 1963, № 3.

- Соловьев С.Л., Поплавская Л.Н., Зарайская М.П. Западно-Итурупское землетрясение 7–8 мая 1962 г. – Геол. и геофиз., 1964, № 7.
- Стрельцов М.И. О месте и роли поперечных дислокаций в древнем структурном плане Курило-Камчатской островной дуги (на примере южной части Большой Курильской гряды). – Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4.
- Стрельцов М.И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды. – Геотектоника, 1970а, № 1.
- Стрельцов М.И. О структурных ярусах Курильской островной дуги. – Докл. АН СССР, 1970б, т. 190, № 6.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука", 1968.
- Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки. – Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 6.
- Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. – В сб. "Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке". М., "Наука", 1969.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000. Под ред. А.Л. Яншина. М., 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрография изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Тихонов В.И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. – Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1.
- Тихонов В.И. Надвиги на Восточной Камчатке. – Геотектоника, 1968, № 3.
- Тихонов В.И., Удинцев Г.Б. К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. – Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 3.
- Туезов И.К. Геолого-геофизическая характеристика сейсмических слоев земной коры Корякской, Камчатской, Командорской и Курильской зон. – Труды СахКНИИ, 1969, вып. 20.
- Туезов И.К., Сергеев К.Ф., Неверов Ю.Л., Занюков В.Н. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса. – В сб. "Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий". М., "Наука", 1968.
- Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. – В сб. "Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке". М., "Наука", 1969.
- Удинцев Г.Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1955, № 12.
- Ушаков С.А., Исаев Е.Н., Красс М.С. Динамика литосферы в области перехода от континентов к Тихому океану. – Вестн. МГУ, геол., 1968, № 3.
- Уэрзел Дж. Строение окраин континентов и развитие океанических желобов. – В сб. "Окраины континентов и островные дуги". М., "Мир", 1970.
- Федорченко В.И. Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
- Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год. – Труды 2-го Всес. вулканол. совещ., т. III. М., "Наука", 1966.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. О сейсмичности и глубинном строении юга Курильской островной дуги. – Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 3.
- Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., "Наука", 1969.
- Фирсов Л.В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова). – Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4.
- Флоренский И.В., Флоренский П.В. Об этапах горизонтальных движений на Восточной Камчатке. – Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 1.

- Фотиади Э.Э., Березин М.А., Волков А.Н., Лившиц М.Х., Смирнов Л.М., Сычев П.М., Туезов И.К., Штейнберг Г.С. Геофизическое изучение глубинного строения внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса на Востоке СССР. — В сб. "Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке". М., "Наука", 1969.
- Хашин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., "Наука", 1967.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М., "Недра", 1967.
- Ходжсон Дж.Х. Движения земной коры по сейсмическим данным. — В сб. "Дрейф континентов". М., "Мир", 1966.
- Худяков Г.И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. — В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". М., "Наука", 1968.
- Шванк О.А. Определение характера геологического сброса по гравиметрическим данным. — Развед. и промысл. геофиз., 1960, вып. 38.
- Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., Госнаучтехиздат, 1961.
- Шилов В.Н., Федорченко В.И., Родионова Р.И. Вулканические плато хребта Вернадского (о. Парамушир, Курильские острова). МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Базальты плато. М., "Наука", 1964.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. — В кн. "Земная кора". М., ИЛ, 1957.
- Штилле Г. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Asano K. Japanese Paleogene from the view point of Foraminifera with description of several new species (JwE). — Contribs. Inst. Geol. Palaentol. Tôhoku Univ., 1962, N 57.
- Fujiwara T., Mitani K. Explanatory text of the Geological map of Japan, m.1:50 000. Nosappu (Kushiro-14). Hokkaido, 1959.
- Geological map of Hokkaido, m. 1:200 000. Hokkaido, 1959. Geology of Japan. Univ. Tokyo Press, 1963.
- Hasegawa K., Mitani K. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nemurohokubu (Kushiro-13). Hokkaido, 1959.
- Hill.M.N. Recent geophysical explorations of the ocean floor. — In "Physics and Chemistry of the Earth", v. 2. 1957.
- Inoue E. Land deformation in Japan. — Bull. Geogr. Surv. Inst. 1960, pts 2-3.
- Katili J.A., Henuwat F. On the occurrence of large transcurrent faults in Sumatra, Indonesia. — J. Geosci. Osaka City Univ., 1967, v. 10, Art. 1-1.
- Kimura T. Structural division of Japan and Honshu arc. — Japan. J. Geol. and Geogr. 1967, v. XXXIII, N 2-4.
- Lubimova E.A. Thermoelastic stresses and energy of earthquakes 50-300 km. — J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 14.
- Matsui K. Sedimentological study of the Paleogene basin of Kushiro in Hokkaido. Japan. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. 4, 1962, v. 11, N 3.
- Minato M., Yagi K., Hunanashi M. Geotectonic synthesis of the Green tuff Regions in Japan. — Bull. Earthquake Inst., 1956, v. 34, pt 3.
- Mitani K., Fujiwara T., Hasegawa K. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Nemuronanbu (Kushiro-27). Hokkaido, 1958.
- Mitani K., Ishiyama S., Osanai H. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Atoko and Ochiishimisake (Kushiro-26, 39). Hokkaido, 1962.
- Nagao S. Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1:50 000. Tokotan (Kushiro-49). Hokkaido, 1961.
- Nemoto T. Preliminary notes on the geology of the island of Urup, the Tisima (Kurile) Islands). Proc. 5th Pacif. Sci. Congr. Canada, 1933, v. 3. Toronto, 1934.
- Nemoto T. J. Geol. Soc. Japan, 1936, v. 43, N 508.

- Osanai H., Mitani K., Matsushita K.* Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1 : 50 000. Akkeshi (Kushiro-37). Hokkaido, 1961.
- Sasa Y.* A preliminary note on the geology of the island of Sicotan, Southern Tsiman (South Kurile Islands). Proc. 5th Pacif. Sci. Congr. Canada, 1933, v. 3. Toronto, 1934.
- Sasa Y.* Geological map of Shikotan-to, scale 1 : 250 000. Hokkaido, 1959.
- Sasa Y., Nemoto T.* Geological map of Nemuro, scale 1 : 250 000. Hokkaido, 1959.
- Stauder W.* Tensional character of the earthquake foci beneath Aleutian trench with relation to sea-floor spreading. - J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 24.
- Sugimoto K., Matsushita K.* Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1 : 50 000. Utoro (Abashiri-28). Hokkaido, 1961.
- Sugimoto K., Mitani K., Matsushita K., Takahashi T.* Explanatory text of the Geological map of Japan, m. 1 : 50 000. Minehama (Abashiri-40). Hokkaido, 1959.
- Tokuda S.J.* Geol. Soc. Japan, 1918, v. 25.
- Tokuda S.* On the echelon structure of the Japanese archipelagoes. Japan. J. Geol. and Geogr., 1926, v. 5, N 1-2.
- Tsuboi C.* Bouger anomalies in Japan based on the international formula. - Bull. Earthquake Res. Inst., 1954, Suppl., v. 4, pt 3.
- Ueda Y., Aoki K.* K-Ar dating on the alkaline rocks from Nemuros. Hokkaido. - J. Japan. Assoc. Mineralogists, Petrologists and Econ. Geologists, 1968, v. 59, N 6.
- Weiss L.E.* Geometry of superposed folding. - Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70.
- Yagi K.* Alcalic rocks of the Nemuro peninsula with special reference to their pillow lawas. - Internat. Geol. Rev., 1960, v. 2, N 10.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
Глава первая	
Состояние изученности вопроса . . . . .	5
Глава вторая	
Краткая характеристика вулканогенных, осадочных и интрузивных образований . . . . .	8
Притихоокеанская зона . . . . .	—
Стратиграфия . . . . .	—
Интрузивные образования . . . . .	19
Приохотская зона . . . . .	21
Стратиграфия . . . . .	—
Интрузивные образования . . . . .	40
Глава третья	
Типы дислокаций и их характеристика . . . . .	44
О принципах выделения структурных ярусов . . . . .	—
Характеристика структурных ярусов . . . . .	49
Притихоокеанская зона . . . . .	—
Приохотская зона . . . . .	51
Дислокации Притихоокеанской зоны . . . . .	58
Пликативные дислокации . . . . .	59
Дизъюнктивные дислокации . . . . .	67
Иньективные дислокации . . . . .	69
Характеристика дислокаций Притихоокеанской зоны по данным батиметрии и геофизических исследований . . . . .	74
Основные выводы . . . . .	79
Дислокации Приохотской зоны . . . . .	80
Пликативные дислокации . . . . .	—
Дизъюнктивные дислокации . . . . .	91
Иньективные дислокации . . . . .	99
Основные выводы . . . . .	104
Глава четвертая	
Характер сочленения Притихоокеанской и Приохотской зон и происхождение дислокаций южной части Курильской островной дуги . . . . .	105
Геолого-геофизическая зональность островной дуги . . . . .	—
Природа дислокаций . . . . .	111
Заключение . . . . .	118
Литература . . . . .	124



1 р. 01 к.

1595



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

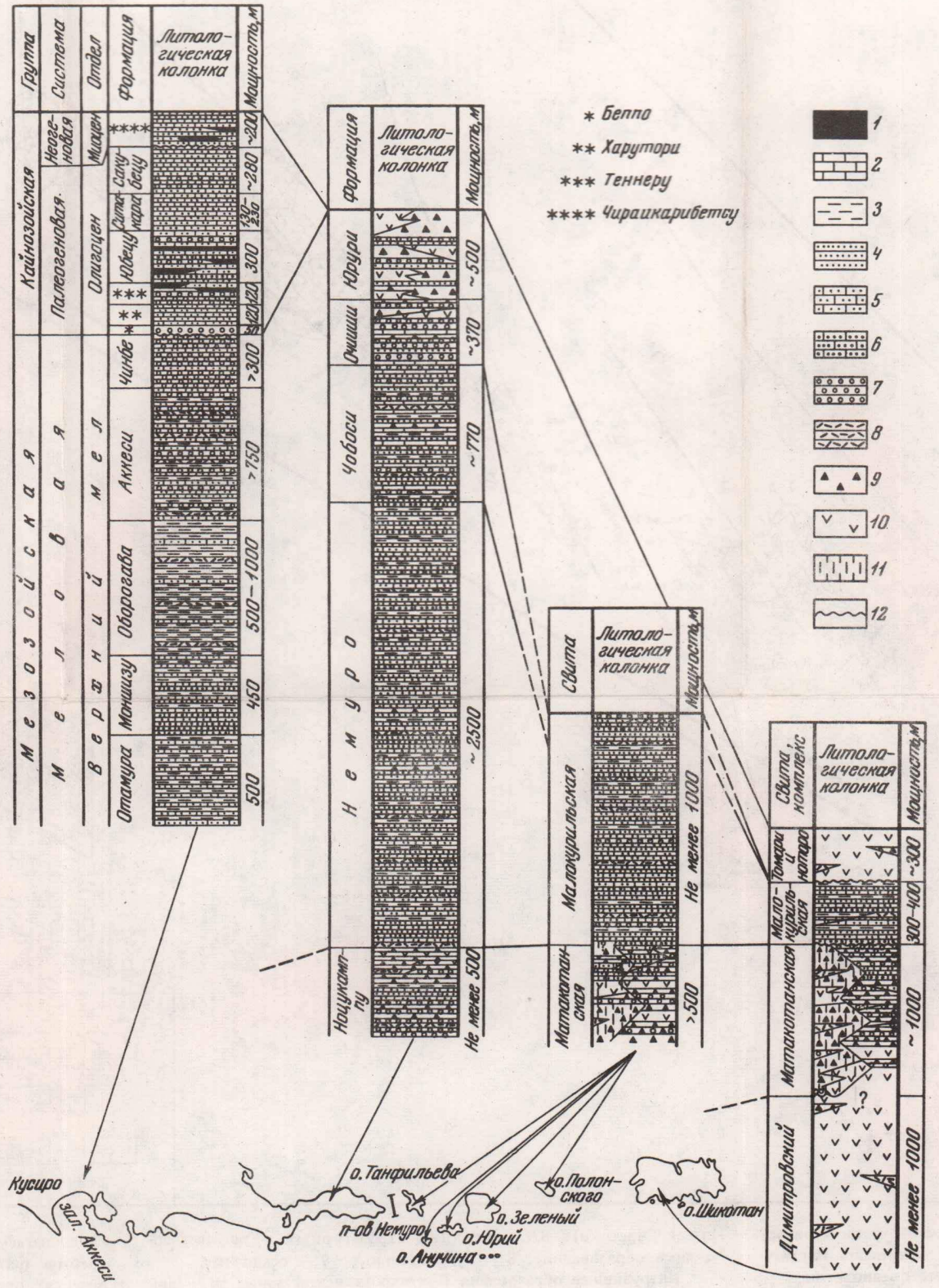


Рис. 2. Схема сопоставления дочетвертичных отложений Притихоокеанской зоны  
 1 — угли; 2 — известняки; 3 — аргиллиты и глинистые сланцы; 4 — алевролиты; 5 — мелко- и средне-зернистые песчаники; 6 — грубозернистые песчаники и гравелиты; 7 — конгломераты; 8 — туфы; 9 — туфобрекчи и агломераты; 10 — лавы преимущественно основного и среднего состава; 11 — вулканогенные образования матакотанской свиты, формировавшиеся в субэаральных условиях; 12 — перерыв в осадконакоплении

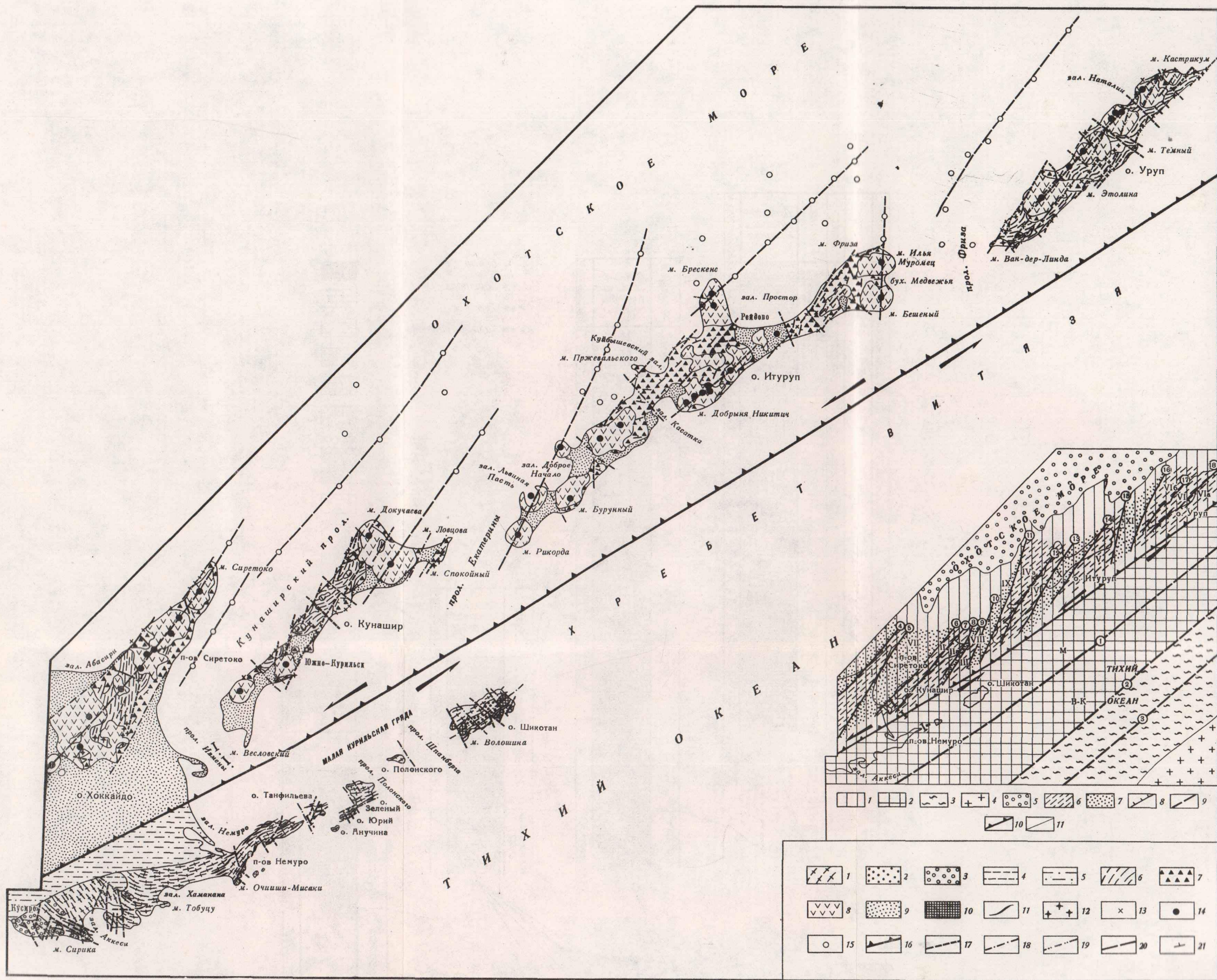


Рис. 9. Структурно-геологическая схема южной части Курильской островной дуги (составлена с учетом материалов Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, Института океанологии АН СССР, Института физики Земли АН СССР, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, СахГУ и японских исследователей).

Структурные ярусы Притихоокеанской зоны: 1, 2 – нижний структурный ярус: 1 – верхнемеловые образования димитровского эффузивного комплекса, матакотанской и малокурильской свит и нижней части группы Немуро (формации Ноукамаппу, Немуро и Чобоси), 2 – ноторо-тамаринский эффузивный комплекс и вулканогенные образования верхней части группы Немуро (формации Очиши и Юрури); 3–5 – верхний структурный ярус: 3 – олигоценные отложения группы Урахоро, 4 – миоценовые отложения формации Чирикарибетсу, 5 – четвертичные отложения.

Структурные ярусы Приохотской зоны: 6 – “зеленотуфовые” образования нижнего структурного яруса (отложения среднепарамуширской и курильской серий на островах Большой Курильской гряды и ниже-среднемиоценовые отложения на п-ове Сиретоко); 7 – средний структурный ярус (отложения итурупской и утесной серий на островах Большой Курильской гряды и среднемиоцен (?)–плиоценовые отложения на

п-ове Сиретоко); 8, 9 – верхний структурный ярус (четвертичные образования): 8 – вулканогенные, 9 – осадочные.

Интрузивные образования Притихоокеанской зоны: 10 – шикотанский интрузивный комплекс: послемеловые (?) габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, габбро-анортозиты, габбро, оливиновые габбро, габбро-перидотиты, перидотиты, пироксениты, габбро-диабазы, анортозит-диабазы, диориты, долериты, аплиты; 11 – малокурильский интрузивный комплекс: верхнемеловые трахидолериты, трахидолериты, анальцимовые трахидолериты и трахидолериты, оливиновые эссексит-долериты, монциониты и авгитовые сиениты.

Интрузивные образования Приохотской зоны: 12 – кунаширский интрузивный комплекс: ниже-среднемиоценовые диориты, платиограниты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры, кварцевые дациты и порфиры, андезиты и базальты, иногда габброиды; 13 – курильский интрузивный комплекс: среднемиоцен-четвертичные базальты, андезиты, дациты, риолиты, долериты; 14 – вулканы наземные; 15 – вулканы подводные.

Дизъюнктивные дислокации: 16 – Срединно-Курильский глубинный разлом (зубцы направлены в сторону падения его “плоскости”, стрелки указывают направление сдвиговой компоненты перемещения); 17 – разломы установленные; 18 –

предполагаемые разрывы; 19 – осевые линии вулканических хребтов (разломы четвертичного возраста); 20 – линии вулканических рядов; 21 – элементы залегания.

На врезке изображена схема структурно-геоморфологического районирования южной части Курильской островной дуги.

Основные геоморфологические элементы: 1, 2 – островная дуга: 1 – Приохотская (внутренняя) зона, 2 – Притихоокеанская (внешняя) зона; 3 – Курило-Камчатский глубоководный желоб; 4 – ложе Тихого океана; 5 – Южно-Охотская глубоководная котловина.

Основные структурные элементы: Приохотская зона: 6 – горсты (I – п-ова Сиретоко, II, IIa – Кунаширский, III – Ловцовский, IV, IVa – Южно-Итурупский, V – Северо-Итурупский, VI, VIa, VIb – Урупский); 7 – грабены (VII – Кунаширский, VIII – Ловцовский, IX – пролива Екатерины, X – Итурупский, XI – пролива Фриза); 8 – разломы (цифры в кружках), разделяющие блоки (берг-штрихи направлены в сторону опущенного блока). Описание разломов в тексте.

Притихоокеанская зона: М – Малокурильский блок; В-К – Восточно-Курильский блок; О – Океанский блок; 9 – глубинные разломы Притихоокеанской зоны; 10 – Срединно-Курильский глубинный разлом; 11 – границы геоморфологических элементов



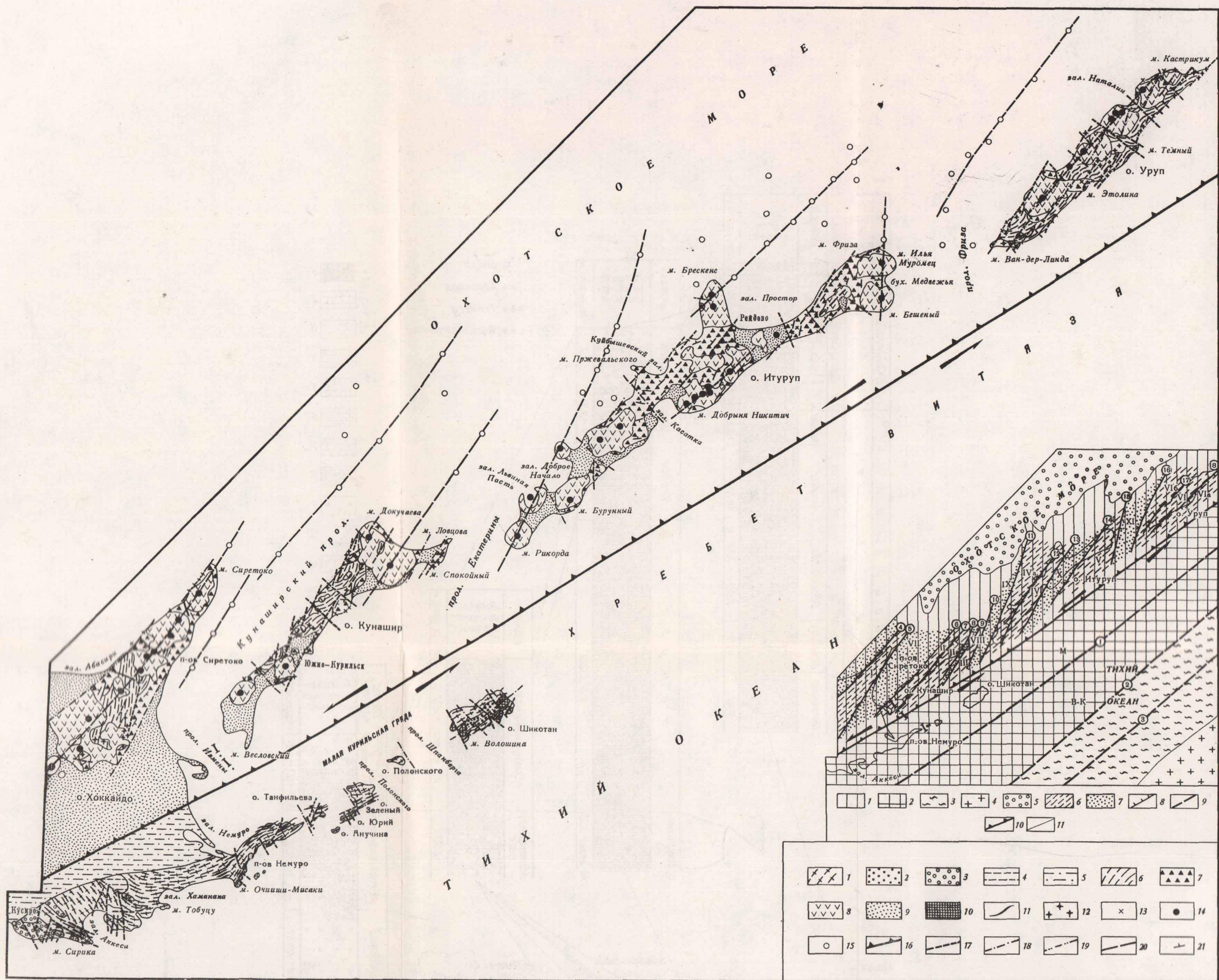


Рис. 9. Структурно-геологическая схема южной части Курильской островной дуги (составлена с учетом материалов Института вулканологии ДВНЦ АН СССР, Института океанологии АН СССР, Института физики Земли АН СССР, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, СахГУ и японских исследователей).

Структурные ярусы Притихоокеанской зоны: 1,2 – нижний структурный ярус: 1 – верхнемеловые образования димитровского эффузивного комплекса, матакотанской и малокурильской свит и нижней части группы Немуро (формации Ношукамппу, Немуро и Чобоси), 2 – ноторо-тамаринский эффузивный комплекс и вулканогенные образования верхней части группы Немуро (формации Очиши и Юрури); 3–5 – верхний структурный ярус: 3 – олигоценовые отложения группы Ураоро, 4 – миоценовые отложения формации Чираикарибетсу, 5 – четвертичные отложения.

Структурные ярусы Прихотской зоны: 6 – “зеленотуфовые” образования нижнего структурного яруса (отложения среднепарамуширской и курильской серий на островах Большой Курильской гряды и нижне-среднемиоценовые отложения на п-ове Сиретоко); 7 – средний структурный ярус (отложения итурупской и утесной серий на островах Большой Курильской гряды и среднемиоцен (?)–плиоценовые отложения на

п-ове Сиретоко); 8,9 – верхний структурный ярус (четвертичные образования): 8 – вулканогенные, 9 – осадочные.

Интрузивные образования Притихоокеанской зоны: 10 – шикотанский интрузивный комплекс: послемеловые (?) габбро-нориты, оливковые габбро-нориты, габбро-анортозиты, габбро, оливковые габбро, габбро-перидотиты, перидотиты, пироксениты, габбро-диабазы, анортозит-диабазы, диориты, долериты, аплиты; 11 – малокурильский интрузивный комплекс: верхнемеловые трахидолериты, трахибазальты, анальцимовые трахидолериты и трахибазальты, оливковые эссексит-долериты, монцониты и авитовые сиениты.

Интрузивные образования Прихотской зоны: 12 – кунаширский интрузивный комплекс: нижне-среднемиоценовые диориты, плагиограниты, кварцевые диориты, диоритовые порфиры, кварцевые дациты и порфиры, андезиты и базальты, иногда габброиды; 13 – курильский интрузивный комплекс: среднемиоцен-четвертичные базальты, андезиты, дациты, риолиты, долериты; 14 – вулканы наземные; 15 – вулканы подводные.

Дизъюнктивные дислокации: 16 – Срединно-Курильский глубинный разлом (зубцы направлены в сторону падения его “плоскости”, стрелки указывают направление сдвиговой компоненты перемещения); 17 – разломы установленные; 18 –

предполагаемые разрывы; 19 – осевые линии вулканических хребтов (разломы четвертичного возраста); 20 – линии вулканических рядов; 21 – элементы залегания.

На врезке изображена схема структурно-геоморфологического районирования южной части Курильской островной дуги.

Основные геоморфологические элементы: 1,2 – островная дуга: 1 – Прихотская (внутренняя) зона, 2 – Притихоокеанская (внешняя) зона; 3 – Курило-Камчатский глубоководный желоб; 4 – ложе Тихого океана; 5 – Южно-Охотская глубоководная котловина.

Основные структурные элементы: Прихотская зона: 6 – горсты (I – п-ова Сиретоко, II, III – Кунаширский, IV – Ловцовский, IV, IVa – Южно-Итурупский, V – Северо-Итурупский, VI, VIa, VIb – Урупский); 7 – грабены (VII – Кунаширский, VIII – Ловцовский, IX – пролива Екатерины, X – Итурупский, XI – пролива Фриза); 8 – разломы (цифры в кружках), разделяющие блоки (берг-штрихи направлены в сторону опущенного блока). Описание разломов в тексте.

Притихоокеанская зона: М – Малокурильский блок; В-К – Восточно-Курильский блок; О – Океанский блок; 9 – глубинные разломы Притихоокеанской зоны; 10 – Срединно-Курильский глубинный разлом; 11 – границы геоморфологических элементов