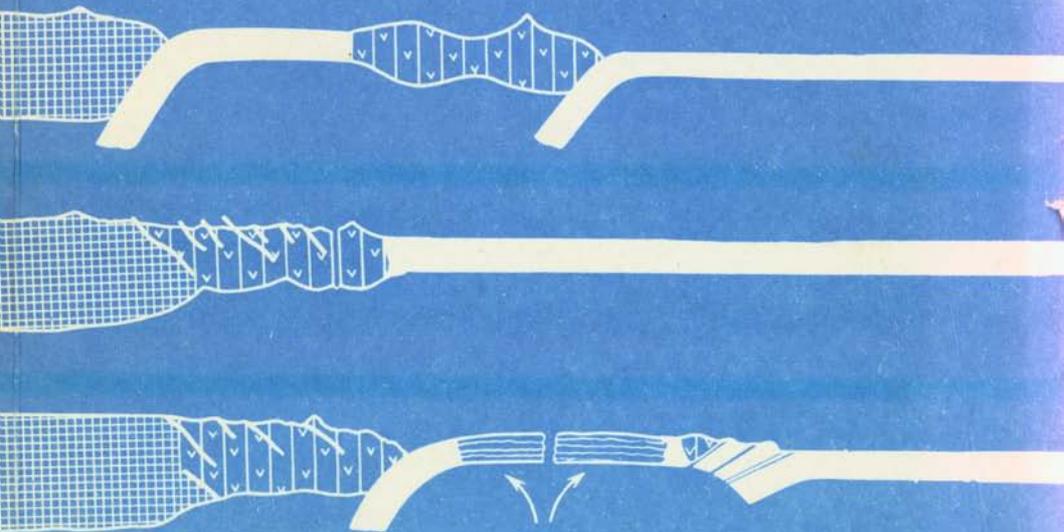




Геология западной части Беринговоморья



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ
МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ 195 "ОФИОЛИТЫ И ЛИТОСФЕРА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ"



Геология западной части Берингоморья

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук *С.М. Тильман*
кандидат геолого-минералогических наук *С.Ф. Соболев*



МОСКВА "НАУКА" 1990

УДК 551(571.66)

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Institute of the Lithosphere
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME
Project 195 "Ophiolites and lithosphere of marginal seas"
GEOLOGY OF WESTERN BERING SEA REGION

Авторы:

*В.Д. Чехович, Н.А. Богданов, И.Р. Кравченко-Бережной,
Г.Ю. Аверина, А.Ю. Гладенков, С.М. Тильман*

Геология западной части Берингоморья / В.Д. Чехович, Н.А. Богданов, И.Р. Кравченко-Бережной и др. — М.: Наука, 1990. — 159 с. — ISBN 5-02-001984-4

В работе описывается геологическое строение континентальной части западного обрамления Командорской котловины. Рассмотрены вещественный состав и структура геологических комплексов мелового, палеогенового и неогенового возраста. Приведены соображения по позднемеловой—кайнозойской истории геологического развития Корякско-Камчатского региона с позиции теории тектоники литосферных плит.

Табл. 11, ил. 40, библиогр. 143 назв.

Рецензенты: *И.А. Басов, Е.Н. Меланхолина*

Редактор *И.М. Ерофеева*

This book is dedicated to geological structure of the western continental framing of the Komandorski Basin. Compositions and structures of the Cretaceous, Paleogene and Neogene geological complexes and being considered. Geological evolution of the Koryakia—Kamchatka Region in the Late Cretaceous-Cenozoic time is outlined in the terms of the plate tectonic concept.

Г 1804070000-539 408-90 I полугодие
042(02)-90

© Коллектив авторов, 1990

ISBN 5-02-001984-4

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение процессов эволюции литосферы глубоководных впадин окраинных морей особенно важно в свете расшифровки истории развития фанерозойских складчатых поясов, расположенных в центральных частях континентов. Многие исследователи, работающие в области геологии дна Мирового океана, подчеркивают, что океаническая кора этих впадин, сходная по геофизическим характеристикам с океаническими плитами, по составу и геохимии различается.

В северной части Камчатско-Чукотского региона одним из наиболее интересных объектов для решения вопросов эволюции океанической коры этого типа могут служить Командорская впадина Берингова моря и складчатые структуры, сопряженные с ней. Складчатые элементы Олюторской зоны юга Корякского нагорья, о-ва Карагинский и подводного хребта Ширшова обрамляют котловину с севера, запада и востока. Южным ограничением ее служат Командорские острова.

Коллектив сотрудников лаборатории литосферы океанов Института литосферы Академии наук СССР одновременно с геологами из других производственных и научных организаций на протяжении последних десяти лет проводил тематические исследования в этом регионе. Основное внимание во время этих работ было направлено на установление возраста вулканогенных и вулканогенно-обломочных серий, их вещественного состава и структурного положения. Результаты работ в восточной части региона — в Олюторском хребте были опубликованы в 1987 г. в монографии "Геология юга Корякского нагорья".

Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена главным образом анализу геологического строения западного обрамления Командорской впадины. В ней учтены все материалы, полученные в результате полевых исследований в этом регионе. Строение и история развития региона рассматриваются с позиций теории тектоники литосферных плит с учетом особенностей формирования структуры аккреционных призм, тектоностратиграфических террейнов и областей спрединга, а также вероятности крупных горизонтальных перемещений отдельных литосферных блоков. В этой связи общая трактовка строения юга Корякского нагорья выглядит иной по сравнению с традиционно принятой для северных районов Камчатки.

В работе над рукописью большую помощь оказали Т.Н. Базанова, И.В. Беберина, Г.Т. Калашникова и Л.Б. Макарова, за что выражаем им искреннюю признательность.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ П-ОВА ГОВЕНА И О-ВА КАРАГИНСКИЙ

Северо-западное складчатое обрамление Командорской глубокоководной впадины Берингова моря может быть подразделено на внешнюю и внутреннюю зоны. Внешняя зона, ограниченная на севере Вывенским надвигом, а на юге полосой распространения кайнозойских осадочных образований (Ильпинско-Пахачинский район), включает сложно построенную Вывенско-Ватынскую систему тектонических покровов, сложенных вулканогенно-кремнистыми и вулканогенными породами мела, пластины, представленные гипербазит-габбровым комплексом, и морские осадочные образования палеогена и нижнего миоцена. К внутренней зоне (или внутреннему складчатому обрамлению впадины) принадлежит п-ов Говена с прилегающим к нему побережьем Олюторского залива, а также о-в Карагинский, описанию которых и посвящается настоящая глава (рис. 1). В его основу положены результаты полевых и камеральных работ, проведенных авторами в 1981—1983 и 1985—1986 гг., а также некоторые опубликованные данные.

Геология о-ва Карагинский изучалась различными исследователями. Первым его посетил в 1936—1937 гг. Д.С. Харченко, однако наиболее полные сведения были получены в результате работ, проведенных А.И. Юдиным в 1952 г., Б.К. Долматовым с сотрудниками в 1967—1968 гг., С.А. Мельниковой с сотрудниками в 1971—1973 гг. Тематические исследования проводили Н.А. Храмов, Ю.С. Салин и И.В. Флоренский [Храмов, Салин, 1966; Храмов и др., 1969], Ю.Б. Гладенков [Гладенков, Луцкина, 1967], М.Я. Серова, Г.П. Борзунова, М.Н. Шапиро [1975]. Отдельные статьи опубликованы в последние годы Г.С. Симкиным [1982], М.Н. Шапиро [1984], М.Н. Шапиро и Н.М. Петриной [1985].

Основу наших знаний по геологии п-ова Говена и смежных с северо-востока районов заложили геолого-съёмочные работы Л.А. Анкудинова с сотрудниками в 1960 г., З.А. Абдрахимова в 1960 г., А.А. Коляды с сотрудниками в 1979 г. Тематические исследования здесь проводили Г.П. Авдейко с соавторами [1974], М.Я. Серова [1978] и др.

Несмотря на сравнительно детальные исследования рассматриваемых районов, их стратиграфия остается крайне слабо разработанной. Это обстоятельство объясняется несколькими причинами: недостатком

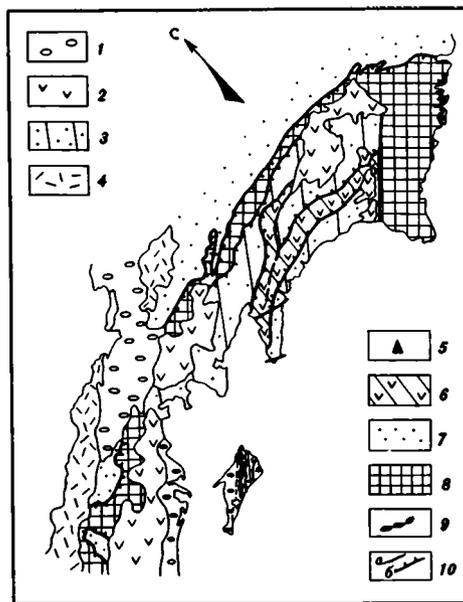


Рис. 1. Обзорная карта распространения структурно-вещественных комплексов севера Камчатской области

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — плиоцен-четвертичные вулканиты; 3—6 — палеогеновые: 3 — флишеидные толщи, 4 — наземные вулканиты, 5 — осадочный меланж, 6 — вулканогенно-осадочные толщи; 7 — мел-палеогеновый укляятский флиш; 8 — вулканогенно-кремнистые образования мела; 9 — офиолиты о-ва Карагинский; 10 — разломы (а), надвиги (б)

органических остатков хорошей сохранности, противоречивыми результатами датировок возраста пород по макро- и микрофауне, интенсивной тектонической нарушенностью толщ, где особую роль играют изоклиналиные опрокинутые складчатые формы с будинированием и растаскиванием отдельных прослоев, а также крупные надвиги и чешуи. Кроме того, немалые трудности связаны с неопределяемыми ранне горизонты олистостром. Поэтому вместо традиционного способа изложения материала авторы предпочли обратиться к характеристике структурно-формационных комплексов, что позволило воссоздать общую картину строения и эволюции рассматриваемого региона.

Широкое распространение в рассматриваемых районах магматических образований и тесная связь характера магматизма с геодинамической обстановкой способствовали тому, что изучению его проявлений было уделено большое внимание. Для петрогеохимической характеристики изверженных пород в основном использованы химические анализы образцов из коллекции авторов, выполненные в лабораториях ВИМСа (главные компоненты определены рентгеноспектральным, спектральным и химическими методами, Ва — рентгенорадиометрическим методом, Sr и Zr — рентгеноспектральным, Со и Ni — атомно-абсорбционным, V — спектральным) и Института литосферы АН СССР

(Rb, Cs, Sr, Cr, Co, Ni, Y, Zr — атомно-абсорбционным и рентгено-флюоресцентным методами).

Кроме этого, были использованы анализы образцов из коллекций М.Н. Шапиро и В.И. Гречина, проведенные в лаборатории объединения "Укрчерметгеология" химическим методом, и А.В. Колтыпина, выполненные в ГИНе АН СССР рентгенофлюоресцентным методом. Состав минералов определен на рентгеновском микроанализаторе "Сатеса" в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР. В примечаниях к таблицам отмечены коллекции лиц, не входящих в число авторов данной публикации.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На п-ове Говена и о-ве Карагинский выделены следующие структурно-формационные комплексы: офиолитовый, кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-осадочный, вулканогенно-молассоидный, флишоидный, комплекс осадочного меланжа и молассоидный (рис. 2, 3).

Офиолитовый комплекс

Описание комплекса. Этот комплекс является одним из наиболее древних, однако в связи со сложным покровным строением он занимает различное структурное положение. Офиолитовый комплекс распространён преимущественно на о-ве Карагинский, где в его состав включаются серпентинитовый меланж, относительно крупные пластины гипербазитов, пластины, сложенные параллельными дайками, и, в редких случаях, пластины габброидов.

Серпентинитовый меланж, как и в большинстве районов мира, состоит из матрикса и различного размера обломков, глыб и довольно значительных по размерам блоков и пластин (до 100 м и более). Наиболее обширные выходы серпентинитового меланжа на поверхность известны к северу и югу от р. Маркеловская, в бассейнах рек Кэстонитонваям и Воронья, а также в верховьях рек Мамакинваям, Какукваям в центральной части острова.

Матрикс меланжа представлен белесой серпентинитовой глиной. В глинистой серпентинитовой массе заключены разнообразные обломки и глыбы гарцбургитов и, реже, дунитов и пироксенитов, габброидов, полосчатых габбро-гипербазитовых кумулятов, амфиболитов, зеленых сланцев, разнообразных (от тонкозернистых до среднезернистых) диабазов, диоритов, плагипорфиров и др. Обломки и глыбы пород в серпентинитовом меланже нередко имеют характерную серпентинитовую "рубашку", представляющую собой тонкую (от нескольких миллиметров до 1 см) корочку почти черного блестящего серпентина, частичной или полностью облекающего глыбу.

← —
Рис. 2. Схема распространения структурно-формационных комплексов о-ва Карагинский
Условные обозначения к рис. 2 и 3

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—8 — комплексы: 2 — молассовый, 3 — вулканогенно-молассоидный, 4 — осадочного меланжа, 5 — флишоидный, 6 — вулканогенно-осадочный, 7 — кремнисто-вулканогенный, 8 — офиолитовый; 9 — основные разломы (а), надвиги (б)

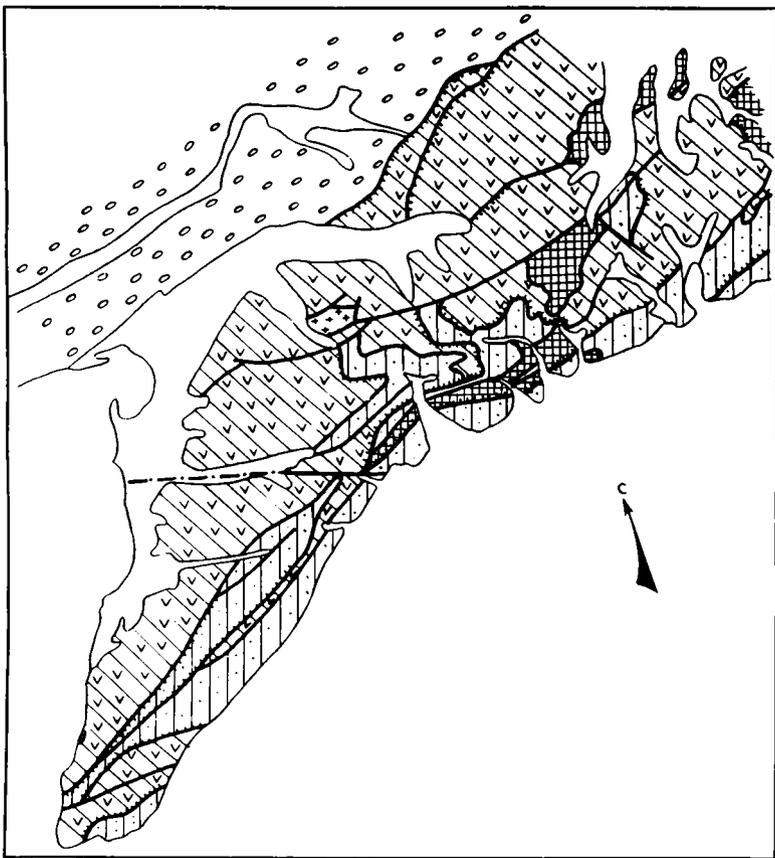


Рис. 3. Схема распространения структурно-формационных комплексов п-ова Говена
 Условные обозначения см. на рис. 2
 На рис. 3 крестиками обозначены граниты

Характерной чертой меланжа является его легкая "плывучесть", в результате чего по склонам формируются крупные оползни. В некоторых местах подобные оползни с преобладающими очень крупными глыбами перидотитов при геологосъемочных работах ошибочно картировались как части интрузивного массива гипербазитов. Интересной особенностью крупных полос меланжа в районе является очень редкая встречаемость в составе обломков базальтов и радиоляритов, принадлежащих к верхней части офиолитового разреза. Обнаруживаемые в меланже глыбы базальтов обычно очень сильно вторично изменены, что не позволяет выявить их петрохимические особенности.

Полосы меланжа и крупные гипербазитовые пластины ассоциируют в центральной части острова с линейно вытянутыми телами зеленых сланцев, которые по ширине выходов достигают 1,5 км. По поводу их происхождения высказывалось мнение [Марков, 1975; Маракушев и др., 1971], согласно которому они сформировались за счет базальтоидов.

Наши наблюдения показывают, что в отдельных глыбах плитчатых зеленых сланцев, "одетых" в серпентинитовую "рубашку", встречены овальные включения тонкозернистых пород размером в несколько сантиметров, располагающиеся в ядрах микроскладок. Эти включения при микроскопическом изучении определяются как сильно измененные диабазы. Имеются и другие указания на присутствие в сланцах реликтов магматической структуры [Марков, 1975]. Не исключена возможность того, что они представляют собой непереработанные остатки исходной для зеленых сланцев породы. Для установления первичной природы этих пород выполнено детальное изучение нескольких разрезов в центральной части острова с отбором проб на химический анализ.

Зеленые сланцы о-ва Карагинский — породы с тонкоплитчатой отдельностью и совпадающей с ней полосчатостью, обусловленной чередованием зон грязно-белого и зеленовато-серого цвета мощностью в миллиметры — доли миллиметра. Сланцы детально изучались на западных склонах хребта Центральный. В истоках р. Олень они слагают полосу шириной около 100 м на границе между гипербазитами и базальтами вулканогенно-осадочного комплекса. Сланцеватость пород ориентирована параллельно контакту с рассланцованными серпентинитами и падает на западо-северо-запад под углом 40—45°. Из этой зоны отобрано с интервалом 10—15 м десять образцов.

Далее к северо-востоку, западнее горы Острая, сланцы образуют протяженный тектонический блок шириной около 300 м, с юго-востока ограниченный серпентинитовым меланжем, а с северо-запада — терригенными породами, относящимися к вулканогенно-осадочному комплексу. Простираение сланцеватости, как и в предыдущем разрезе, параллельно границе с серпентинитами, но падение направлено в противоположную от них сторону под углом 50—60° к горизонту. На отдельных участках здесь слабо проявлена плитчатость. Из этого блока было отобрано с интервалом 10 м более 25 образцов.

Главным минералом сланцев, составляющим более половины объема породы, является актинолит, субпараллельно ориентированные иголки которого в сочетании с мелкими зернами альбита и кварца образуют основу нематогранобластовой структуры. В подчиненном количестве присутствуют чешуйки хлорита и мелкие зерна эпидота; магнетит образует тонкую вкрапленность и редкие порфиробласты размером до 0,2 мм. В единичных шлифах наблюдались мелкие чешуйки коричневого биотита. Чередование зон, обогащенных актинолитом и салическими минералами, и обуславливает полосчатость пород. Часты микропрожилки карбоната. Наблюдаемый минеральный парагенезис характерен для зеленосланцевой и низов амфиболитовой фации метаморфизма.

Микроскопическое изучение показало, что петрографически указанные разрезы сланцевой толщи однородны; в них не удалось установить какие-либо реликты родоначальных пород. Учитывая приведенные выше данные о наличии их на других участках, следует предполагать магматическую природу протолита. Химические анализы сланцев представлены в табл. 1. Подавляющее большинство составов отвечает базальтам; на диаграммах Миясиро (рис. 4) многие из них

Таблица 1

Состав метаморфических пород офиолитового комплекса о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5
	434А/82*	434/82	364/82	136/85	135/85
SiO ₂	46,81	45,60	52,76	46,70	48,51
TiO ₂	0,80	0,62	0,39	0,80	0,62
Al ₂ O ₃	12,75	13,87	16,67	17,16	16,51
tFe ₂ O ₃	9,07	9,52	9,87	11,57	11,33
MnO	0,15	0,16	0,17	0,19	0,20
MgO	14,11	14,35	6,21	7,08	6,92
CaO	10,22	9,16	10,00	12,61	11,57
Na ₂ O	2,69	2,50	2,31	1,78	1,87
K ₂ O	0,39	0,66	0,33	0,30	0,63
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,07	0,04	0,04
П.п.п.	2,32	2,95	0,74	1,29	1,31
Сумма	99,50	99,51	99,52	99,52	99,51
Ba	170	170	60	550	150
Rb	—	—	—	10	10
Sr	216	274	189	594	412
Y	—	—	—	9,4	12
Zr	54	59	21	24	22
Cr	—	—	—	480	—
Ni	320	340	60	<50	53
Co	<50	60	<50	—	—
V	—	—	191	—	—
tFeO/MgO	0,64	0,66	1,43	1,47	1,47

*Здесь и далее в таблицах номера образцов.

Компонент	12	13	14	15	16
	472Т/82	431/82	471Ф/82	436А/82	472Н/82
SiO ₂	47,49	61,00	48,62	49,32	59,33
TiO ₂	1,94	0,55	1,50	0,87	0,79
Al ₂ O ₃	13,94	13,52	14,36	17,34	14,57
tFe ₂ O ₃	12,44	8,03	12,00	10,63	8,40
MnO	0,25	0,17	0,20	0,18	0,17
MgO	8,41	5,37	7,60	6,17	4,77
CaO	8,95	4,70	10,38	9,37	5,13
Na ₂ O	2,38	4,06	3,00	3,50	3,19
K ₂ O	0,36	0,47	0,36	0,45	0,59
P ₂ O ₅	0,16	0,10	0,20	0,14	0,13
П.п.п.	3,18	1,54	1,27	1,53	2,43
Сумма	99,50	99,51	99,49	99,50	99,50
Ba	240	310	130	250	320
Rb	—	—	—	—	—
Sr	154	255	—	351	204
Y	—	—	—	—	—
Zr	123	60	—	65	80
Cr	—	—	—	—	—
Ni	100	60	90	<50	70
Co	<50	<50	60	<50	<50
V	360	144	250	243	155
tFeO/MgO	1,33	1,34	1,42	1,55	1,59

6	7	8	9	10	11
134/85	128/85	139/85	138/85	137/85	442/82
45,19	41,66	51,54	43,25	44,55	48,73
0,85	1,26	0,51	0,85	1,25	0,26
21,04	15,02	15,49	14,71	13,62	14,24
9,25	13,57	12,02	14,24	16,67	9,81
0,13	0,23	0,19	0,20	0,22	0,15
5,46	7,42	5,78	6,59	7,18	10,73
14,23	15,65	8,44	15,73	12,95	8,23
0,84	1,26	2,75	0,51	1,01	3,80
0,97	0,10	0,51	0,10	0,10	0,99
0,11	0,14	0,04	0,07	0,09	0,04
1,43	3,25	2,25	3,30	1,95	2,52
99,50	99,56	99,52	99,55	99,59	99,50
120	670	90	18	440	640
10	10	10	10	10	—
571	450	350	61	547	200
17	17	10	16	14	—
52	21	22	18	19	12
—	—	—	—	—	—
<50	<50	<50	68	<50	130
—	—	—	—	—	90
—	—	—	—	—	173
1,52	1,65	1,87	2,05	2,09	0,82

17	18	19	20	21	22
462Д/82	440/82	472Б/82	437/82	462А/82	352/82
52,20	50,53	49,83	49,75	50,70	48,47
0,81	0,88	0,87	0,79	0,92	2,20
15,73	16,79	17,24	17,27	15,51	14,85
10,72	10,81	11,01	10,03	13,90	14,01
0,18	0,18	0,18	0,15	0,20	0,20
5,87	5,65	5,58	4,68	5,19	4,55
8,24	7,78	9,10	10,48	7,69	6,80
3,85	4,75	2,88	4,50	3,00	4,12
0,51	0,56	0,86	0,16	0,69	0,61
0,15	0,15	0,13	0,13	0,20	0,23
1,24	1,42	1,82	1,55	1,51	3,45
99,50	99,50	99,50	99,49	99,51	99,49
300	490	420	190	310	160
—	—	—	—	—	—
330	247	340	1145	456	96
—	—	—	—	—	—
75	83	64	92	58	143
—	—	—	—	—	—
<50	<50	<50	60	<50	70
<50	<50	60	<50	<50	60
280	290	270	238	530	280
1,64	1,72	1,78	1,93	2,40	2,77

Примечание. Обр. 1—10 — из глыб амфиболитов в серпентинитовом меланже: обр. 1, 2 — массивные среднезернистые аподиабазовые амфиболиты, обр. 3 — полосчатый гранатсодержащий амфиболит, обр. 4—10 — массивные крупнозернистые апогаббровые амфиболиты. Обр. 11—12 — амфиболовые сланцы (обр. 13, 20, 22 — глыбы в серпентинитовом меланже, обр. 11, 12, 14—19, 21 — из крупных пластин, обрамляющих серпентинитовый меланж): обр. 11 — полосчатый сланец лепидогранобластовой структуры (буровато-зеленый амфибол + кварц + альбит + магнетит), обр. 12, 14—16, 18, 19 — полосчатые сланцы немато- и лепидогранобластовой структуры (буровато-зеленый амфибол + кварц + магнетит), обр. 13, 22 — лепидогранобластовые полосчатые сланцы (синевато-зеленый амфибол + эпидот + кварц + магнетит ± альбит), обр. 17, 21 — сланцы лепидо- и нематогранобластовые (синевато-зеленый амфибол + эпидот + кварц + магнетит + Al_{1-3} ± биотит).

Обр. 1, 2 — истоки р. Гнуиваям; обр. 3, 22 — юго-западнее горы Макушка; обр. 4—10 — левобережье р. Акановаям; обр. 11, 13, 15, 18, 20 — истоки р. Олень; обр. 12, 14, 16, 17, 19, 21 — истоки р. Лальэваям.

Здесь и далее в таблицах содержание оксидов — в вес. %, элементов-примесей — в г/т.

попадают в толентовые поля и образуют хорошо выраженные тренды накопления Fe и Ti, характеризуюсь относительно низкими содержаниями TiO_2 (кроме двух, сопоставимых с высокотитанистыми базальтами), низкими содержаниями Ni, Co, повышенными Ba, Sr, V, умеренно низкими K_2O . Наиболее вероятным протолитом сланцев можно считать комплекс параллельных даек, состоящий преимущественно из диабазов (см. ниже). С последним сланцы весьма сходны по характеру дифференциации и уровню содержания малоподвижных компонентов. Более высокие содержания ряда крупноионных литофилов в сланцах можно объяснить их привнесом в процессе метаморфизма. В породах комплекса параллельных даек отчетливо проявлены зеленосланцевые изменения, характерные для метаморфизма океанического дна. Естественно, что наложение на эти породы динамического (и температурного) воздействия удовлетворительно объясняет происхождение сходных с ними по составу зеленых сланцев.

В Институте геологии и геохронологии докембрия по одной из проб зеленых сланцев выполнен анализ абсолютного возраста K-Ar методом (аналитик Е.Р. Друбецкой), давший цифру 30 ± 5 млн лет. Зеленые сланцы возникли в результате динамотермального метаморфизма. Следует отметить, что иногда в зону динамометаморфизма попадали крупные блоки других пород, которые также испытывали динамические воздействия. Так, например, в верховьях одного из левых притоков р. Акановаям выше зеленых сланцев, падающих под углом 30° на северо-запад под серпентинитовый меланж, залегает блок "гнейсовидных" пород, представляющих собой рассланцованный плагиогранит, блоки которого, совершенно не затронутые рассланцеванием, распространены в нескольких сотнях метров от описанного выхода.

Строение более мелких тел серпентинитового меланжа, широко распространенных в виде тектонических клиньев, линз, чешуй к востоку от основной полосы развития офиолитового комплекса в хребте Центральном, в целом отличается лишь по частным элементам структуры и процентному соотношению входящих в их состав пород, но вместе с

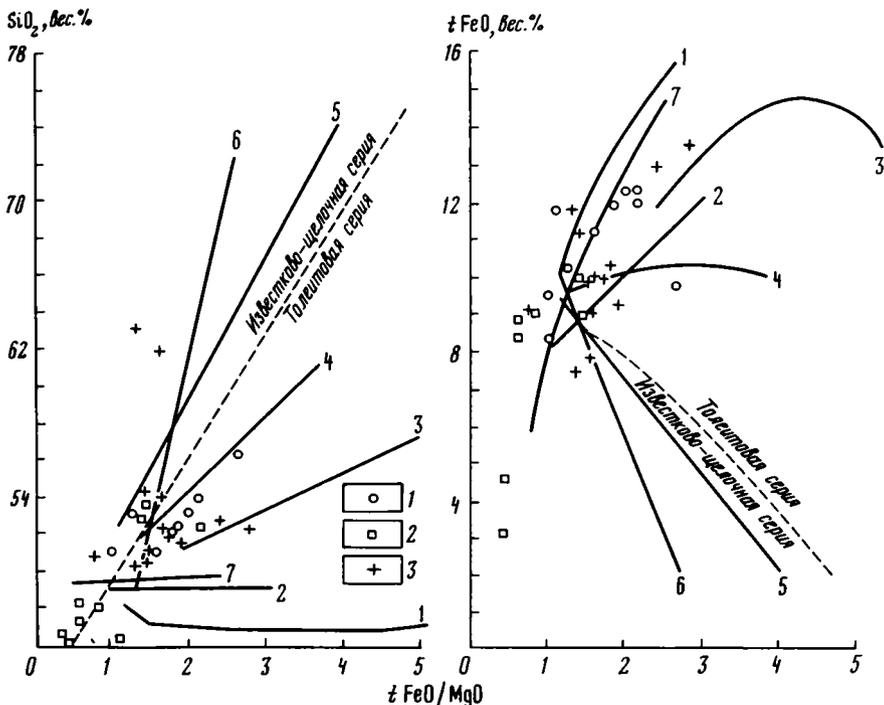


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы [Miyashiro, 1974] для пород офиолитовой ассоциации о-ва Карагинский

Условные обозначения к рис. 4, 15, 17, 25

1—7 — тренды дифференциации эталонных магматических серий [Miyashiro, 1974; Кепежинскас и др., 1984]: 1 — Скергардская интрузия, 2 — о-в Маколи (дуга Кермадек), 3 — вулкан Мияке-дзима (п-ов Идзу), 4 — о-в Тофуа (дуга Тонга), 5 — вулкан Асама (северо-восток Японской дуги), 6 — вулкан Амаги (дуга Идзу-Бонин), 7 — абиссальные толенты

1—3 — точки составов: 1 — пород комплекса параллельных даек, 2 — полосчатых габброидов и метагабброидов, 3 — зеленых сланцев

тем имеет одну примечательную особенность, на которой необходимо остановиться. Упомянутые чешуи располагаются в пределах, распространения флишоидного комплекса пород, в которых в непосредственной близости от серпентинитового меланжа находятся олиостромовые горизонты. В составе олистолитов преобладают диабазы комплекса параллельных даек, туфопесчаники, иногда серпентинизированные перидотиты, а также афировые или мелкопорфировые базальтоиды. Интересно, что в олистостромовых горизонтах, удаленных от офиолитовых чешуй, в той же толще среди олистолитов преобладают туфопесчаники, реже диабазы, плагипорфиры и плагигранит-порфиры, описанные М.Н. Шапиро [1984].

Гипербазиты, слагающие относительно крупные пластины, распространены в центральной части острова и приурочены к орографическим наиболее высоким ее участкам. По протяженности наиболее

крупная пластина достигает 10—12 км при ширине выхода до 2 км; другие по длине не превышают 2—2,5 км при ширине от десятков до нескольких сот метров. По составу в них преобладают перидотиты (гарцбургиты по данным Н.В. Луцкиной [1976]), в которых отмечаются полосы и линзы серпентинизированных дунитов шириной от десятков сантиметров до сотни метров. Кроме того, встречаются также пироксениты, образующие незначительные по мощности тела и жилы. Контакты массивных гипербазитовых пластин с окружающими породами тектонические и часто выражены зонами серпентинитового меланжа. Существенно меньшие по размерам блоки и тела гипербазитов обычно "плавают" в серпентинитовой глине наряду с другими обломками либо образуют линзы, испытавшие сильную деформацию, и имеют непосредственные тектонические контакты с вмещающими породами. По своему вещественному составу, условиям залегания гипербазиты о-ва Карагинский являются типичными альпинотипными образованиями.

Здесь следует также упомянуть о единственном выходе гипербазитов на п-ове Говена, отмеченном в 1963 г. Л.А. Анкудиновым непосредственно на западном побережье, в 20 км к северу от мыса Говена. Этот выход представляет собой единственное обнажение серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов) в береговых обрывах залива Корфа. Длина его около 70—80 м при высоте 7—8 м. Гипербазиты залегают среди слоистой осадочной толщи с примесью туфогенного материала, прямым данным о возрасте которой не имеется, однако на основании косвенных свидетельств он может быть принят за палеогеновый. Контакты гипербазитов со слоистой толщей несколько подорваны, но в целом конформны. Имея в виду эти наблюдения, а также данные З.А. Абдрахимова и других геологов о изредка встречающихся в туфогенно-осадочной толще глыбах и обломках гипербазитов, можно предполагать, что мы имеем дело с олистоплакой и олистолитами, тем более что последние, но другого состава, в этой толще известны.

Породы комплекса параллельных даек находятся рядом с полосами серпентинитового меланжа, как бы обрамляя их; известны примеры, когда в связи с поперечными тектоническими нарушениями они сменяют меланж по простиранию, слагая сплошные вытянутые полосы протяженностью до 10—15 км при ширине до 2 км (северная часть острова). На аэрофотоснимках, особенно в той же северной части, где рассматриваемые пластины имеют наибольшие размеры, хорошо дешифрируются параллельные полосы, видимо отвечающие общему северо-северо-восточному направлению контактов между дайками.

Ниже более подробно изложен материал по конкретным наблюдениям в полях развития параллельных даек, а также данные их петролого-геохимического изучения.

Комплекс параллельных даек сложен телами главным образом диабазов зеленовато-серого цвета, мощностью от первых десятков сантиметров до 3—5 м, имеющими субпараллельную ориентировку. Чаще всего тела имеют один закаленный контакт, в зоне которого порода

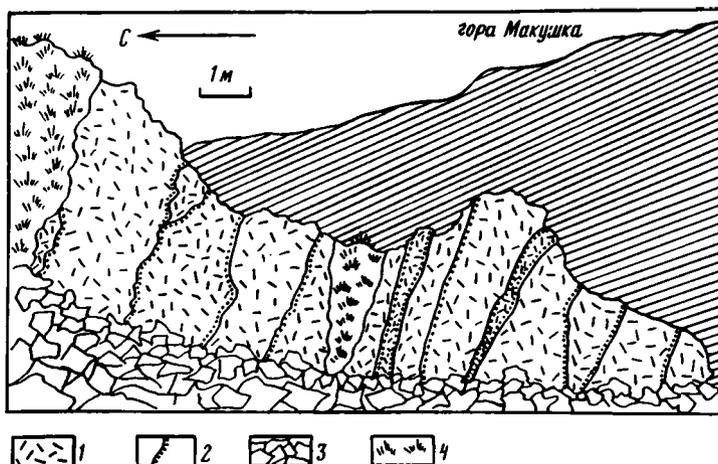


Рис. 5. Обнажение комплекса параллельных даек на западном склоне горы Макушка (о-в Карагинский)

1 — диабазы; 2 — закаленные эндоконтактные зоны; 3 — осыпь; 4 — почвенно-растительный покров

приобретает тонкозернистую структуру и более темную, иногда красноватую окраску. Гораздо реже дайки имеют два закаленных контакта или лишены зон закалки и зажаты между двумя соседними с зонами закалки телами. Контакты обычно на значительном протяжении ровные, реже извилистые. Наиболее представительные обнажения комплекса наблюдались в окрестностях горы Макушка (рис. 5). В крупном распадке в 3 км южнее ее вершины имеется почти непрерывное обнажение протяженностью около 1 км, в котором дайки имеют преимущественно западное падение под углом $50-70^\circ$. В многочисленных обнажениях западного борта долины р. Акановаям на севере острова наблюдалось одновременно не более четырех-пяти даек, в большинстве случаев субмеридионального простирания, с углами падения от 10 до 80° . Юго-западнее горы Острая дайки имеют также субмеридиональное простирание.

Внутри комплекса не обнаружено каких-либо фрагментов вмещающих пород, исключая случаи, когда параллельные дайки слагают блоки в серпентинитовом меланже. Так, в береговых обнажениях южнее мыса Голенищева встречены блоки дайкового комплекса размером в несколько десятков метров, хорошо отпрепарированные морем, которые содержат зажатые между дайками вытянутые глыбы гарцбургитов размером до 2—3 м. В левом борту долины р. Акановаям, между ее первым и вторым притоками, на границе комплекса параллельных даек и серпентинитового меланжа отмечаются отдельные блоки полосчатых габбро и верлитов, перемежающихся с выходами диабазов (рис. 6).

Большинство даек имеет мелко-среднезернистые диабазовые структуры. В отдельных случаях встречаются дайки с габбро-диабазовой

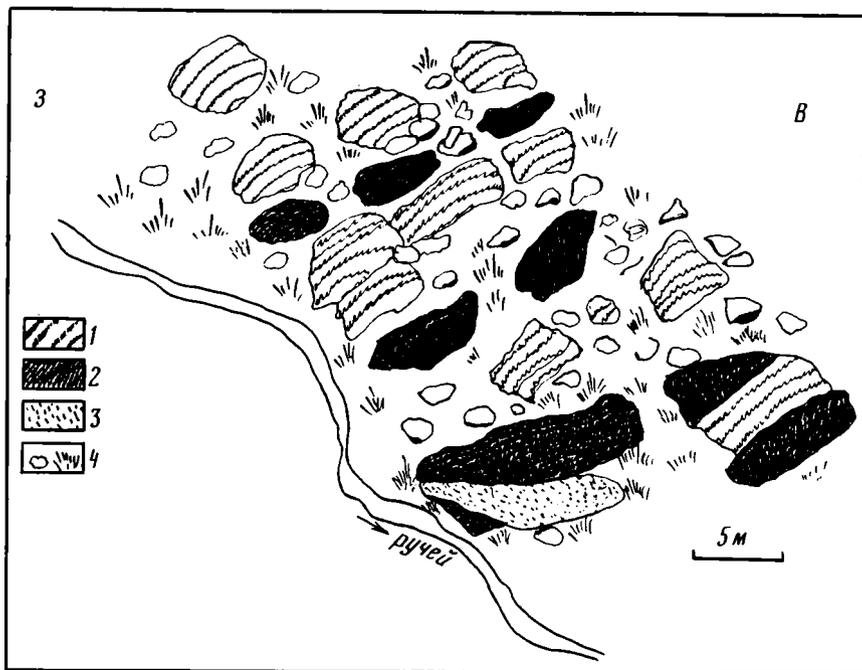


Рис. 6. Обнажение полосчатого комплекса на левом борту долины р. Акановаям
 1, 2 — полосчатые: 1 — габброиды, 2 — верлиты и плагиоверлиты; 3 — дайка мелкозернистых диабазов; 4 — задернованная осыпь

и габбровой структурой. В упомянутом выше обнажении южнее горы Макушка наблюдалось тело гигантозернистого диорита, лишенное закалочных зон и ограниченное двумя диабазовыми дайками с закаленными контактами. Большая часть пород претерпела неравномерное гидротермальное изменение. Как показывает микроскопическое изучение, первичные минералы (плагноклаз и клинопироксен) сохраняются, как правило, в виде участков внутри измененных зерен и не во всех образцах. Плагноклаз (по максимальному углу симметричного погасания в разрезах \perp (010) андезин №40 — олигоклаз №25) сосюри-тизирован и альбитизирован; часто внешняя, более кислая, зона зерен остается свежей, а кальциевое ядро подвергается замещению. По пироксену развит уралит или агрегат хлорита и эпидота, иногда со сфеном. Хлорит замещает участки, ранее выполненные стеклом. Присутствует также кварц, являющийся первично-магматическим в наиболее кислых разностях пород — кварцевых диоритах, сложенных слабо измененным олигоглазом, буровато-зеленой роговой обманкой и небольшим количеством биотита. Наблюдаемый парагенезис вторичных минералов типичен для зеленосланцевой фации метаморфизма. Развитие по прожилкам цеолита и карбоната, характерных для цеолитовой фации, говорит о последующем снижении температуры гидротерм. Во всех случаях породы сохраняют магматические структуры (диабазовую, гиалофитовую, панидиоморфнозернистую) или их реликты.

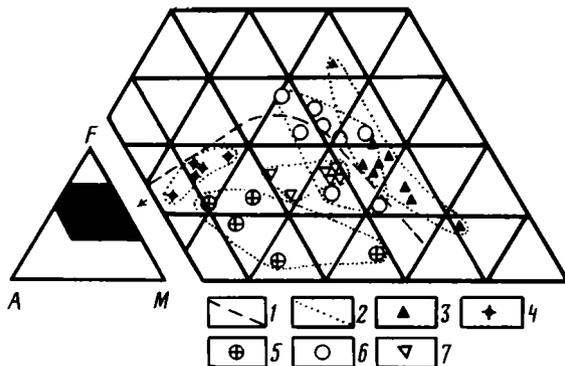


Рис. 7. Диаграмма AFM для пород о-ва Карагинский

1 — разделительная линия между полями толеитовых и известково-щелочных составов [Irvine, Baragar, 1971]; 2 — границы полей составов различных комплексов; 3—7 — точки составов: 3 — толеитовых базальтов комплекса осадочного меланжа и флишoidalного комплекса, 4 — низкокальцевых андезитов флишoidalного комплекса, 5 — известково-щелочных андезитобазальтов флишoidalного комплекса, 6 — диабазов комплекса параллельных даек, 7 — базальтов кремнисто-вулканогенного комплекса

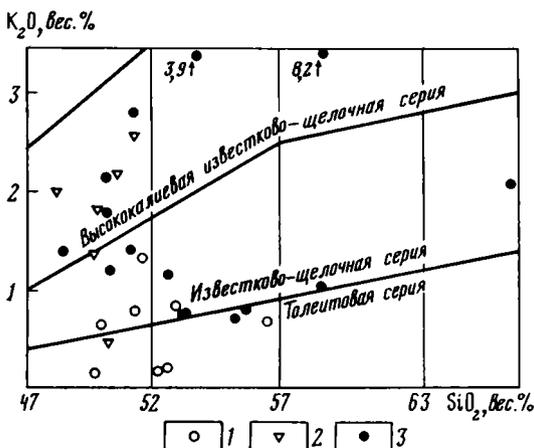


Рис. 8. Диаграмма K_2O-SiO_2 [Whitford et al., 1979] для пород о-ва Карагинский

1—3 — точки составов: 1 — пород комплекса параллельных даек, 2 — базальтов кремнисто-вулканогенного комплекса, 3 — эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса

Химический состав пород комплекса параллельных даек охарактеризован анализами, приведенными в табл. 2. Только один из этих составов относится к классу средних пород по содержанию SiO_2 , а остальные отвечают основным породам. Такие соотношения, вероятно, отражают природные, что подтверждается редкостью находок диоритов. Полевые наблюдения и особенности химизма позволяют считать дайки комагматичными. Для определения их принадлежности к одному из обычно выделяемых петрохимических типов — толеитовому, извест-

Таблица 2
Состав пород офиолитового комплекса о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5
	169/85	301/82	331/82	151/85	317/82
SiO ₂	47,60	48,81	49,60	45,39	48,56
TiO ₂	0,79	1,11	0,89	1,01	0,72
Al ₂ O ₃	14,26	15,34	15,25	14,12	15,26
tFe ₂ O ₃	10,40	10,06	10,85	11,14	11,90
MnO	0,19	0,13	0,17	0,18	0,32
MgO	9,66	8,93	7,79	6,57	6,82
CaO	7,37	8,26	5,73	17,69	10,85
Na ₂ O	2,00	3,50	4,00	0,51	2,69
K ₂ O	2,95	0,54	1,22	<0,10	0,05
P ₂ O ₅	0,05	0,20	0,07	0,07	0,08
П.п.п.	4,23	2,62	3,94	2,84	2,25
Сумма	99,50	99,50	99,51	99,62	99,50
Ba	270	12	100	9	80
Rb	25	—	—	<10	8
Sr	254	363	151	31	225
Y	5	34	—	26	12
Zr	37	55	42	49	34
Cr	—	174	—	22	102
Ni	52	88	70	40	30
Co	—	60	60	37	60
V	—	193	260	270	340
tFeO/MgO	0,97	1,01	1,25	1,53	1,57

Компонент	13	14	15	16	17
	149/85	147/85	130/85	129/85	14/85
SiO ₂	50,93	50,70	52,15	51,64	50,73
TiO ₂	1,64	1,60	1,49	1,54	0,15
Al ₂ O ₃	15,19	15,34	16,03	15,35	11,66
tFe ₂ O ₃	13,11	13,86	12,39	13,64	9,11
MnO	0,15	0,15	0,15	0,13	0,15
MgO	5,13	5,13	4,43	4,49	12,48
CaO	7,35	7,07	6,60	6,32	12,75
Na ₂ O	3,60	3,53	3,73	4,15	0,62
K ₂ O	0,59	0,66	1,34	1,00	<0,10
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,12	0,12	<0,04
П.п.п.	1,69	1,32	1,07	1,12	1,82
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,61
Ba	64	110	162	100	45
Rb	<10	<10	10	10	<10
Sr	225	250	253	304	110
Y	17	25	24	22	8,1
Zr	55	52	71	75	<4
Cr	30	—	10	11	—
Ni	28	<50	13	13	58
Co	42	—	37	37	—
V	560	—	460	460	—
tFeO/MgO	2,30	2,43	2,52	2,74	0,66

6	7	8	9	10	11	12
80882/2	166/85	390/82	65/5	338/82	336/82	164/85
51,20	52,43	50,09	43,52	50,64	50,50	51,16
1,19	1,03	1,13	1,03	1,25	1,50	1,30
15,80	14,99	15,62	17,29	15,09	14,70	15,12
11,58	11,50	12,73	14,44	13,08	12,75	13,54
0,19	0,16	0,22	0,21	0,24	0,31	0,17
6,52	6,03	6,17	6,63	5,81	5,37	5,59
6,23	7,69	7,17	12,75	5,85	6,78	8,42
3,05	3,42	3,80	1,74	4,87	4,00	2,50
0,30	0,51	0,64	0,57	0,02	0,05	0,67
0,22	0,10	0,11	<0,04	0,14	0,19	0,09
3,69	1,65	1,81	1,31	2,52	3,38	0,95
100,47	99,51	99,49	99,53	99,51	99,53	99,51
—	72	120	45	<30	<30	64
—	<10	9	<10	2	4	10
—	238	251	361	148	163	238
—	27	22	12	32	24	26
—	58	55	58	73	62	56
—	—	75	—	109	108	—
—	<50	35	<50	36	33	<50
—	—	<50	—	<50	<5	—
—	—	480	—	470	410	—
1,60	1,72	1,86	1,96	2,03	2,13	2,18

18	19	20	21	22	23	24
144/85	7/65	63/5	5/85	64/8	122/85	1/85
49,84	48,00	47,56	48,36	47,31	48,21	44,10
0,23	0,20	0,33	0,14	0,34	1,32	0,81
17,37	16,99	18,91	17,67	21,04	15,90	20,56
6,58	7,32	6,18	8,16	6,13	11,10	14,42
0,14	0,16	0,13	0,16	0,13	0,19	0,21
8,47	8,61	7,36	8,86	5,70	8,48	4,89
10,19	15,89	15,19	13,73	13,60	9,17	12,68
1,82	0,76	1,22	0,72	1,71	2,32	1,03
2,20	0,10	0,77	<0,10	0,98	1,00	<0,10
0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,07	<0,04
2,66	1,46	1,85	1,70	2,54	1,75	0,79
99,54	99,53	99,54	99,64	99,52	99,51	99,63
360	36	144	36	156	1480	18
22	<10	<10	<10	10	12	<10
209	173	347	203	437	245	276
<5	<5	7,7	5,6	7,8	22	<5
14	<4	6,4	<4	10	61	42
68	—	530	—	480	—	—
80	<50	<50	<50	<50	77	<50
34	—	—	—	—	—	—
130	—	—	—	—	—	—
0,70	0,76	0,76	0,83	0,97	1,18	2,65

Примечание. Обр. 1—16 — дайковый комплекс. Обр. 1—3, 5—7, 9—16 — из крупных пластин дайкового комплекса; обр. 4 — из дайки, секущей блок полосчатых ультрамафит-мафитовых кумулятов; обр. 8 — из глыбы диабазов в серпентинитовом меланже. Обр. 1 — клинопироксеновый диабазовый порфирит; обр. 2, 3, 6, 9, 10 — частично амфиболитизированные диабазы; обр. 4, 5, 7, 11—16 — массивные аподиабазовые амфиболиты. Обр. 1—3, 5—7, 9—12 — распадок в 2 км юго-западнее горы Макушка; обр. 4, 13—16 — левобережье р. Акановаям; обр. 8 — правобережье р. Маркеловской.

Обр. 7—24 — габброиды. Обр. 17—22, 24 — уралитизированные габбро: обр. 17, 19, 21, 24 — из крупного блока в контакте с серпентинитовым меланжем, обр. 18, 20, 22 — из скрина среди дайкового комплекса (обр. 20, 22 — частично уралитизированные); обр. 23 — габбро из глыбы в серпентинитовом меланже. Обр. 17, 19, 21, 24 — гора Шапочка; обр. 18 — левобережье р. Акановаям; обр. 20, 22 — юго-западнее горы Макушка; обр. 23 — южнее устья р. Мелилинковая.

Обр. 9, 20, 22 — из коллекции Д.В. Коваленко; обр. 6 — из коллекции М.Н. Шапиро.

ково-щелочному или щелочному — можно использовать ряд классификационных диаграмм. На диаграммах Миясиро (см. рис. 4) все составы попадают в толеитовое поле, обнаруживая устойчивое накопление Fe и Ti в базальтовой области с последующим падением их содержания, свойственным толеитам. На диаграмме *AFM* (рис. 7) кривая дифференциации отражает рост железистости при отсутствии существенного роста щелочности, что также характерно для толеитов; смещение фигуративных точек в сторону известково-щелочного поля можно отчасти объяснить ростом содержания Na_2O , вызванным альбитизацией плагиоклазов при зеленокаменном изменении. По этой же причине нецелесообразно использовать диаграмму суммарная щелочность — кремнезем. На диаграмме K_2O — SiO_2 (рис. 8) точки составов пород делятся поровну между полями толеитов и известково-щелочных пород. Учитывая подвижность щелочей при вторичных изменениях, примем во внимание для целей классификации вариации малоподвижных компонентов, характер которых позволяет однозначно отнести данную серию к толеитовому ряду.

Породы характеризуются умеренно дифференцированными содержаниями SiO_2 (49,76—55,58%, здесь и далее — в пересчете на безводность), Al_2O_3 (15,26—18,10%), умеренными MnO (0,13—0,33%), CaO (6,03—11,12%), Rb (2,5—10 г/т), изменчивыми TiO_2 (0,49—1,56%), $t\text{Fe}_2\text{O}_3$ (10,71—13,49%), Na_2O (2,76—5,02%), K_2O (0,01—1,28%), P_2O_5 (0,05—0,22%), Ba (15—120 г/т), Sr (137—368 г/т), V (193—480 г/т), низкими Y (8—24 г/т), Zr (28—80 г/т), Co (25—60 г/т), изменчивыми низкими Cr (75—174 г/т), Ni (25—100 г/т). Изменение состава пород в ходе кристаллизационной дифференциации иллюстрируется вариационными диаграммами (рис. 9), на которых в качестве индекса дифференциации использовано содержание MgO, возрастающее при фракционировании фемических минералов. Наблюдается устойчивый рост содержания SiO_2 , некоторое снижение Al_2O_3 с последующим резким повышением; содержание TiO_2 , $t\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO, V испытывает рост в области основных составов и затем падает; непрерывно падают концентрации Cr, Ni, Co; явная тенденция к понижению содержания наблюдается у P_2O_5 , Y, Zr. Незаконмерно ведут себя Co, Na_2O , K_2O , Ba и Sr, не

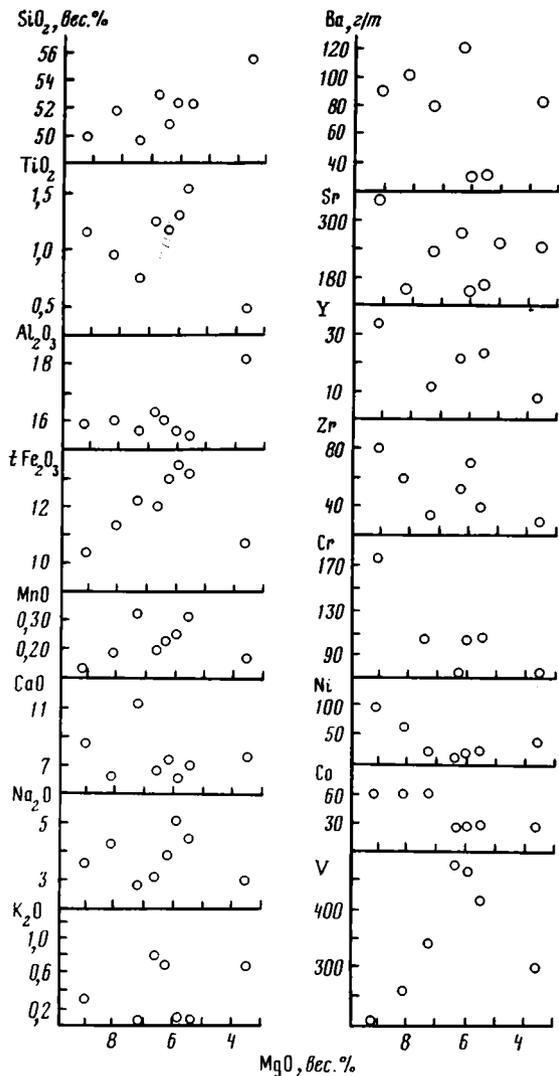


Рис. 9. Зависимость содержаний компонентов в породах комплекса параллельных даек о-ва Карагинский от содержания MgO

дающие каких-либо явных трендов, что, вероятно, вызвано их перераспределением при заленокаменном изменении.

Эти вариации обусловлены изменениями в составе кристаллизующихся фаз. Низкие содержания тугоплавких компонентов свидетельствуют о фракционировании на ранних этапах оливина, не оставившем следов в модальном составе пород. Устойчивый рост Fe и Mn в области основных составов в сочетании с некоторым снижением глиноземистости и умеренным ростом кремнезема объясняется совместной крист-

таллизацией плагиоклаза и клинопироксена, образующих офитовые структуры. Падение Ti, Fe, Mn и V, а также рост SiO₂ и Al₂O₃ на завершающей стадии кристаллизации вызваны отделением магнетита, формирующегося в остаточном расплаве; наконец, накопление в расплаве летучих и K ведет к появлению роговой обманки и биотита. Нетипично поведение несовместимых Zn и V, содержание которых снижается во всем интервале падения магнезиальности при росте отношения Zr/Y. Поскольку наблюдается прямая корреляция уровня Zr и Y с содержанием P₂O₅, можно предполагать, что уменьшение концентрации этих элементов вызвано фракционированием апатита, являющегося минералом-концентратом этих элементов.

Рассмотренные кристаллизационные взаимоотношения (широкое первичное фазовое поле оливина, появление водосодержащих фаз, достаточно раннее отделение магнетита) говорят о существенной роли воды в образовании данной серии. Участие воды в генерации родоначальной магмы должно было привести к высокой степени плавления субстрата, а также обусловить высокую активность кислорода в магме уже на ранней стадии дифференциации. Поведение ряда несовместимых элементов дает возможность оценить эти параметры.

Наименее фракционированный член серии (обр. 301/82, см. табл. 2) характеризуется магниевым числом $100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 64$ и относительно высоким содержанием Cr и Ni (174 и 100 г/т соответственно) и может рассматриваться как наиболее близкий к первичной выплавке. Положение этого состава на диаграмме Zr/Y—Zr (рис. 10) указывает на степень плавления истощенного субстрата не менее 15%, а верхняя граница возможной степени плавления оценивается по положению фигуративной точки на диаграмме V—Ti (рис. 11), дающей значение около 20%.

Оценка степени плавления пиролитового источника по отношениям CaO/TiO₂ и Al₂O₃/TiO₂ [Sun et al., 1979] согласуется с этими цифрами, давая значение между 15 и 20%. По диаграмме V—Ti оценивается также валовой коэффициент распределения V при образовании первичной выплавки, который должен быть не ниже 1, что соответствует весьма низкой активности кислорода, свойственной "сухим" условиям [Shervais, 1982]. Таким образом, первичная выплавка должна была возникнуть в безводных условиях при относительно низкой степени плавления субстрата; из этого следует, что существенно водный характер расплава, продуктом дифференциации которого является данная серия, имеет вторичную природу.

Особенности петрогенезиса и химизма магматических серий позволяют устанавливать геодинамическую обстановку их формирования. Маловодный характер родоначальной магмы и низкие степени плавления субстрата присущи сериям, возникающим в центрах спрединга [O'Hara, Yoder, 1967; Presnall et al., 1975]. На близость данной серии к этому типу пород (в широком смысле) указывает ряд дискриминационных диаграмм: Ti—Zr (рис. 12), Zr—Ti—Y (рис. 13), Ti/Cr—Ni (рис. 14), на которых ее составы попадают в поле базальтов срединно-океанических хребтов. От последних, однако, она отличается более низкими содержаниями тугоплавких компонентов (Cr, Ni) и более вы-

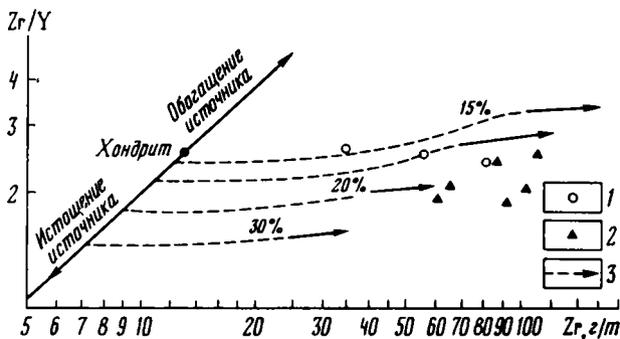


Рис. 10. Диаграмма $Zr/Y—Zr$ (Pearce, Norry, 1979) для базальтов о-ва Карагинский

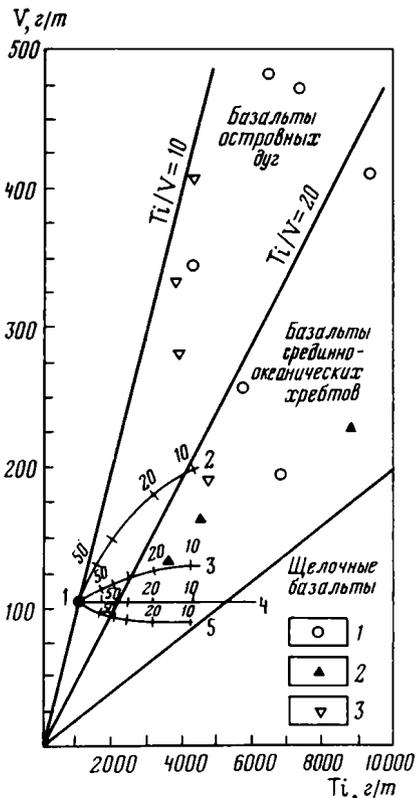
Условные обозначения к рис. 10, 12, 13

1, 2 — точки составов: 1 — диабазов комплекса параллельных даек, 2 — толентов базальтов комплекса осадочного меланжа и флишондного комплекса; 3 — тренды частичного плавления истощенного источника, в процентах обозначена степень его плавления

Рис. 11. Диаграмма $V—Ti$ (Shervais, 1982) для базитов о-ва Карагинский

1 — состав магматического источника; 2—5 — кривые частичного плавления источника при величинах валового коэффициента распределения V между расплавом и тугоплавким остатком, равных 0,45; 0,75; 1,0 и 1,15 соответственно; цифры на кривых обозначают степень плавления, %

1—3 — точки составов: 1 — диабазов комплекса параллельных даек, 2 — толентов базальтов флишондного комплекса и комплекса осадочного меланжа, 3 — диабазов кремнисто-вулканогенного комплекса



сокими — крупноионных литофилов (K, Rb, Ba, Sr), а также большей дифференцированностью, что сближает ее с породами примитивных островных дуг (табл. 3).

Проявленное в дайках зеленокаменное изменение сопоставимо с гидротермальным океаническим метаморфизмом центров спрединга, вызываемым циркуляцией морских вод. Подобный метаморфизм

Таблица 3

Состав вулканитов различных океанических бассейнов,
примитивных островных дуг и о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,55	50,93	49,84	48,10	50,82	49,09
TiO ₂	1,15	1,70	1,54	0,94	1,06	1,55
Al ₂ O ₃	15,80	13,65	16,05	21,61	15,87	15,48
tFe ₂ O ₃	12,24	11,72	9,90	7,63	9,55	9,43
MnO	0,23	0,20	0,16	0,12	0,16	0,18
MgO	7,04	6,86	7,74	6,55	7,59	6,72
CaO	7,50	11,39	11,95	12,04	13,16	10,66
Na ₂ O	3,86	3,26	2,67	2,94	2,12	2,73
K ₂ O	0,49	0,19	0,03	0,03	0,25	0,49
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,13	0,07	0,11	0,18
Сумма	100,01	100,00	100,01	100,03	100,69	96,51
tFeO/MgO	1,56	1,54	1,14	1,05	1,13	1,26
Rb	3,4	2,9	6,5	5,7	4,3	5,4
Ba	70	43	45	105	76	—
Sr	218	155	213	359	145	455
Y	22	39	40	28	24	—
Zr	60	190	91	56	68	—
Cr	114	190	259	209	201	260
Ni	47	44	123	166	78	128

Примечание. Обр. 1 — дайка диабазы, офиолиты, о-в Карагинский; обр. 2 — базальт, о-в Ниуа-Фооу, Тонга [Ewart et al., 1973]; обр. 3, 4 — толеиты комплекса осадочного меланжа: обр. 3 — нормальный, среднее из 5 анализов, обр. 4 — высокоглиноземистый, среднее из 3 анализов; обр. 5 — базальт, Северная Атлантика [Wood et al., 1979]; обр. 6, 7 — средний состав базальтов: обр. 6 — абиссальных равнин [Hart, 1976], обр. 7 — COX [Hart, 1976]; обр. 8, 9 — толеиты, Тирренское море

свойствен параллельным дайкам многих офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. К последним они близки как по минеральному составу и характеру дифференцированности, так и по химизму. Обнаруживается сходство изучаемых пород с такими офиолитовыми дайковыми комплексами (Восточный Саян, Западная Монголия), для которых реконструируется окраинно-морская обстановка формирования [Добрецов и др., 1985; Зоненшайн и др., 1985].

Габброиды, образующие относительно крупные пластины, развиты среди пород офиолитового комплекса. Одна из таких пластин, расположенная в 2 км юго-западнее мыса Урилл на восточном побережье острова, изучена нами более детально. Юго-восточный край этой пластины обнажается в береговых обрывах вдоль уреза воды и имеет ширину выхода около 400 м. Здесь достаточно отчетливо видно, что габбровая пластина имеет наклон около 45° и зажата среди серпентинитового меланжа.

Габброиды обладают ритмично-полосчатым строением, обусловленным чередованием лейкократовых и меланократовых разностей мощ-

	7	8	9	10	11	12	13
	49,92	50,80	47,41	48,69	48,77	63,00	57,57
	1,46	1,67	1,04	1,44	0,77	0,96	0,80
	16,08	16,93	19,24	15,98	16,58	16,26	14,14
	9,26	10,16	8,58	10,15	9,67	7,31	13,20
	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,09	0,16
	7,75	6,72	8,53	8,41	8,90	2,47	3,24
	11,21	8,70	11,71	12,11	12,15	3,29	6,05
	2,79	4,27	2,90	2,28	2,14	5,64	3,56
	0,17	0,34	0,29	0,23	0,17	0,76	0,45
	0,15	0,24	0,14	0,11	0,06	0,22	0,08
	98,96	100,00	100,00	99,56	99,37	100,00	99,25
	1,08	1,36	0,91	1,09	0,98	2,66	3,66
	1,9	0,5	0,9	2,2	1	—	2,5
	—	58	59	48	—	260	86
	121	198	224	129	112	140	130
	—	37	24	—	—	—	24
	—	144	74	—	—	760	100
	291	155	225	410	399	—	22
	123	—	—	199	167	46	8

[Dietrich et al., 1978]: обр. 8 — нормальный (среднее из 9 анализов), обр. 9 — высокоглиноземистый (среднее из 11 анализов); обр. 10, 11 — толенты, впадина Лау [Hawkins, 1976]: обр. 10 — нормальный (среднее из 16 анализов), обр. 11 — высокоглиноземистый (среднее из 10 анализов); обр. 12 — диорит, Срединно-Атлантический хребет [Aumento, 1969]; обр. 13 — андезит, о-ва Лэйт, Тонга [Ewart et al., 1973].

ностью 1—5 см, ориентированных субпараллельно и выдержанных по простиранию. Падение полосчатости северо-восточное под углом 45—70°. Породы характеризуются габбровой структурой и состоят из частично гранулированного плагиоклаза (лабрадор An_{65-55} по максимальному углу np' с линией двойникового шва), моноклинного пироксена и небольшого количества рудного минерала. Зоны, обогащенные клинопироксеном, отвечают меланократовым полосам. В породах встречаются микропрожилки кварца и хлорита. Габбро пересекаются многочисленными тектоническими зонами, совпадающими по ориентировке с расслоенностью. В этих зонах породы приобретают тончайшую полосчатость, в некоторых местах сохраняются округлые реликты габбро размером до 30 см, обтекаемые тонкозернистым материалом с выраженной полосчатостью. В шлифах структура тектонитов порфиороклатовая, образованная мелкими (до 0,3 мм) округлыми зернами плагиоклаза и клинопироксена в тонкомилонитовой основной массе, сцементированной серицитом и хлоритом. Глыбы полосчатых тектонитов размером в несколько метров наблюдаются также

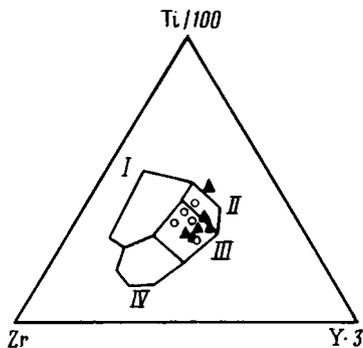
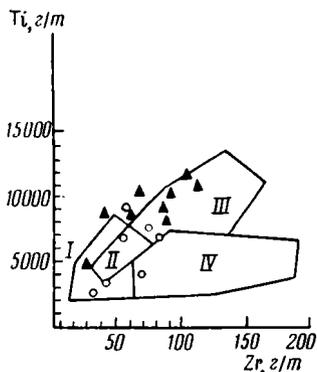


Рис. 12. Диаграмма Ti—Zr [Pearce, Cann, 1973] для базитов о-ва Карагинский
I—IV — поля составов: I и II — низкокальциевых толеитов, II и III — базальтов дна океана, II и IV — известково-щелочных базальтов
Условные обозначения см. на рис. 10

Рис. 13. Диаграмма Zr—Ti—Y [Pearce, Cann, 1973] для базитов о-ва Карагинский
I—IV — поля составов: I — внутриплитных базальтов, II и III — островодужных толеитов, III — базальтов срединно-океанических хребтов, III и IV — известково-щелочных базальтов
Условные обозначения см. на рис. 10

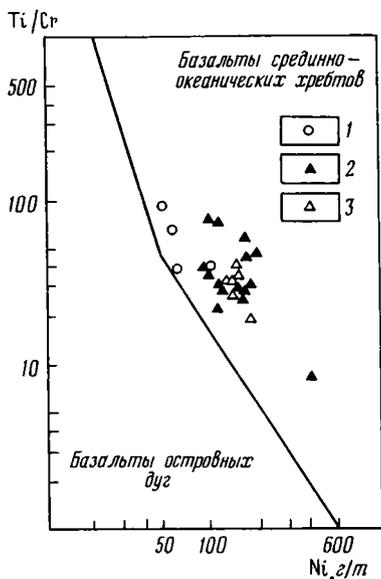


Рис. 14. Диаграмма Ti/Cr—Ni [Vesca luva et al., 1979] для базитов о-ва Карагинский

1—3 — точки составов: 1 — пород комплекса параллельных даск, 2 — толеитов нормальной глиноземистости комплекса осадочного меланжа и флишоидного комплекса, 3 — высокоглиноземистых толеитов флишоидного комплекса

в поле развития серпентинитового меланжа. Габброиды, слагающие более мелкие глыбы, имеют строение, сходное с описанным.

Как в крупной пластине района мыса Урилл, так и в многочисленных глыбах габброидов в серпентинитовом меланже проявлены процессы метаморфизма различной интенсивности. Относительно све-

жие породы встречаются редко; чаще они подвержены деанортитизации и эпидотизации, клинопироксен замещен уралитом. Ряд образцов с апогаббровой структурой нацело сложен буровато-зеленым амфиболом и плагиоклазом, а одна глыба (5×10 м) сложена полосчатым амфиболитом с мельчайшими зернами граната.

По химическому составу (см. табл. 2) все породы отвечают габброидам; характер их дифференцированности, иллюстрируемый диаграммами Миясиро (см. рис. 4), свидетельствует о принадлежности к толентовой серии. Часть составов соответствует эвтектоидным габбро, а прочие сопоставимы с мафитовыми или лейкократовыми кумулятами, что делает возможной их аналогию с фрагментами некогда единого расслоенного комплекса. Последнее не может быть доказано с помощью геологических данных, поскольку все образцы принадлежат к изолированным включениям в серпентинитовом меланже; однако близкие содержания большинства редких элементов, закономерно изменяющиеся в зависимости от степени мафичности пород, указывают на вероятную общность их магматического источника. Специфика химизма габброидов и амфиболитов позволяет также предполагать их генетическую близость к породам комплекса параллельных даек, детально описанного выше. Большинство составов габброидов и амфиболитов по известной классификации офиолитов, основанной на химизме габброидных комплексов [Serri, Saitta, 1980], относится к низкотитанистой группе, характерной для стадии раскрытия интраокеанических задуговых бассейнов.

Неравномерный метаморфизм большинства пород в фации зеленых сланцев типичен для расслоенных комплексов офиолитов [Колман, 1979]. Появление минеральной ассоциации гранатового амфиболита, свидетельствующее о росте температуры по сравнению с условиями метаморфизма дайкового комплекса, также можно истолковать в пользу первоначально более глубинного расположения габброидов по отношению к дайковому комплексу в едином разрезе коры океанического типа.

Возрастная принадлежность офиолитового комплекса. Относительно времени формирования офиолитового комплекса пока имеются лишь очень скудные данные, сводящиеся к результатам анализа двух образцов — габбро-диабазы и диабазы из коллекции С.А. Мельниковой. Анализ проведен ПГО "Дальгеология" и показал возраст 84—81 млн лет.

Что касается времени становления офиолитового комплекса в земной коре, то по этому поводу можно высказать следующие соображения, основываясь на полученных нами данных определения абсолютного возраста (К-Аг метод) зеленых сланцев и гранатовых амфиболитов из меланжа. Возраст последних определен в 60 ± 5 млн лет и, вероятно, отвечает процессам динамотермального метаморфизма, связанным с отрывом офиолитовых пластин перед выводом их в верхние слои литосферы. Динамометаморфизованные зеленые сланцы дают цифру 30 ± 5 млн лет, что, видимо, соответствует процессам непосредственного перемещения и дезинтеграции офиолитов при формировании современной структуры.

Возможная интерпретация обстановки формирования офиолитового комплекса. Уже в течение достаточно длительного периода после выхода в свет работ А.В. Пейве, Г. Хесса [Пейве, 1969; Hess, 1965] и других авторов офиолитовые комплексы, развитые в складчатых областях континентов, обычно рассматриваются как аналоги фрагментов коры океанического типа. В обсуждаемом случае мы располагаем пока лишь частью данных по петрогеохимической характеристике входящих в офиолитовый комплекс пород, на основании которых могут быть сделаны лишь первые предположения. Следует напомнить, что, например, гипербазит-габбровые члены офиолитовой ассоциации очень четко отличаются от гипербазит-габбровых комплексов, развитых в пределах внешнего обрамления Командорской впадины, т.е. на северо-западе и севере Олюторской зоны Корякского нагорья, где известны такие массивы, как Гальмознанский, Сейнавский, Эпильчикский, Итчайваямский [Велинский, 1979; Луцкина, 1976; Алексеев, 1979; Богданов и др., 1982]. В этих и других массивах развита совершенно определенная дунит-клинопироксенит-габбровая формация, не связанная с какими-либо породами, свойственными офиолитовому разрезу.

В пределах о-ва Карагинский развит совершенно иной, типичный именно для классических офиолитовых разрезов ряд пород, представленных в основном гарцбургитами и в существенно меньшей степени дунитами и пироксенитами. Очень широким развитием, так же как и в классических разрезах, на о-ве Карагинский пользуется серпентинитовый меланж. К сожалению, в связи с очень редкой встречаемостью в составе меланжа обломков базальтов и их обычно сильной измененностью пока нет достоверных данных по анализам этого члена офиолитовой ассоциации, и предварительные выводы базируются лишь на петрогеохимии комплекса параллельных даек и глыб полосчатых габброидов. Как уже было показано выше, по петролого-геохимическим характеристикам они наиболее близки к породам, встречаемым в настоящее время в окраинных морях. Как будет показано далее, такая интерпретация обстановки формирования офиолитового комплекса наиболее отвечает и другим геологическим данным.

Кремнисто-вулканогенный комплекс

Породы кремнисто-вулканогенного комплекса распространены как на о-ве Карагинский, так и на п-ове Говена (см. рис. 2, 3).

Описание комплекса на о-ве Карагинский. Породы комплекса приурочены главным образом к западной части острова и соответствуют мамикинваямской свите Б.К. Долматова и др. [1969] и кремнисто-вулканогенной толще С.А. Мельниковой [1976]. Основание его разреза, так же как и подстилающие толщи, неизвестно. Комплекс включает базальтовые лавы, различные вулканические брекчи базальтового состава, туфобрекчи с разнообразным размером обломков, туфы и туфогравелиты и отдельные пачки и линзы кремнистых пород. Лавы представлены афировыми мидалекаменными или средне- и крупнопорфировыми разностями с попеременно преобладающими или равносодержащимися вкрапленниками плагиоклаза и пироксена; весьма

характерны подушечные текстуры с межподушечными пространствами, выполненными гиадокластитами или кремнистыми породами.

Мощность отдельных лавовых покровов обычно составляет несколько десятков метров, редко достигая первых сотен метров. Горизонты и линзы вулканических брекчий характеризуются большими мощностями, обладают слоистым строением, но часто довольно быстро выклиниваются по простиранию. В их составе присутствуют только базальты, аналогичные встречающимся в эффузивных покровах. Подобным же составом характеризуются и туфогравелиты и туфы. Кремнистые породы образуют отдельные маломощные прослои, линзы и изредка более мощные (до 20—25 м) пачки, представленные слоистыми светло-серыми и серыми кремнями; изредка встречаются темно-серые и почти черные кремни, а также вишнево-красные и сургучные с призматическими слоями раковин иноцерамов. В общем разрезе лавы составляют 20—25%, вулканические брекчии и туфы — 60—70%, а кремнистые породы — 5—10%.

На севере о-ва Карагинский кремнисто-вулканогенная толща закартирована и описана при геолого-съемочных работах в 1971—1972 и 1974 гг. С.А. Мельниковой и др. Представляет интерес изученный ими разрез к северо-востоку от горы Таяналь, в средней части которого собрана определенная фауна иноцерамов. В несколько обобщенном виде снизу вверх здесь представлена следующая последовательность пород:

	Мощность, м
1. Базальты массивные, афировые	70
2. Кремнистые породы сургучного цвета	3
3. Туфы базальтов гравийные	2
4. Кремнистые породы тонкослоистые, серые до черных	8
5. Чередование гравийных и лапиллиевых туфов основного состава	14
6. Туфы основного состава, в основании (10 м) гравийные, выше псаммитовые	16,5
7. Переслаивание псаммитовых туфов основного состава с кремнистыми породами, содержащими тонкие (до 1 см) призматические слои	13
8. Кремнистые породы тонкослоистые, с призматическими слоями и отдельными сохранившимися экземплярами иноцерамов	4
9. Базальты пироксен-порфиновые	5
10. Кремнистые породы слоистые	8
11. Переслаивание псаммитовых туфов и кремнистых пород	21
12. Базальты пироксен-порфиновые	15
13. Туфы базальтов гравийные до лапиллиевых и агломератовых, с базальтовым покровом в верхней части нижней трети пачки	115
14. Кремни и кремнистые алевролиты	1
15. Базальты пироксен-порфиновые	6
16. Туфы основного состава, псаммитовые, с прослоями и линзами кремнистых пород в верхах пачки	54
17. Базальты пироксен-порфиновые	5
18. Переслаивание псаммитовых туфов и кремнистых пород с призматическими слоями	17
19. Туфы основного состава, псаммитовые до гравийных, с лапиллиевым горизонтом (7 м) в основании	92
20. Туфы агломератовые	4
21. Базальты пироксен-порфиновые	11
Суммарная мощность	484,5

В центральной части острова, в верховьях р. Гнунваям, наблюдается следующий достаточно мощный разрез кремнисто-вулканогенного комплекса (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты пироксен-плагиопорфировые, спилитизированные, с подушечной отдельностью, "подушки" отчетливо более выпуклые в кровле . . .	65
2. Кремнистые породы, содержащие пепловый материал, слоистые, зеленого цвета	2
3. Кремнистые породы тонкослоистые, черные	3
4. Базальты спилитизированные	30
5. Туфы пироксен-порфировых базальтов псаммитовые до гравийных, цемент кремнистый	10
6. Кремнистые породы слоистые, сургучного цвета, с прослоями зеленых пепловых туфов	10
7. Базальты спилитизированные, с подушечной отдельностью	300
8. Туфы базальтов псаммитовые до гравийных, с тонкими прослоями кремнистых пород	25
9. Туфы кремнистые, алсврит-псаммитовые, сургучного цвета	20
10. Туфы базальтов псаммитовые в нижней и верхней частях пачки, в средней — гравийные	140
11. Туфы базальтов псаммитовые	100
Суммарная мощность	705

Поля распространения образований кремнисто-вулканогенного комплекса на о-ве Карагинский невелики по площади (до 4—6 км²) и представляют собой отдельные блоки и чешуи, располагающиеся структурно выше или ниже пород офиолитового комплекса. В ряде подобных чешуй, достигающих мощности 300—400 м, преобладающую роль в разрезах играют вулканогенные породы. Два разреза отмечены нами на обращенных к морю западных склонах хребта между реками Маркеловская и Кэтонитонваям. В одном из них наблюдаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты миндалекаменные, с редкими вкрапленниками пироксена и плагиоклаза, отдельность подушечная (20—50 см)	80
2. Лавобрекчии миндалекаменных базальтов, размер обломков до 10 см	3
3. Базальты миндалекаменные, с подушечной отдельностью	50
4. Гиалокластитовая брекчия базальтов	10
5. Базальты интенсивно миндалекаменные, пироксенофиновые, с подушечной отдельностью и отчетливым потоковым строением	90
Перерыв в обнаженности	40
6. Туфы базальтов кристаллолитокластические, псаммитовые до гравийных	20
7. Базальты пироксен-плагиофиновые, миндалекаменные, зеленовато-серые, с красноватой коркой закалки, мелкоподушечные	10
Суммарная мощность	303

Далее до вершины высоты 586,1 (около 100 м) — осыпи базальтов.

Преимущественное распространение базальтовых лавобрекчий отмечалось несколько южнее на этом же западном склоне (снизу вверх):

1. Базальты пироксен-плагиофиновые, миндалекаменные, с подушечной отдельностью ("подушки" до 1 м)	10
2. Лавобрекчии миндалекаменных пироксен-плагиофиновых базальтов	50

Перерыв в обнаженности 50

	Мощность, м
3. Туфы базальтов кристаллолитокластические, псаммитовые, неясно-слоистые	20
4. Лавобрекчии базальтов, аналогичные породам слоя 2	100
5. Базальты миндалекаменные, пироксен-плаггиофировые, местами с подущечной отдельностью	50
6. Лавобрекчии базальтов, размер обломков до 20 см, цемент лавовый	30
7. Базальты, аналогичные породам слоя 5	60
Суммарная мощность	370

Петролого-геохимические особенности вулканических пород о-ва Карагинский. Существенный интерес представляют петролого-геохимические данные по эффузивным породам выделенного комплекса, поскольку их рассмотрение позволяет, учитывая геологические материалы, более обоснованно судить о геодинамической обстановке его формирования.

В разрезах кремнисто-вулканогенной толщи о-ва Карагинский эффузивы составляют от 10 до 90% по мощности. Породы представлены главным образом пироксен-плаггиофировыми базальтами. В небольшом объеме присутствуют андезитобазальты. Пористые и миндалекаменные разности встречаются в подчиненном количестве; выполнены миндалины карбонатные и цеолитовые.

Количество порфировых выделений колеблется от 5—10 до 40—50% от объема породы; они представлены плаггиоклазом, моноклинным пироксеном, реже оливином, в единичных случаях буровато-зеленым амфиболом. Размеры вкрапленников от 0,5 до 5—7 мм, плаггиоклаз образует удлиненные гломеропорфировые сростания с клинопироксеном. Часты пойкилитовые включения оливина в клинопироксенах, амфибола в плаггиоклазах и плаггиоклаза в амфиболах. Структура основной массы интерсертальная, спилитовая, микродolerитовая. Вторичные изменения выражаются в альбитизации и сосюртитизации плаггиоклаза, хлоритизации вулканического стекла, замещении оливина боулингит-магматитовым агрегатом.

В табл. 4 приведены анализы двух генераций вкрапленников из пироксен-плаггиоклазового базальта. Плаггиоклаз представлен лабрадором № 67—65. Состав клинопироксенов изменяется от диопсида до авгита. Различия в составе клинопироксеновых вкрапленников показывают, что разные их генерации не достигли равновесия с основным расплавом. Высокие содержания Mg и Sr в клинопироксене I подтверждают его более раннее выделение по отношению к клинопироксену II. Хорошо выражено уменьшение Mg и Ca при росте абсолютных содержаний Fe; низкие содержания Na и Al указывают на малоглубинный характер дифференциации [Holloway, Burnham, 1972].

Полевые наблюдения, свидетельствующие о преобладании базальтов в составе данной толщи, подтверждаются имеющимися оригинальными анализами (табл. 5) с содержаниями SiO_2 48,04—51,76% (здесь и далее все содержания в пересчете на безводность). Характерны несколько повышенные содержания Al_2O_3 (15,27—19,39%), умеренные $t\text{Fe}_2\text{O}_3$ (9,25—10,96%), MgO (6,34—8,71%), Mn (0,12—0,20%), Ni (60—155 г/т), низкие значения TiO_2 (0,62—1,11%), Zr (28—88 г/т), Y (2,5—16 г/т). Из-

Таблица 4
Состав минералов базальта (обр. 323/82) кремнисто-вулканогенного
комплекса (о-в Карагинский)

Компонент	Плагиоклазы		Клинопироксены			
	Фенокристы	Основная масса	Генерация I		Генерация II	
			центр	край	центр	край
SiO ₂	54,405	54,068	54,238	53,935	52,334	52,637
TiO ₂	0,082	0,035	0,200	0,179	0,445	0,428
Al ₂ O ₃	28,006	28,589	2,372	2,112	2,947	2,970
FeO	1,106	1,013	4,370	4,018	8,947	8,457
MnO	0,000	0,000	0,078	0,092	0,261	0,253
MgO	0,186	0,211	16,609	17,064	15,301	16,105
CaO	12,570	12,573	22,014	22,267	19,420	18,365
Na ₂ O	3,707	4,011	0,120	0,137	0,289	0,306
K ₂ O	0,130	0,139	0,000	0,000	0,012	0,008
Сумма	100,195	100,643	100,170	100,106	99,993	100,081

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе "Cameca" в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР (аналитик Л.И. Кравченко-Бережная).

менчивые, в целом высокие содержания Ва (420—1120 г/т), Rb (до 23 г/т), Sr (90—726 г/т) и P₂O₅ (0,13—0,46%) коррелируют с содержанием K₂O (0,46—2,59%). Весьма изменчивы содержания V (100—410 г/т).

На диаграмме K₂O—SiO₂ (см. рис. 8) большинство составов попадает в поле высококалийевых известково-щелочных пород. На диаграммах Миясиро (рис. 15) породы попадают как в толелитовое, так и в известково-щелочное поле, обнаруживая при этом явную известково-щелочную тенденцию. Известково-щелочной тренд наблюдается также на диаграмме AFM (см. рис. 7). Все перечисленные особенности свидетельствуют о высококалийевом известково-щелочном характере серии.

Вариации состава показаны на диаграммах (рис. 16), где в качестве индекса дифференциации использовано отношение $t\text{FeO}/\text{MgO}$, возрастающее при фракционировании фемических минералов. Наблюдается рост SiO₂, CaO, K₂O, P₂O₅, Ва, Sr, V, падение $t\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO, TiO₂, умеренный рост Al₂O₃. Низкие содержания MgO говорят о фракционировании оливина, имевшем место на ранних этапах дифференциации, что подтверждается его незначительным распространением в породах серии. Установлен следующий порядок выделения главных кристаллических фаз: оливин, оливин + клинопироксен, клинопироксен + плагиоклаз + магнетит. Последний не образует крупных выделений и приурочен преимущественно к основной массе, поэтому тренд снижения железистости в данном случае едва ли может объясняться магнетитовым фракционированием. На отсутствие последнего указывают также в целом высокие содержания V [Shervais, 1982].

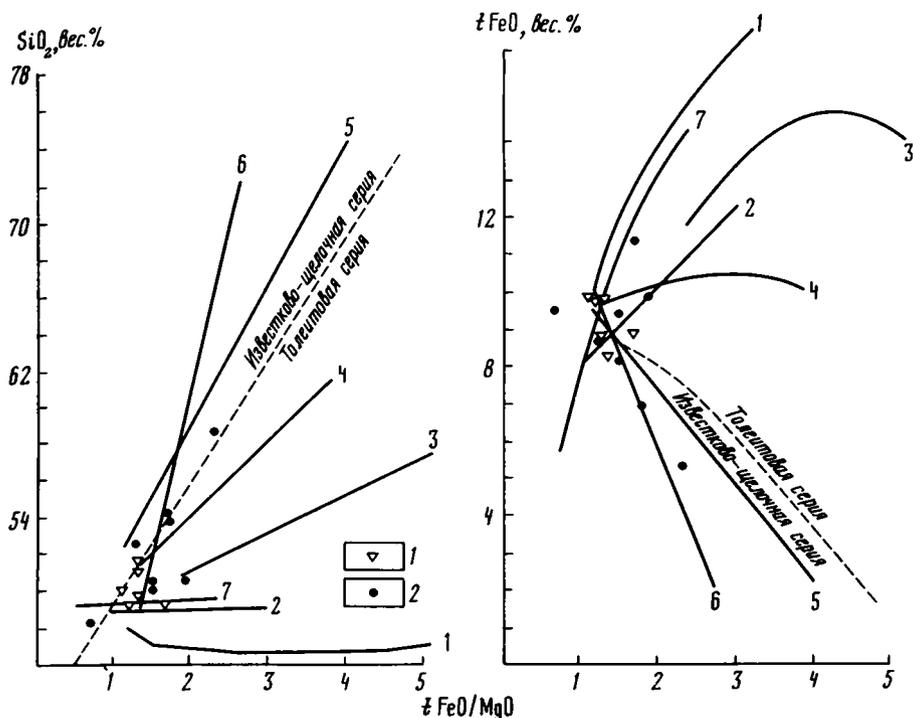


Рис. 15. Дискриминационные диаграммы [Miyashiro, 1974] для пород кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов в пределах о-ва Карагинский

1, 2 — точки составов: 1 — базальтов кремнисто-вулканогенного комплекса, 2 — эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса

Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Присутствующие силикатные железистые фазы — оливин и клинопироксен — своим отделением также не обеспечивают эффективного снижения железистости [Рингвуд, 1981]. Известково-щелочной тренд в лавах вулканических дуг, вероятно, в значительной степени обусловлен ранним фракционированием амфибола [Sawthorn, O'Hara, 1976]. Для данной серии это подтверждается присутствием в отдельных образцах до 15% фенокристаллов роговой обманки в сочетании с плаггиоклазом и ее редких включений в клинопироксенах. Роговая обманка несет признаки интрателлурического происхождения: ее хорошо оформленные кристаллы интенсивно опацифицированы в краевых зонах, что говорит о реакционных взаимоотношениях с расплавом в изменившихся *P-T*-условиях.

Отсутствие других феррических фаз в амфиболовых базальтах может быть объяснено значительным расширением первичного фазового объема амфибола за их счет, что имеет место при высоких давлениях водного флюида [Йодер, Гилли, 1965]. Последующий быстрый подъем магмы, о котором может свидетельствовать интенсивная передробленность роговой обманки, мог воспрепятствовать выделению этих фаз.

Таблица 5
Состав эффузивов кремнисто-вулканогенного комплекса о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	39А/82	215/85	208/85	214/85	37/82	44/82	323/82
SiO ₂	48,66	53,71	49,67	46,39	47,50	46,48	48,37
TiO ₂	0,82	0,80	0,63	0,58	0,79	0,60	0,64
Al ₂ O ₃	14,76	16,41	15,16	12,67	15,59	14,89	15,68
tFe ₂ O ₃	10,60	7,70	10,21	9,61	10,40	8,95	10,43
MnO	0,18	0,20	0,16	0,29	0,19	0,16	0,18
MgO	8,42	6,02	7,63	7,14	7,64	6,18	7,21
CaO	8,30	5,87	9,29	12,75	8,41	15,54	9,69
Na ₂ O	4,37	4,85	2,64	3,38	3,90	1,88	3,12
K ₂ O	0,44	0,51	1,57	0,10	1,32	1,93	1,78
P ₂ O ₅	0,13	0,24	0,14	0,17	0,32	0,15	0,18
П.п.п.	2,63	3,18	2,41	6,50	3,45	8,95	2,22
Сумма	99,31	99,49	99,51	99,58	99,51	105,71	99,50
Ba	—	170	770	72	—	—	650
Rb	5	10	11	10	—	—	—
Sr	109	509	516	304	99	650	726
Y	5	12	9,5	8,9	—	—	—
Zr	5	90	53	59	28	78	64
Cr	271	—	—	—	—	—	—
Ni	155	<50	<50	84	90	<50	60
Co	—	—	—	—	<50	<50	<50
V	—	—	—	—	190	280	330
tFeO/MgO	1,13	1,15	1,20	1,21	1,23	1,30	1,30

Примечание. Обр. 1, 5—7, 9, 14 — из подушечных потоков среди кремнистых отложений; обр. 2—4 8, 10—13, 15 — из потоков подушечного, массивного и брекчиевого строения. Обр. 1 — базальт плагнофиновый, с редкими вкрапленниками роговой обманки; обр. 2, 10 — андезитобазальты клинопироксен-плагнофиновые, интенсивно порфиновые, интенсивно миндалекаменные; обр. 3, 5, 8, 9, 12, 14 —

Компонент	8	9	10	11	12	13	14	15
	213/85	41/82	202/85	205/85	212/85	210/85	39/82	211/85
SiO ₂	48,91	50,63	53,89	53,29	45,67	53,00	47,98	53,59
TiO ₂	0,66	0,75	0,62	0,67	0,63	0,77	1,05	0,61
Al ₂ O ₃	15,98	15,07	13,80	15,09	13,19	14,88	18,40	12,92
tFe ₂ O ₃	9,68	9,09	9,17	9,39	8,59	10,42	9,55	9,05
MnO	0,18	0,12	0,18	0,15	0,23	0,19	0,17	0,26
MgO	6,61	6,20	5,94	5,95	5,06	5,84	5,23	4,49
CaO	7,42	9,11	8,47	8,66	12,10	7,88	7,73	9,18
Na ₂ O	3,82	3,87	2,73	2,68	4,37	4,50	4,22	3,15
K ₂ O	1,16	2,53	1,52	1,16	0,38	0,15	2,02	0,56
P ₂ O ₅	0,15	0,45	0,15	0,12	0,22	0,27	0,37	0,21
П.п.п.	4,92	1,69	3,02	2,33	9,07	1,61	2,79	5,47
Сумма	99,49	99,51	99,49	99,49	99,51	99,51	99,51	99,49
Ba	420	—	700	500	220	54	—	300
Rb	10	—	10	11	10	10	—	10
Sr	530	334	594	534	416	549	121	477
Y	9,9	—	14	13	19	13	—	13
Zr	58	59	66	64	56	88	78	56
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	<50	<50	<50	<50	<50	64	<50	<50
Co	—	<50	—	—	—	—	<50	—
V	—	410	—	—	—	—	100	—
tFeO/MgO	1,32	1,32	1,39	1,42	1,53	1,61	1,64	1,81

базальты клинопироксен-плаггиофировые, интенсивно порфиоровые, миндалекаменные; обр. 4 — базальт клинопироксен-плаггиофировый, интенсивно миндалекаменный; обр. 6, 7 — базальты клинопироксен-плаггиофировые с редкими фенокристаллами оливина; обр. 11, 13, 15 — андезитобазальты плаггиоклаз-клинопироксен-порфиоровые, возможно, с единичными вкраплениями ортопироксена, интенсивно миндалекаменные.

Обр. 1, 5, 6, 9, 14 — из коллекции В.Д. Чеховича.

Обр. 1, 5—7, 9, 14 — бассейн нижнего правого притока р. Маркеловской; обр. 2—4, 8, 10—13, 15 — левые притоки р. Вороньей.

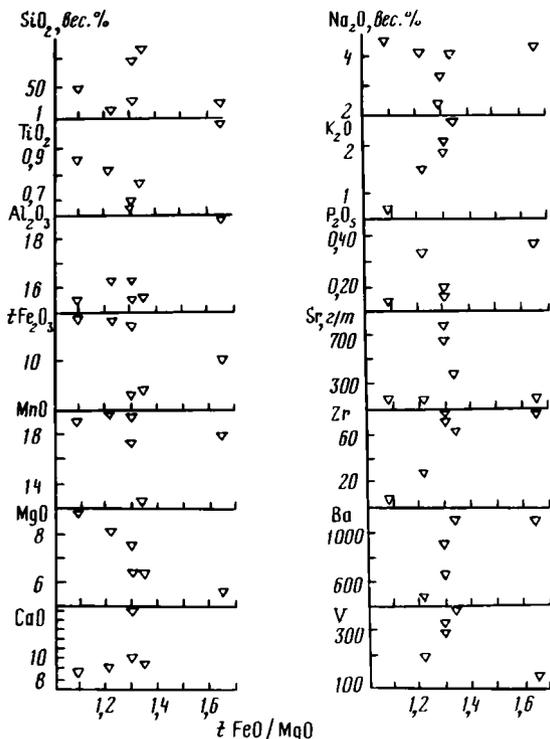


Рис. 16. Зависимость содержаний компонентов в базальтах кремнисто-вулканогенного комплекса в пределах о-ва Карагинский от величины соотношения $t\text{FeO}/\text{MgO}$

Малоглубинный характер парагенезисов вкрапленников, присутствующих в других образцах, подтверждается химическим составом клинопироксенов. Обломки роговообманковых базальтов изредка встречаются также в составе базальтовых лавобрекчий, представляя собой, по-видимому, ксенолиты пород, кристаллизовавшихся на ранних стадиях дифференциации.

Заслуживают внимания широкие вариации содержания V и отношения Ti/V , изменяющегося от 1100 до 6500. На диаграмме V—Ti (см. рис. 11) составы пород попадают в основном в островодужное поле и частично в поле базальтов срединно-океанических хребтов и внутриокеанических поднятий. Такой широкий разброс — свидетельство изменчивости активности кислорода, индикатором которой служит содержание V.

Перечисленные особенности химизма и минерального состава свидетельствуют о процессах дифференциации, протекавших на различных уровнях глубинности при высокой роли воды и непостоянстве кислородного режима. Породы данной серии характеризуются пониженными содержаниями тугоплавких компонентов и высокозарядных некогерентных элементов и повышенными крупноионных литофильных эле-

ментов. Все эти черты позволяют сопоставлять их с образованиями островных дуг [Perfit et al., 1980; Шараськин, 1984].

Появление базитовых серий с аномально высокой щелочностью связывается с влиянием глубоких горизонтов верхней мантии и может иметь место на любых этапах островодужной эволюции [Богатиков и др., 1985]. В пользу принадлежности данных пород к относительно ранней стадии развития островной дуги могут быть истолкованы результаты сопоставления с породами близкого по возрасту мачевнинского комплекса Олюторского хребта, согласно надстраивающего разрез позднемеловой коры океанического типа [Сухов, 1983] и интерпретируемого как основание молодой островной дуги.

Данная серия обнаруживает многие черты сходства с мачевнинскими породами в петрографическом, минералогическом и геохимическом отношении. Ее отличия (несколько более высокие содержания SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Zr, Ba и пониженные Fe_2O_3 , MgO, Ni, Sr) отражают дальнейшее развитие свойственных этим породам тенденций дифференциации. Однако, учитывая аномальный характер раннего появления щелочных серий, следует отдать предпочтение традиционной схеме эволюции островодужного магматизма [Miyashiro, 1974], в рамках которой эти серии связываются с достаточно зрелым этапом такой эволюции.

Возрастная принадлежность кремнисто-вулканогенного комплекса о-ва Карагинский. Возраст кремнисто-вулканогенной толщи о-ва Карагинский ранее определялся как позднемеловой (сенонский) на основании находок раковин иноцерамов [Долматов и др., 1969], а позднее в этих же толщах С.А. Мельникова с сотрудниками встретили экземпляры, определенные как *Inoceramus ex gr. schmidti Mich.*

При наших исследованиях в северной части острова в бассейне р. Маркеловская были собраны и обработаны кремнистые породы, из которых удалось извлечь остатки радиолярий *Amphipyndax stocki*, *A. enesseffi* (?), *Amphipyndax sp.*, *Stichomitra livermorensis*, *Stichomitra sp.*, *Dictyomitra cf. multicosata*, *D. cf. sriata*, *Dictyomitra sp.*, *Archaeodictyomitra sp.*, которые известны из кампан-маастрихтской формации Морено в Калифорнии [Foreman, 1968], а также из отложений аналогичного возраста в Атлантическом океане [Petrushevskaya, Kozlova, 1972]. Это дает основание определять возраст опробованной части разреза как кампан-маастрихтский [Аверина, 1987].

Необходимо упомянуть, что в верховьях р. Мамикинвям, где обнажена достаточно крупная пластина кремнисто-вулканогенных пород, Н.Ю. Брагин по сборам В.П. Зинкевича и О.В. Ляшенко определил альб-туронский комплекс радиолярий [Брагин и др., 1986]. Пока трудно судить, в каких соотношениях находятся эти разновозрастные пакеты и можно ли относить их к одному комплексу, хотя, судя по общему характеру разрезов, создается впечатление об однотипных условиях их образования. Если это так, то возраст кремнисто-вулканогенного комплекса на о-ве Карагинский может соответствовать всему позднему мелу.

Описание комплекса на п-ове Говена. Кремнисто-вулканогенный комплекс распространен также в северной части п-ова Говена и далее

к северо-востоку от этого района (см. рис. 3). Относительно подробно он был изучен З.А. Абдрахимовым в 1966 г. и рассматривался в качестве фациальной разновидности вочвинской свиты олигоцена [Геология..., 1965]; позднее, в 1973 г., А.А. Коляда с сотрудниками включили эти образования в иновчиваямскую и частично в ивтыгинскую свиты, которые были закартированы примерно в тех же районах, однако по возрасту они были отнесены к маастрихту—палеоцену.

Следует отметить, что к северу от бухты Южная Глубокая резко меняется характер рельефа — от низко- и среднегорного с относительно мягкими формами к альпийскому, изобилующему глубокими каньонами и карами с высотами до 1300 м. Этот резкий переход обусловлен различием в геологическом строении северной (хребет Малиновского) и южной частей рассматриваемой площади. Именно к северной ее части и приурочено распространение вулканогенно-кремнистых и вулканогенных пород.

Кремнисто-вулканогенный комплекс здесь характеризуется широким развитием покровов шаровых базальтовых лав, часто спилитизированных и имеющих различные мощности. Встречаются пачки кремней, кремнистых алевролитов, окремненных и неокремненных пепловых туфов, туфобрекчий, алевролитов. Нижняя граница этого комплекса на рассматриваемой площади неизвестна, так же как неизвестны и соотношения его с более древними образованиями. Вверх по разрезу кремнисто-вулканогенный комплекс постепенно переходит в вулканогенный.

Приведем ряд частных разрезов. Один из них изучен на водоразделе нескольких ручьев, впадающих с юга в бухту Лаврова. Здесь в 2 км от берега Берингова моря в грядке водораздельного хребта, а затем в стенках сближенных каров отмечена следующая последовательность пород (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфы пепловые, серые	30
2. Аргиллиты кремнистые, слоистые, темно-серые	30
3. Туфы пепловые, с прослоями кремнистых аргиллитов	50
4. Базальты афировые, массивные	80
5. Переслаивание мелкозернистых туфов с тонкими прослоями темных кремнистых аргиллитов	60
6. Базальты спилитизированные, афировые, с подушечной отдельностью, размеры "подушек" 0,5—0,8 м	60
7. Переслаивание туфов и кремнистых аргиллитов	70
8. Туфы мелкозернистые, со стяжениями светлых кремней	7
9. Глинисто-кремнистые породы черные, слоистые	4
10. Переслаивание туфов и кремнистых пород	45
11. Базальты спилитизированные, афировые, темно-зеленовато-серые, с подушечной отдельностью, размеры "подушек" до 1,3 м	15
12. Туфы тонкополосчатые, пепловые и кремнистые породы	20
13. Базальты спилитизированные, с подушечной отдельностью	50
14. Ритмичное переслаивание кремнистых аргиллитов и туфитов	30
15. Базальты спилитизированные, с подушечной отдельностью	20
16. Переслаивание пепловых туфов и кремнистых алевролитов	50
17. Базальты спилитизированные, с подушечной отдельностью	70
18. Альбитофиры темно-серые, почти черные, миндалекаменные, с подушечной отдельностью	20
Суммарная мощность	711

В лавах с подушечной отдельностью межподушечные пространства заняты кремнистым материалом. Интересной особенностью некоторых эффузивных покровов является полное облекание "подушек" кремнистой породой при мощности этих "оберток" до 20 см.

В 8—10 км севернее, по северо-западному берегу бухты Лаврова, З.А. Абдрахимов описал следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Тонкое переслаивание туфогенно-кремнистых пород зеленоватого и черного цвета	10
2. Базальты спилитизированные, темно-зеленого цвета, с подушечной отдельностью, с кремнистым материалом в межподушечных пространствах	80
3. Переслаивание тонкозернистых окремненных туфов и кремнисто-глинистых пород	45
4. Базальты спилитизированные, подушечные	45
5. Вулканические брекчи зеленого цвета с размером обломков 1—10 см ...	45
6. Переслаивание туфогенно-кремнистых пород	45
7. Базальты спилитизированные	240
8. Тонкое (3—4 см) и грубое (30—40 см) переслаивание зеленых и черных туфогенно-кремнистых пород (мощность, возможно, завышена за счет повторения разреза)	400
Суммарная мощность	910

В приведенных разрезах соотношение эффузивных покровов и осадочных и туфогенно-осадочных пород примерно 1:1, однако в отдельных районах, как, например, в бассейне левобережья р. Гыргол-Илирваям, преобладают осадочные породы. Так, в этом районе А.А. Коляда с сотрудниками в 1979 г. описали следующий разрез:

	Мощность, м
1. Базальты с подушечной отдельностью	60—80
2. Сланцы кремнистые с хлоритом	50—60
3. Кремнистые породы тонкополосчатые	120—130
4. Туфокремнистые породы	55—60
5. Кремнистые породы массивные	10
6. Кремнистые породы грубополосчатые	360—380
Суммарная мощность	645—720

Разрезы, сложенные практически исключительно туфогенно-осадочными породами, известны в хребте Майны Какыйнэ. Этот хребет, резко вздымающийся от устья р. Инибутваям, протягивается к востоку в субширотном направлении более чем на 80 км. Он имеет весьма характерное строение с очень крутым северным склоном, практически не расчлененным логами, и существенно более пологим южным, совпадающим с падением осадочных пачек. Практически непрерывный разрез наблюдался нами по северному очень крутому скальному склону в 4 км к востоку от устья р. Инибутваям. В основании осадочной части разреза залегает толща массивных неслоистых туфобрекчий и туфоконглобрекчий, состоящих из крупных обломков пироксен- и пироксен-плагиоклаз-порфириновых, а также миндалекаменных базальтов. Непосредственно на них располагается первая слоистая пачка, представленная переслаиванием среднезернистых туфов и туфоалевролитов ярко-бурого цвета, мощностью 4—6 м. Выше согласно залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфоалевролиты и мелкозернистые туфы	3—4
2. Тонкое переслаивание туфоалевролитов и красновато-бурых туфов	4—5
3. Алевролиты буроватые, кремнистые, с прослоями кремнистых пород мощностью 10—30 см. В верхней половине количество кремнистых прослоев увеличивается	7—8
4. Туфы тонкослоистые, грубые, крупнозернистые	4
5. Непрерывная толща переслаивания кремнистых туффигов и кремней с очень редкими маломощными (1—2 м) пачками туфов и туфопесчаников	270—300
6. На грядке хребта на верхней пачке кремней с редкими карбонатными конкрециями располагается пачка алевролитов с прослоями туфопесчаников, прослеживаемая непрерывно вниз по склону	30—40 (видимая)
7. Перерыв в обнаженности по логу, прорезающему южный склон, угол которого несколько положе падения алевролитов, встречающихся в изолированных выходах	40—50
8. В нижней части склона обнажаются алевролиты	30—40

В верхней части этой пачки присутствует 6-метровый прослой песчаных известняков (обр. 127—129), перекрываемый алевролитами (мощность 7—8 м), выше — алевролитами с прослоями песчаников (6—7 м).

Из кремней, собранных в слоях 3, 5, 6, были выделены скелетные остатки радиолярий, которые к настоящему времени удалось определить как *Spongosaturnalis ellipticus*, ?*Spongodiscus orbis*, ?*Orbiculiforma campbellensis*, *Saturnalis* sp., ?*Pseudoaulofacus florensensis*, *Lithimespilus* sp., *Stichomitra livermorensis*, *Cornutella californica*, ?*Theocapsoma amphora*, *Amphipydax* sp., *Clathrocyclas* sp.

Наличие этих видов, казалось бы, дает возможность определить возраст отложений как позднекампанский—маастрихтский. Но наличие формы, которую на данном этапе можно определить *Dictyorgoга* sp., позволяет предположить, что возраст этих отложений может охватывать интервал от позднего кампана до палеоцена включительно.

Следует отметить, что рассматриваемый комплекс характеризуется отчетливой фациальной изменчивостью, выражающейся в резком латеральном изменении мощностей лавовых или пачек туфогенно-осадочных пород, часто с их полным выклиниванием и замещением. Кроме частного разреза, где преобладают осадочные породы, можно было бы привести разрез, в котором доминирующую роль играют лавы базальтов. Если сравнивать литологию кремнисто-вулканогенных комплексов п-ова Говена и о-ва Карагинский, то при общем их сходстве можно указать на некоторые различия. В осадочной части разреза п-ова Говена они сводятся к заметной роли тонкого обломочного материала; практически чистые кремнистые породы встречаются очень редко, а преобладают кремнистые аргиллиты и алевролиты. В то же время в пределах о-ва Карагинский имеют место обратные соотношения.

Петролого-геохимические особенности вулканических пород п-ова Говена. Петрологические особенности вулканитов рассматриваемого комплекса здесь охарактеризованы на примере изученных участков в окрестностях бухты Лаврова. В этом районе эффузивы составляют около 30% мощности разреза и представлены базальтами, андезито-

базальтами и андезитами. Они образуют потоки мощностью от 5—10 до 50—70 м подушечного, редко массивного строения. Межподушечное пространство выполняется кремнистым веществом, размер подушек до 1—1,5 м. Присутствуют также матрацевидные и баллонообразные формы отдельности. Как правило, породы миндалекаменные; заполнение миндалин — кварц, цеолит, кальцит, хлорит. Структура пород преимущественно порфировая. Афировые разности встречаются редко. Фенокристаллы, нередко составляющие более половины объема породы, представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Отмечаются также псевдоморфозы вторичных минералов, соответствующие, вероятно, оливину. Достаточно обычны крупные выделения магнетита, образующие включения в фенокристаллах плагиоклаза и клинопироксена. В большинстве случаев плагиоклаз полностью альбитизирован; неизменные разности (по максимальному углу np' с линией двойникового шва) варьируют от лабрадора до олигоклаза (An_{56-25}). Окраски клинопироксена и формы разрезов характерны для авгита. Плагиоклазы образуют гломеропорфировые сростки размером до 5—7 мм; иногда в них присутствует авгит, образуя элементы пойкилоофитовой структуры. Основная масса спилитовая, реже гиалопилитовая и пилотацитовая. В ряде случаев отмечена директивная текстура. Вторичные изменения проявлены весьма интенсивно. Они включают альбитизацию и сосюритизацию плагиоклазов, эпидотизацию клинопироксена, замещение оливина магнетит-боулингитовым агрегатом, хлоритизацию стекла. По основной массе развивается агрегат минералов пренит-луппеллиитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Часты прожилки кварца и кальцита.

Химические составы пород приведены в табл. 6; среди них преобладают андезитобазальты; базальты распространены несколько менее, андезиты присутствуют в подчиненном количестве. Поскольку опробованию подвергались практически все присутствующие в разрезе вулканы, можно предполагать, что имеющиеся анализы отражают реальные соотношения пород различной кремнекислотности. При полевых наблюдениях выделяемые разности неразличимы.

Определение сериальной принадлежности изучаемых пород неоднозначно из-за особенностей распределения ряда петрогенных окислов. Использование традиционной диаграммы AFM нецелесообразно, так как содержание Na в большинстве пород сильно повышено в результате спилитизации. Поэтому были использованы классификационные диаграммы, построенные на вариациях элементов, мало подвижных при вторичных изменениях. На диаграммах Миясири (рис. 17) большинство составов попадает в толеитовые поля. На диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 18) наибольшее количество составов попадает в поле высококальциевых известково-щелочных пород, несколько меньше — в известково-щелочное поле и небольшая группа — в толеитовое поле. Последняя может быть выделена в самостоятельную низкокальциевую толеитовую серию. Что касается первых двух, то они по всем петрогеохимическим параметрам связаны взаимными переходами и должны рассматриваться в качестве единой высококальциевой известково-щелочной серии. При этом нужно иметь в виду,

Таблица 6

Состав эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса хребта Малиновского
(район бухты Лаврова — истоков р. Панетиваям)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	113К/81	95К/81	36/81	112К/81	91К/81	147К/81	86К/81
SiO ₂	46,90	55,90	51,86	54,69	56,03	52,87	50,86
TiO ₂	0,83	0,75	1,00	0,70	0,93	0,77	0,96
Al ₂ O ₃	20,26	17,78	17,61	18,16	15,08	16,15	17,59
tFe ₂ O ₃	9,55	8,07	10,80	8,09	10,41	8,13	11,55
MnO	0,19	0,10	0,28	0,13	0,19	0,14	0,31
MgO	5,90	3,79	4,93	3,45	4,38	3,42	4,41
CaO	6,85	3,26	4,79	7,78	1,91	8,17	5,58
Na ₂ O	3,33	5,21	5,23	3,26	4,75	3,07	4,66
K ₂ O	2,17	2,62	1,26	2,38	2,44	1,22	1,52
P ₂ O ₅	0,41	0,41	0,34	0,43	0,41	0,42	0,38
П.п.п.	3,24	1,95	2,80	0,55	3,36	5,46	2,01
Сумма	99,63	99,84	100,90	99,62	99,89	99,82	99,83
Ba	1435	912	712	1080	758	668	609
Rb	40	49	24	39	48	29	35
Sr	1592	518	510	1489	128	864	900
Y	22	16	—	21	39	28	26
Zr	196	205	—	158	159	209	106
Ni	35	38	—	36	30	36	41
tFeO/MgO	1,46	1,92	1,97	2,11	2,14	2,15	2,36

Примечание. Все образцы из покровов подушечного сложения: обр. 1, 3, 7 — базальты порфиоровые (плагноклаз + клинопироксен), обр. 2 — андезит мегаплаггиофировый, обр. 4, 5, 9, 14, 15 — андезиты редкопорфиоровые (плагноклаз), обр. 6, 10, 12, 13 — андизетобазальты мегпорфиоровые (плагноклаз + клинопироксен), обр. 8 —

что ей в существенной мере свойствен феннеровский тренд накопления железа и титана. Вариации составов обеих серий в пересчете на безводные содержания в зависимости от индекса дифференциации показаны на рис. 19.

Высококалиевая известково-щелочная серия характеризуется непрерывной дифференциацией от базальтов до андезитов; SiO₂ при этом плавно возрастает от 48,66 до 62,14%. Содержания TiO₂, tFe₂O₃ и MnO остаются на умеренном уровне (0,71—1,12, 5,67—11,81 и 0,10—0,32% соответственно), несколько понижаясь в наиболее дифференцированных породах. Весьма изменчивы стабильно снижающиеся содержания MgO (6,51—2,0%) и Ni (23—49 г/т); CaO (8,66—1,65%), Sr (168—1592 г/т) и Ba (468—1435 г/т) имеют неясную тенденцию к снижению, обнаруживая при этом очень широкий разброс, что относится также и к Al₂O₃(15,14—21,02%). Содержания P₂O₅ высоки (0,31—0,55%) и устойчиво возрастают. Высоки уровни содержаний K₂O (0,79—4,15%) и Na₂O (2,64—6,44%), возрастающих нестабильно. При высоком уровне Y (до 17—49 г/т) отсутствуют явные тенденции

8	9	10	11	12	13	14	15
152K/81	79/81	68K/81	151K/81	81/81	200K/81	70K/81	88K/81
55,31	57,59	55,17	52,56	54,22	54,96	62,14	60,04
0,97	0,99	1,01	1,09	1,04	0,70	1,02	0,88
15,27	15,47	16,29	15,72	17,20	19,39	15,68	14,68
8,43	10,24	9,07	11,24	9,02	6,73	7,56	9,22
0,14	0,19	0,13	0,14	0,15	0,12	0,12	0,14
3,12	3,69	3,25	3,76	3,00	1,94	2,04	2,29
4,34	1,61	3,74	4,92	5,94	4,67	2,90	2,31
5,65	4,68	5,53	4,93	4,19	5,33	5,72	5,63
2,46	2,80	2,15	2,39	1,53	2,79	2,30	1,39
0,43	0,42	0,47	0,46	0,50	0,34	0,55	0,35
3,74	2,12	2,97	3,45	3,00	2,88	—	2,99
99,86	99,80	99,78	100,66	99,79	99,85	100,03	99,92
636	915	939	1077	892	692	906	468
67	55	49	61	29	78	17	28
260	147	391	527	1239	1061	231	168
32	35	30	32	30	20	43	49
181	150	156	167	309	168	255	177
29	27	42	23	32	27	37	26
2,43	2,49	2,51	2,68	2,71	3,13	3,33	3,60

андезитобазальт афировый, обр. 11 — андезитобазальт редкопорфировый плагиоклазовый.

Обр. 1, 2, 4—8, 10, 11, 13—15 — из коллекции А.В. Колтыпина; обр. 3 — из коллекции В.Д. Чеховича.

к его снижению или повышению, что справедливо и для Zr, содержания которого достигают очень высоких значений (106—309 г/т).

Низкокалийные толсыты характеризуются более низким уровнем содержаний большинства элементов литофильной группы — K₂O (0,02—0,24%), P₂O₅ (0,31—0,41%), Zr (84—108 г/т), Y (15—25 г/т), Rb (5—7 г/т), Ba (68—199 г/т). Вариации остальных компонентов в целом находятся в пределах вариаций высококалийевой серии; по содержанию SiO₂ (53,7—58,48%) они относятся к андезитобазальтам и андезитам.

Обе серии характеризуются одинаковой последовательностью выделения главных кристаллических фаз (оливин, клинопироксен, клинопироксен+плагиоклаз+магнетит). Отсутствие среди них гидроксилсодержащих фаз и ортопироксена говорит о маловодном характере исходных расплавов и относительно низком содержании в них кремнекислоты. Низкие содержания тугоплавких компонентов сближают эти серии с породами вулканических дуг [Perfit, Gust, 1980], а подводный характер излияний и ассоциация с граувакковыми отложениями —

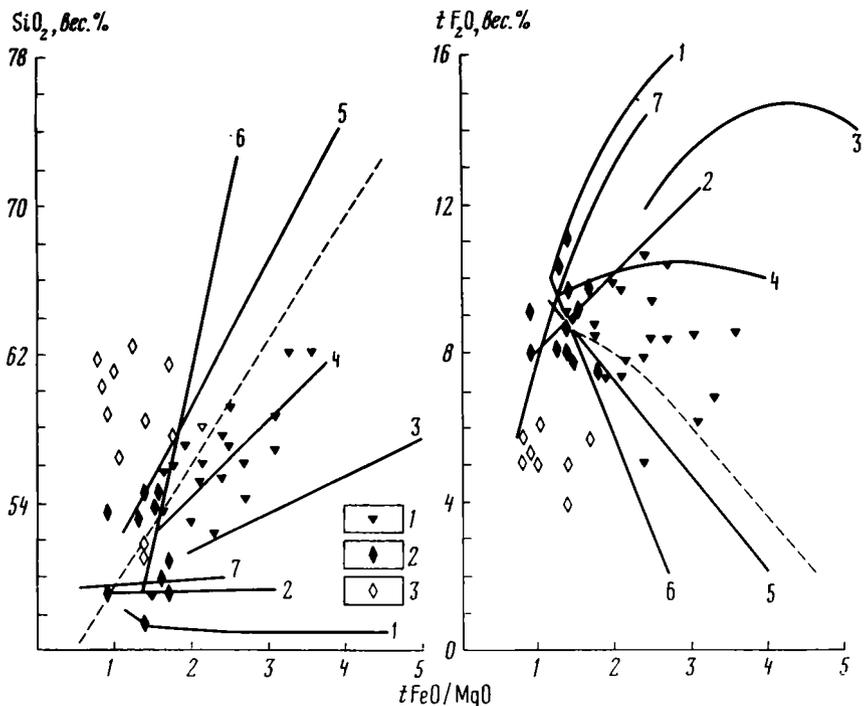


Рис. 17. Дискриминационные диаграммы [Miyashiro, 1974] для пород кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов в пределах п-ова Говена

1—3 — точки составов: 1 — эффузивов кремнисто-вулканогенного комплекса из района бухты Лаврова, 2, 3 — базальтов (2) и андезитов (3) вулканогенно-осадочного комплекса из района оз. Илир-Гытгын

Остальные условные обозначения см. на рис. 4

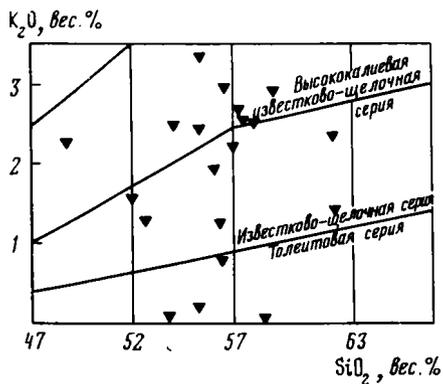


Рис. 18. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Whitford et al., 1979] для эффузивов кремнисто-вулканогенного комплекса из района бухты Лаврова (п-ов Говена)

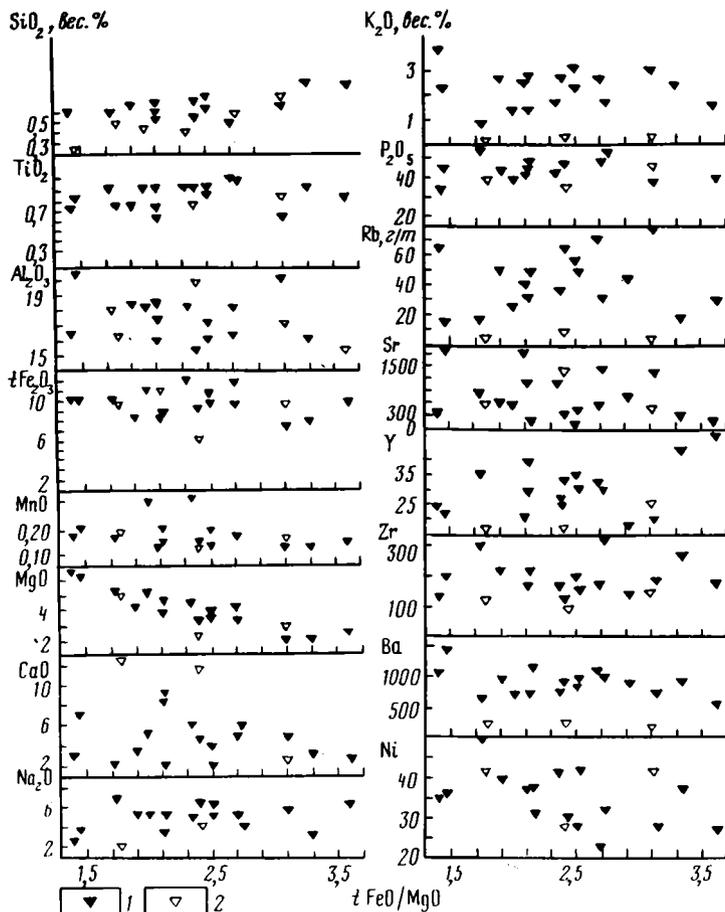


Рис. 19. Зависимость содержания компонентов в породах кремнисто-вулканогенного комплекса в пределах п-ова Говена (район бухты Лаврова) от величины соотношения $t\text{FeO}/\text{MgO}$

1, 2 — точки составов серий: 1 — высококальциевой известково-щелочной, 2 — низкокальциевой

признаки принадлежности к островодужным образованиям. Характерен высокий уровень большинства некогерентных литофилов в породах высококальциевой серии, как низкозарядных, так и высокозарядных (P, Zr, Nb, TR); по содержаниям многих из них эта группа приближается к щелочным сериям внутриокеанических островов [Бородин, 1981]. Последние, однако, отличаются от островодужных серий с аналогичным уровнем щелочности более высокими содержаниями Ti в базальтовых членах, преобладанием базальтов по объему [Бородин, 1981] и наличием четкой корреляции между содержанием щелочей и высокозарядных литофилов [Пополитов, Волюнец, 1981], чего не отмеча-

ется в данном случае. Преобладание высококальциевых составов и их тесная ассоциация с нормально- и низкокальциевой сериями придают данной совокупности пород черты сходства с шошонитовой ассоциацией, свойственной островным дугам с уже относительно развитой корой.

Возрастная принадлежность кремнисто-вулканогенного комплекса п-ова Говена. Вопрос о возрасте кремнисто-вулканогенного комплекса п-ова Говена является исключительно сложным в связи с бедностью пород органическими остатками. Его возрастной объем может лишь условно рассматриваться как позднемеловой—палеоценовый (?). В определенной мере это подтверждается тем обстоятельством, что туфогенно-осадочные породы западного побережья п-ова Говена, являющиеся, по-видимому, фаціальным аналогом вулканитов, залегающих выше кремнисто-вулканогенной толщи, по комплексу планктонных фораминифер датируются палеоценом [Серова, 1970].

Палеотектоническая интерпретация кремнисто-вулканогенного комплекса. Характер разрезов кремнисто-вулканогенного комплекса п-ова Говена и о-ва Карагинский, так же как и органических остатков в породах, не оставляет сомнений в том, что слагающие его толщи формировались в морских условиях. Однако на о-ве Карагинский значительную роль играют базальтовые лавы, чередующиеся со слоистыми пачками кремнистых пород, в меньшей степени распространены туфобрекчии и грубые туфы, а фаціальная изменчивость выражена здесь не столь ярко. На п-ове Говена и расположенных к северо-востоку от него площадях состав кремнисто-вулканогенного комплекса разнообразнее, здесь существенную роль играют туфогенные породы, фаціальные переходы отмечаются часто, а среди лав преобладают андезитобазальты, что, возможно, обусловлено тем, что толщи п-ова Говена частично формировались в островных условиях. Петрологические и геохимические различия между эффузивными породами сравниваемых районов также заметны и свидетельствуют о сильнее дифференцированном и более ярко выраженном известково-щелочном характере пород п-ова Говена. Однако очевидно, что кремнисто-вулканогенный комплекс обоих районов формировался в островодужных условиях.

Вулканогенно-осадочный комплекс

Образования вулканогенно-осадочного комплекса достаточно широко развиты как на п-ове Говена, так и на о-ве Карагинский.

Описание комплекса на п-ове Говена. На п-ове Говена и в прилегающих районах вулканогенно-осадочный комплекс включает две фаціально различные толщи — туфолавовую и туфофлишвидную.

Туфолавовая толща распространена на хребте Малиновского от широты бухты Южная Глубокая к северу и северо-востоку. Образование этой толщи слагают серию крупных пластин, протягивающихся с юго-запада на северо-восток и опрокинутых на юго-восток.

В разрезах туфолаговой толщи преобладают разнообразные туфо-

брекчии, от глыбовых до мелкообломочных, туфы и достаточно протяженные лавовые покровы, мощность которых в отдельных местах может превышать 200 м. По составу среди лав и обломков туфогенных пород резко преобладают базальты и андезитобазальты, реже встречаются андезиты. Подушечная и шаровая отдельности в лавах свидетельствуют об их формировании в подводных условиях. Для описываемой толщи характерна относительно быстрая смена по простираению одних пород другими. Общая мощность толщи составляет 1500—2000 м. Ниже приводится несколько типичных частных разрезов толщи.

Один разрез, в котором обнажаются нижние горизонты туфолоавовой толщи, описан в верховьях ручья, впадающего в Олюторский залив между бухтами Лаврова и Тинтикун. Здесь, в нижней части стенки кара, на спилитизированных базальтах, принадлежащих к кремнисто-вулканогенному комплексу, залегает пачка туфогенно-осадочных пород:

	Мощность, м
1. Аргиллиты с прослоями туфов	1
2. Базальты спилитизированные, с шаровой отдельностью	0,5
3. Переслаивание алевролитов и аргиллитов	10
4. Туфы грубые, с гравийной размерностью зерен	1
5. Тонкое (10—15 см) переслаивание темных алевролитов и более светлых туфов	120
6. Туфы массивные, псаммитовые	10
7. Туфобрекчии и туфоконгломераты с обломками разнообразных базальтов (пироксеновых, пироксен-плагноклазовых, плагноклазовых афировых миндалекаменных) размерностью от глыбово-валунных до гравийных и песчаных и с угловатыми и полуокатанными обломками светлых кремнистых пород, кремнисто-туфогенных, а также алевролитов и аргиллитов	250
8. Туфогравелиты с относительно хорошо окатанной галькой, по составу аналогичной туфоконгломератам	4
9. Туфоконгломераты, аналогичные породам слоя 7, с линзой алевролитов мощностью 2—3 м и протяженностью 25—30 м	70
10. Брекчии пироксеновых базальтов почти черные, плотные	7
11. Туфобрекчии и туфоконгломераты массивные, аналогичные породам слоя 7	80
Суммарная мощность	553,5

Другой разрез, характеризующий средний и, вероятно, нижние горизонты верхней части рассматриваемой толщи, изучен нами по одному из левых притоков р. Панетиваям. Здесь вскрыт (снизу вверх) такой разрез:

1. Лавобрекчии и гналокластиты плагноклаз-пироксеновых базальтов, образующие слои мощностью по 5—6 м	40
2. Туфобрекчии плагнопорфировых, пироксен-плагнопорфировых и миндалекаменных базальтов с размером обломков 5—10 см и афировой основной массой, а также с мелкой кристаллолитокластикой	60
3. Миндалекаменные базальты с афировой основной массой	25
4. Туфобрекчии, аналогичные породам слоя 2	150
5. Базальты с мелкими вкраплениями плагноклаза и пироксена	10
6. Туфобрекчии, аналогичные породам слоя 2	70
7. Базальты миндалекаменные, с афировой основной массой, отдельность подушечная, размеры подушек 0,5—0,8 м, межподушечные про-	

странства выполнены гналокластитами, очень редко — кремнистыми породами	200
8. Переслаивание псаммитовых туфов и туфобрекчий, мощность слоев туфов 0,3—0,5 м, туфобрекчий 1—1,5 м	110
9. Базальты плагиоклаз-пироксеновые	10
10. Туфобрекчи базальтов	60
11. Базальты миндалекаменные	20
12. Туфобрекчи разнообразных базальтов	150
Суммарная мощность	905

Верхняя часть разреза описана А.А. Колядой с сотрудниками по р. Кауктваям:

1. Туфы кристаллолитокластические, псаммитовые	20
2. Базальты миндалекаменные, с подушечной отдельностью	30
3. Туфобрекчи базальтов	5
4. Туфы андезитобазальтов псаммитовые	15
5. Базальты спилитизированные, афировые, с подушечной отдельностью	25
6. Туфы андезитобазальтов псаммитовые	45
7. Туфобрекчи базальтов и андезитобазальтов с размером обломков 3—10 см	12
8. Туфы основного и среднего состава	125
9. Туфобрекчи базальтов и андезитобазальтов	10
10. Туфы среднего и основного состава	23
11. Туфобрекчи с прослоями (2 м) туфов	21
12. Туфы среднего и основного состава	56
13. Туфобрекчи андезитобазальтов, в нижней части (15 м) слоистые, выше массивные	75—85
14. Туфы основного и среднего состава, слоистые, с горизонтом (4 м) туфобрекчий	51
15. Туфобрекчи андезитобазальтов	45—56
16. Переслаивание туфов и кремнистых аргиллитов	8
17. Туфобрекчи андезитобазальтов грубослоистые	190—210
Суммарная мощность	756—797

Выше залегают черные аргиллиты ильпинской серии.

Сравнение приведенных выше разрезов показывает, что для описываемой толщи характерно преобладание эксплозивных вулканитов, формирующих мощные горизонты туфобрекчий и туфов. Обращает на себя внимание также присутствие в нижней части разреза мощных пачек туфоконгломератов, содержащих обломки осадочных пород, которые принадлежат, по всей вероятности, к подстилающему кремнисто-вулканогенному комплексу.

Разрез по левому притоку р. Импука в 5 км выше устья вверх по течению (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Базальты подушечные, плагиоклаз-пироксен-порфиновые	Более 100 (видимая)
2. Переслаивание среднезернистых туфов и туфопесчаников	60
3. Туфопесчаники тонкослоистые	100
4. Базальты подушечные, с гналокластитовым выполнением межподушечного пространства	20
5. Туфопесчаники среднезернистые, хорошо слоистые, сверху толстослоистые	30
6. Лавы базальтов	3—5

7. Слоистые туфогенные породы, в нижней части пачки — прослойки кремнистых пород	50
8. Подушечные базальты, аналогичные породам слоя 4	30
9. Туфы базальтов среднезернистые, слабослоистые	50
10. Лавы базальтов канатные, с гналокластитовым и кремнистым заполнением интерстиций	60
11. Туфы массивные, грубые, венчаемые пачкой (3 м) слоистых среднезернистых туфитов	15
12. Базальты подушечные	30
13. Пакет грубых туфобрекчий, в котором почти на равном расстоянии располагаются три слоистые пачки (по 5—10 м) туфопесчаников и туфоалевролитов	200—250
14. Базальты подушечные, бронирующие склон	2
15. Туфы и туфобрекчи черные, среднезернистые	20
16. Переслаивание туфоалевролитов и туфопесчаников	10
17. Базальты сильно дробленные, с прожилками кальцита и пренита, перекрываемые по надвигу массивными базальтами	15 (видимая)
Суммарная мощность	Примерно 840

Из кремнистой породы, заполняющей интерстиции в базальтах слоя 10, были выделены и определены скелетные остатки радиолярий: *Stylosphaera minor*, *Periphaena dupla* (?), *Lithelius hexaxiphophorus*, *Prunopyle occidentalis*, *Spongodiscus craticulatus*, *S. communis* (?), *Calocyclus semipolita* (?), *Lophoconus titanothericeros*.

Этот комплекс сходен с известным на о-ве Карагинский (см. ниже). находка названных форм позволяет датировать содержащие их отложения средним эоценом.

Туфошлишoidalная толща развита преимущественно в северо-западной половине п-ова Говена, а также слагает самое южное его окончание. Изучение толщи затруднено двумя обстоятельствами: значительной и неравномерной ее изменчивостью как по простиранию (юго-запад—северо-восток), так и вкрест ему и интенсивной нарушенностью пород складчатыми и разрывными дислокациями, обычно свойственными флишевым и флишеподобным образованиям. Тем не менее все же удастся условно наметить общую последовательность слоев толщи, учитывая некоторые прямые и косвенные данные, приведенные Л.А. Анкудиновым и В.К. Рожковой, а также М.Я. Серовой [1970] и авторами (наблюдения 1981—1982 гг.).

Нижний пакет сложен зеленовато-серыми и темно-серыми туфами от мелко- до грубозернистых в переслаивании с темными сланцеватыми алевролитами и аргиллитами, туфогенными песчаниками и песчаниками. Пласты туфов имеют мощность от 0,3—0,5 до 8—10 м и обычно разбиты пачками флишоидного переслаивания алевролитов, туфогенных песчаников, аргиллитов, окремненных алевролитов, образующих слои от 5—10 до 15—20 см при суммарной мощности пачек переслаивания от 1—1,5 до 5—8 м. К верхам пакета приурочены пласты грубозернистых туфов.

Стратиграфически выше располагается пакет, сложенный флишоидным ритмичным переслаиванием туфогенных мелко- и среднезернистых песчаников, аргиллитов и алевролитов с мощностью ритмов 2—5—10 и реже 20—30 см. В песчаниках иногда заметна градиционная слоистость.

Следующий пакет в основании представлен туфами от средне- до

грубозернистых, туфобрекчиями, туфоконгломератами с редкими покровами базальтовых лав, в средней части — алевролитами и аргиллитами с прослоями туфогенных песчаников и туфов, а в верхней — разнотернистыми туфами, черными алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфоконгломератов и туфогравелитов. В алевролитах и аргиллитах часто встречаются конкреции желтоватых песчаных мергелей.

Петролого-геохимические особенности вулканических пород комплекса на п-ове Говена. Петрологические особенности вулкаников рассматриваемого комплекса охарактеризованы ниже на примере изученного участка в районе оз. Илир-Гытгын. Вулканиты этого района представлены двумя сериями, имеющими различное структурное положение и независимые тренды дифференциации. Более ранняя базальт-трахибазальтовая серия представлена потоками массивных и брекчиевых лав мощностью до первых десятков метров, залегающих среди туфогенно-осадочных пород. Более поздняя серия образована рогово-обманковыми андезитами.

Базальт-трахибазальтовая серия, как правило, представлена слабоминдалекаменными породами (с хлоритовым и карбонатным выполнением миндалин) порфировой структуры. Порфиновые выделения (10—15%) размером до 5—7 мм представлены плагиоклазом, состав которого неопределим из-за вторичных изменений, моноклинным пироксеном с авгитовыми формами и окраской, единичными кристаллами роговой обманки и оливина, а также более мелкими, часто многочисленными зернами магнетита. Более редко встречаются пироксенофиновые разности пород. Основная масса гиалопилитовая, реже микродиабазовая, изредка содержит микрофенокристы роговой обманки. Плагиоклаз основной массы отвечает олигоклазу (Al_{20}). Вторичные изменения проявлены интенсивно и выражены альбитизацией плагиоклаза, замещением роговой обманки эпидотом, хлоритизацией стекла, замещением оливина боулингит-магнетитовым агрегатом.

Петрохимический состав пород приведен в табл. 7. Все породы по содержанию SiO_2 соответствуют базальтам. При пересчете на безводный остаток некоторые составы смещаются в область андезитобазальтов, что объясняется повышением содержания SiO_2 при альбитизации. На диаграммах Миясиро (см. рис. 17) составы частично попадают в толеитовые поля и характеризуются феннеровским трендом накопления железа. Диаграмма K_2O-SiO_2 (рис. 20) показывает распределение составов между толеитовым, известково-щелочным и высококалиевым известково-щелочным полями, при этом наибольшее количество пород попадает во второе поле. В целом серия имеет характер переходный от известково-щелочного к высококалиевому известково-щелочному. Вариации составов показаны на рис. 21. Тенденцию к росту при широкой изменчивости имеют SiO_2 (47,63—57,56%), TiO_2 (0,56—0,82%), Al_2O_3 (14,20—19,58%), Na_2O (1,45—4,71%), K_2O (0,07—3,05%), P_2O_5 (0,06—0,36%); снижаются содержания MgO (4,12—9,79%), CaO (5,51—11,57%), а tFe_2O_3 (8,37—11,47%) и MnO (0,11—0,25%) испытывают широкий разброс и не дают явных трендов вариации.

Рис. 20. Диаграмма K_2O-SiO_2 [Whitford et al., 1979] для пород вулканогенно-осадочного комплекса из района оз. Илир-Гытгын (п-ов Говена)
Условные обозначения к рис. 20, 21
1, 2 — точки составов: 1 — базальтов, 2 — андезитов

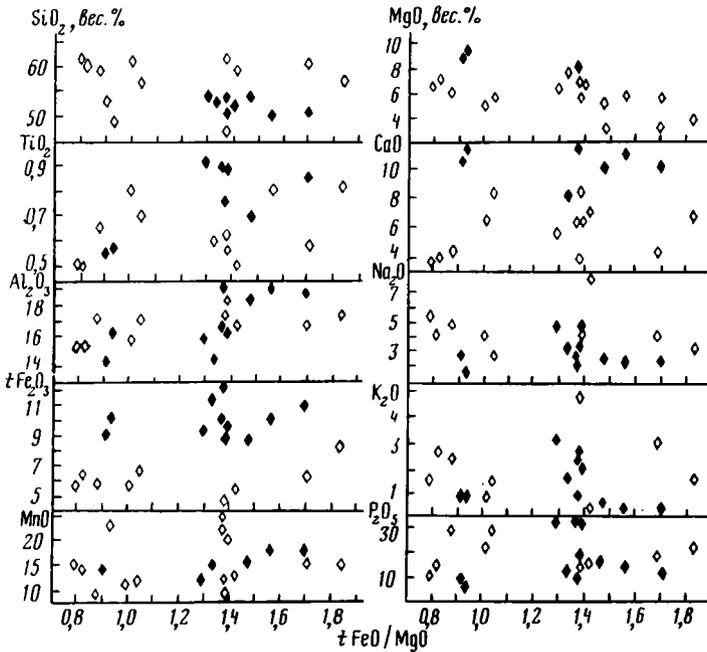
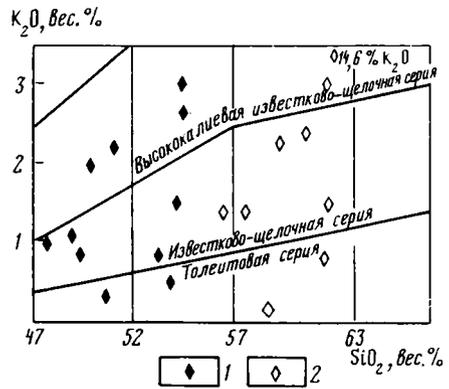


Рис. 21. Зависимость содержания компонентов в породах вулканогенно-осадочного комплекса в пределах п-ова Говена (район оз. Илир-Гытгын) от величины отношения $tFeO/MgO$

Условные обозначения см. на рис. 20

Известково-щелочной характер большинства пород, умеренные содержания TiO_2 , присутствие роговой обманки в составе главных кристаллических фаз позволяют сопоставлять данную серию с островодужными образованиями, а базальт-трахибазальтовый состав свидетельствует о формировании серии в островной дуге с развитой корой.

Таблица 7
Состав вулканитов вулканогенно-осадочного комплекса
хребта Малиновского (район оз. Илир-Гыттын)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	668/83	671/83	679/83	661/83	688/83	674/83	693/83
SiO ₂	51,71	49,03	52,10	48,88	52,61	48,40	54,24
TiO ₂	0,54	0,67	0,60	0,72	0,68	0,55	0,77
Al ₂ O ₃	13,76	16,17	13,95	18,72	17,79	13,03	16,28
tFe ₂ O ₃	8,58	9,88	11,26	9,68	8,52	15,38	7,89
MnO	0,14	0,17	0,15	0,24	0,15	0,14	0,14
MgO	8,46	7,39	7,62	6,38	5,21	8,30	3,88
CaO	10,00	9,94	7,73	6,05	9,79	8,57	6,36
Na ₂ O	2,78	3,11	3,20	2,75	2,15	3,46	3,18
K ₂ O	0,88	0,87	1,46	2,10	0,45	1,12	1,27
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,11	0,09	0,15	0,07	0,22
П.п.п.	2,56	2,22	1,32	3,88	2,00	0,50	5,27
Сумма	99,49	99,51	99,50	99,49	99,50	99,52	99,50
Ba	330	72	480	1150	440	360	680
Rb	18	<10	22	20	18	16	23
Sr	643	342	513	436	648	414	614
Y	11	14	16	21	17	14	20
Zr	63	33	68	45	95	64	168
Cr	290	—	290	56	51	250	23
Ni	58	<50	62	72	52	65	27
Co	37	—	45	30	45	40	25
tFeO/MgO	0,91	1,20	1,33	1,36	1,47	1,67	1,83

Примечание. Обр. 1, 3, 5, 12 — массивные потоки андезитобазальтов мегпорфировых (клинопироксен + плагиоклаз); обр. 2, 4, 6 — массивные потоки базальтов порфировых (клинопироксен + плагиоклаз); обр. 7 — андезит мегаплагифиновый; обр. 8, 13, 14 — андезиты мегпорфировые (плагиоклаз + роговая обманка + клинопироксен); обр. 8, 14 — массивные потоки, обр. 13 — обломок лавобрекчии; обр. 9,

Серия роговообманковых андезитов слагает эродированные вулканические постройки центрального типа, согласно надстраивающие слоистый разрез вулканогенной толщи, и образуют в ней пластовые тела непосредственно ниже подошвы построек. Андезиты лишены слоистости и представлены лавами и лавобрекчиями, связанными друг с другом постепенными переходами. Породы в большинстве случаев лишены миндалин. Структура их порфировая, количество вкрапленников составляет до 50% объема породы. Основной объем вкрапленников составляет плагиоклаз, по составу варьирующий от андезина до олигоклаза (An_{45-25} по максимальному углу np' с линией двойникового шва). Приблизительно в равных количествах присутствуют моноклинный пироксен и буровато-зеленая сильноплеохроничная роговая обманка, часто оплавленная, опациitized, опациitized. Небольшие округлые фенокристаллы магнетита присутствуют в некоторых образцах. Основная

8	9	10	11	12	13	14
658/83	659/83	612/83	638/83	614/83	662/83	692/83
59,65	58,37	56,77	59,47	54,91	61,62	59,70
0,48	0,47	0,64	0,79	0,69	0,56	0,54
14,57	14,69	16,41	15,27	16,61	17,06	16,29
5,42	6,20	5,67	5,40	6,55	4,33	6,14
0,14	0,14	0,09	0,11	0,12	0,08	0,16
6,14	6,77	5,88	4,81	5,67	2,82	3,28
3,48	3,63	4,06	6,26	8,20	3,84	4,15
5,00	3,86	4,51	3,86	2,70	3,70	3,96
1,48	2,40	2,26	0,87	1,38	4,52	2,90
0,10	0,10	0,27	0,21	0,28	0,13	0,15
3,03	2,87	2,93	2,45	2,39	1,39	1,39
99,49	99,50	99,49	99,50	99,50	100,05	98,66
537	958	1128	—	760	1160	1390
16	27	23	21	23	55	42
272	312	532	—	749	504	548
16	10	17	—	22	17	21
101	100	155	—	129	116	168
200	170	120	72	95	15	50
46	52	90	72	57	15	50
25	35	25	28	28	18	22
0,79	0,82	0,87	1,01	1,04	1,38	1,69

11 — андезиты порфировые (роговая обманка + плагиоклаз + клинопироксен), массивные потоки; обр. 10 — андезит мегпорфировый (плагиоклаз + клинопироксен), массивный поток.

Обр. 1—4, 6, 8—13 — левобережье р. Гыргол-Илирваам; обр. 5—7, 14 — северный борт оз. Илир-Гытгын.

масса пилотацитовая, изредка содержит микрофенокристи роговой обманки. Все породы интенсивно изменены. Плагиоклазы пелитизированы и карбонатизированы, в большинстве случаев невозможно определить их номер. Клинопироксены часто эпидотизированы и карбонатизированы. Стекло замещено хлоритом и карбонатом.

Химический состав андезитов представлен в табл. 7. На диаграммах Миясиро (см. рис. 17) андезиты образуют ярко выраженные известково-щелочные тренды. Диаграмма K_2O-SiO_2 (см. рис. 20) показывает широкий разброс значений — от толеитовых до высококальциевых. Большинство составов попадает в известково-щелочное поле. Вариации составов андезитов в пересчете на безводность представлены на рис. 21. Кремнекислота (56,54—62,46%) плавно возрастает в ходе роста железомagneвиевого отношения, TiO_2 (0,49—0,81%), tFe_2O_3 (4,39—6,74%), MgO (7,01—2,86%), CaO (3,61—8,44%), MnO (0,08—0,16%) и

P_2O_5 (0,29—0,1%) несколько снижаются, Al_2O_3 (15,10—17,10%), Na_2O (2,78—8%) и K_2O (0,01—4,58%) возрастают при широком разбросе значений. Соотношения K_2O и Na_2O в высококальциевых составах характерны для пород шошонитовой ассоциации.

Присутствие интрателлурической роговой обманки среди главных кристаллических фаз указывает на водный характер магмы на всем протяжении ее дифференциации. На всех диаграммах тренды вариации составов андезитов обособлены от трендов базальт-трахибазальтовой серии. Это позволяет предполагать для андезитов независимый от других пород данного района генезис, возможно связанный с самостоятельной водной выплавкой андезитового или андезитобазальтового состава. Появление подобных магм в существующих схемах эволюции островодужного магматизма связывается с наличием развитой коры [Miyashiro, 1974]. О том же свидетельствует и высокое содержание К в ряде пород, тесная связь которых с нормальными известково-щелочными андезитами придает данной серии характер андезит-шошонитовой ассоциации.

Описание комплекса на о-ве Карагинский. Полные разрезы вулканогенно-осадочного комплекса здесь неизвестны, а фациальная изменчивость толщ весьма существенна. Тем не менее удастся различать нижнюю и верхнюю части разреза комплекса. Для нижней части характерно широкое развитие туфобрекчий, агломератов, лапиллиевых туфов, базальтовых покровов, иногда характеризующихся подушечной отдельностью, а в верхней части преобладают средние и мелкообломочные туфы и, как правило, отсутствуют базальтовые лавы. Следует также отметить, что в центральной части острова верхи разреза сложены псаммитовыми и гравийными туфами, тогда как в северной существенную роль играют алевритовые туфы с прослоями псаммитовых.

На самом севере острова, к северу от устья р. Акановаям, по восточному берегу выходит мощная (более 300 м) толща глыбовых туфобрекчий, состоящая в основном из крупных глыб и обломков базальтового состава с редкими прослоями мощностью до 1—1,5 м грубых туфов. Вероятно, более высокие горизонты нижней части разреза выходят по одному из хребтиков южнее мыса Голенищева, где (снизу вверх) наблюдаются:

	Мощность, м
1. Туфобрекчии неслоистые и туфы лапиллиевые базальтового состава . . .	80
2. Туфы базальтов слоистые, псаммитовые	130
3. Массивные плагиобазальты	20
4. "Канатные" лавы миндалекаменных плагиоклаз-пироксен-порфировых базальтов	30—35
5. Силл относительно свежих плагиоклаз-порфировых базальтов	6
6. Базальты пироксен-порфировые, формирующие сильно вытянутые ориентированные "подушки—трубы"	20
7. Грубозернистый несортированный переотложенный базальтовый материал, залегающий на подстилающих базальтах по неровной карманообразной границе	5—7
8. Переслаивание грубых туфов и туфопесчаников	70
9. Переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов	30
Суммарная мощность	391—398

В южной части острова, к западу от мыса Кзан, по восточному побережью почти до мыса Южный и в верховьях левого притока р. Гнунваам широким распространением пользуются грубые туфо- и лавобрекчии, включающие мощные тела массивных базальтов. Оценка мощности этих образований очень затруднительна в связи со слабым проявлением слоистости, однако, по косвенным соображениям, она, видимо, может составлять более 500 м.

Верхние части разреза вулканогенного комплекса характеризуются хорошо выраженной слоистостью и содержат достаточно мощные пачки, прослеживаемые по площади на 7—10 км, как, например, в бассейне р. Воронья на севере острова или в верховьях р. Мамикинваам в центральной части острова.

К юго-западу от горы Хынхлонай (северная половина острова) по одному из притоков р. Маркеловская нами наблюдался следующий разрез этих образований (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфопесчаники и туфы псаммитовые, слоистые (0,5—0,7 м), с редкими тонкими прослоями туфоалевролитов; в средней части пачки — горизонт туфопесчаников с многочисленными угловатыми обломками туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов	60—70
2. Переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов, в некоторых пачках отмечаются градационная слоистость и текстуры оползания осадков, в нижней части — маломощный прослой (0,4 м) кремнистых алевролитов	80—90
3. Слоистые алевролиты и зеленовато-серые туфоалевролиты с тонкими (3—5 см) прослоями туфопесчаников	120—130
4. Алевролиты тонкослоистые, с редкими тонкими прослоями тонкозернистых туфопесчаников	250
Суммарная мощность	510—540

В центральной части острова типичный разрез верхней части вулканогенного комплекса описан нами по р. Той, притоку р. Гнунваам (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Псаммитовые туфы основного состава, темно-коричневого цвета, со скорлуповатой отдельностью	5
2. Гравийные туфы, относительно слабо сцементированные, с обломками исключительно базальтового состава	30
3. Агломератовые туфы миндалекаменных и пироксеновых базальтов	150
4. Псаммитовые туфы, аналогичные туфам слоя 1	10
5. Агломератовые туфы, аналогичные туфам слоя 3	50
6. Псаммитовые и алевритовые туфы основного состава, черного цвета, относительно слабо сцементированные	10
7. Лапиллиевые туфы основного состава	150
Суммарная мощность	405

Сходный разрез отмечался по р. Олень, также в центральной части острова. В нем преобладают агломератовые и гравийные туфы базальтового состава, темно-серого и черного цвета, а также встречен базальтовый покров мощностью 10—12 м при общей мощности разреза около 450 м.

Петролого-геохимические особенности вулканических пород комплекса на о-ве Карагинский. Для петрологической характеристики пород вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Карагинский пока исполь-

зовано ограниченное количество данных, однако рассмотрение их здесь представляется необходимым.

Породы вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Карагинский представлены преимущественно базальтами, хотя изредка встречаются андезиты и в единичных случаях риодациты. Породы образуют потоки подушечного и массивного строения, а также горизонты лавобрекчий. Пористые и миндалекаменные разности редки, выполнение миндалин хлоритовое, цеолитовое. В большинстве случаев породы порфировые. Вкрапленники (до 50% объема породы) представлены плагиоклазом (андезин Al_{45-40}), в меньшей степени — моноклинным пироксеном, часто образующими гломеропорфиновые сростки размером до 4—5 мм. Более редки плагиофировые разности. В некоторых образцах присутствует измененный оливин. Структура основной массы гиалопилитовая, интерстертальная; в большом количестве присутствует пылевидный и игольчатый рудный минерал. Вторичные изменения выражаются в замещении оливина хлорит-боулингит-магнетитовым агрегатом, пелитизации плагиоклаза, хлоритизации и карбонатизации стекла.

Химический состав пород представлен в табл. 8. На диаграммах Мясиро (см. рис. 15) тренды составов известково-щелочные и большинство пород попадает в известково-щелочные поля. На диаграмме K_2O-SiO_2 (см. рис. 8) составы делятся на две приблизительно равные группы, отвечающие известково-щелочным и высококалиевым известково-щелочным, частично шошонитовым породам. Вариации составов представлены на рис. 22. Отмечается рост содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , падение Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , свойственные известково-щелочным породам. Породы с различным содержанием K_2O различаются также по уровню ряда других компонентов. Высококалиевые породы содержат больше Ba (440—800 г/т), Zr (82—161 г/т), Ni (до 170 г/т), а также в целом более железисты. Но по большинству петрогенных окислов эти две группы пород не дают самостоятельных трендов.

Группа высококалиевых пород характеризуется высоким отношением K_2O/Na_2O , в ряде составов доходящим до 1,5—2. Такие величины характерны для шошонитов. Обращает на себя внимание отсутствие калиевых минералов; эта черта сближает данную группу с некоторыми породами Новых Гебрид [Colley, Warden, 1974]. Отсутствие различий в минералогии и дискретности составов по отношению к группе с умеренным содержанием калия свидетельствует об их тесной генетической ассоциации. Низкие содержания тугоплавких компонентов в большинстве пород и высокие — элементов литофильной группы позволяют сопоставлять их с островодужными образованиями.

Известно, что высококалиевые серии могут появляться на любых этапах островодужной эволюции [Богатиков и др., 1985]. Существует, однако, мнение [Пополитов, Волынец, 1981], что собственно шошонитовый магматизм является принадлежностью поздних стадий этой эволюции. Представляется, что породы вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Карагинский характеризуют именно эти стадии.

Возрастная принадлежность вулканогенно-осадочного комплекса. На п-ове Говена и в смежных районах к северо-востоку в лавово-туфо-

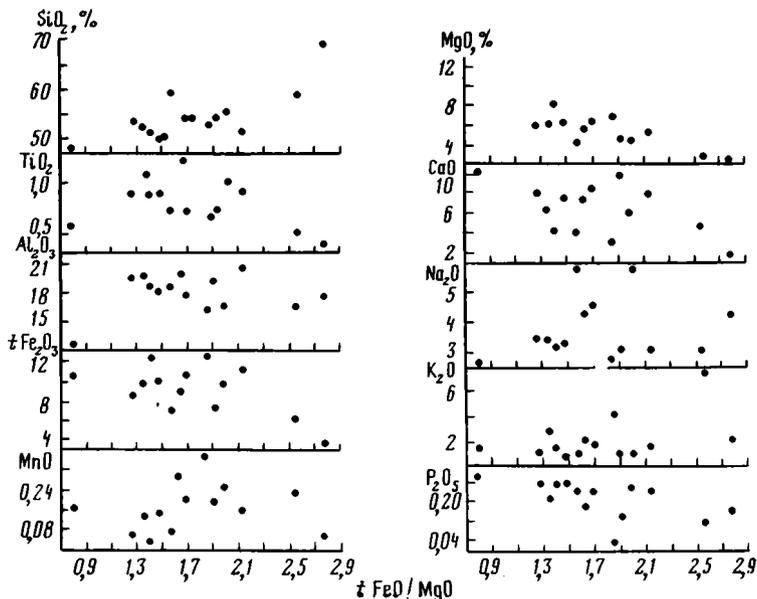


Рис. 22. Зависимость содержания петрогенных окислов в породах вулканогенно-осадочного комплекса в пределах о-ва Карагинский от величины отношения $t\text{FeO}/\text{MgO}$

вой толще известны находки макрофауны, которая вначале определялась как среднеэоцен-олигоценая [Пичугина, Ермаков, Баженова, 1974], а позже, после пересмотра коллекций И.Г. Прониной [Пичугина, Криштофович, Егиазаров, 1974], ей был дан более широкий интервал возраста, начиная с раннего палеоцена. В отложениях вулканогенно-осадочной вочвинской свиты А.И. Жамойда и Р.Х. Липман выделили так называемый вочвинский комплекс радиолярий, который датирует отложения поздним мелом — палеогеном [Жамойда, 1972; Липман, 1959]. В образцах, отобранных нами в 1981 г. на пересечении бухта Лаврова — р. Панетиваям, после их обработки оказались радиолярии плохой сохранности, что не позволило определить возраст вмещающих отложений. В туфошлишиной толще на западном побережье п-ова Говена М.Я. Серова [1970] обнаружила отдельные формы планктонных фораминифер, которые указывают на палеоцен-эоценовый возраст (условно до среднеэоценового).

При проведении геолого-съёмочных работ на северо-западных склонах хребта Малиновского в 1978 г. Э.С. Алексеев с сотрудниками обнаружили в вулканогенно-осадочных породах, отнесенных ими к нижней подсвите говенской свиты, бентосные фораминиферы. Этот комплекс М.И. Полещук датировал поздним эоценом (возможно, поздним эоценом — самым началом олигоцена).

При проведении геолого-съёмочных работ в 1960 г. З.А. Абдрахимов с сотрудниками и в 1979 г. А.А. Коляда с сотрудниками отобрали в породах вулканогенно-осадочного комплекса, а также в силах

Таблица 8

Состав изверженных пород вулканогенно-обломочного комплекса о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
	19/82	2/85	7/85	429/82	178/85	6/85	4/85
SiO ₂	46,68	50,96	50,56	50,97	50,83	49,93	49,05
TiO ₂	0,52	0,65	0,69	0,88	0,72	0,59	0,95
Al ₂ O ₃	12,01	16,12	17,53	17,19	15,87	17,52	16,70
tFe ₂ O ₃	10,17	8,33	9,11	9,47	9,82	8,27	11,41
MnO	0,16	0,14	0,18	0,14	0,16	0,12	0,19
MgO	12,62	6,59	6,26	6,45	6,56	5,48	7,16
CaO	10,16	9,13	7,11	7,33	7,35	11,23	5,30
Na ₂ O	2,50	2,44	3,07	3,06	4,27	3,93	3,93
K ₂ O	1,35	0,30	2,67	0,69	0,60	0,85	1,66
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,11	0,26	0,26	0,08	0,17
П.п.п.	3,03	4,67	2,21	3,06	3,06	1,49	2,98
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,49	99,50
Ba	—	289	748	440	690	261	424
Rb	—	5	37,3	—	10	10	26,4
Sr	261	651	570	419	655	669	319
Y	—	16	17	—	16	10	17
Zr	161	99	62	69	76	53	90
Ni	160	<50	<50	80	53	<50	<50
Co	<50	—	—	<50	—	—	—
V	180	—	—	205	—	—	—
tFeO/MgO	0,73	1,14	1,31	1,32	1,35	1,36	1,43

Примечание. Обр. 1, 5, 8—10, 12, 14, 16, 22 — из подушечных потоков среди псефитовых туфов; обр. 2, 3, 6, 7, 17, 18, 20 — глыбы из туфоконгломератов; обр. 4, 11, 18 — лавобрекчии; обр. 13, 15, 19, 21 — глыбы эффузивов из туфоконгломератов. Обр. 1—4 — базальты миндалекаменные, плагиоклаз-клинопироксен-афировые, интенсивно порфириновые; обр. 5, 10, 14, 16, 18 — андезитобазальты, клинопироксен-плагиофириновые, интенсивно порфириновые; обр. 6—8, 15, 17, 19, 20 — базальты миндалекаменные, клинопироксен-плагиофириновые; обр. 9 — базальт афировый; обр. 11 — андезитобазальт плагиофириновый; обр. 12 — андезитобазальт интенсивно порфириновый (плагиоклаз + клинопироксен + роговая обманка, в гломеропорфириновых сростках);

и дайках субвулканических пород, содержащихся в нем, образцы на определение абсолютного возраста К-Аг методом. По результатам этих определений получены довольно близкие значения цифр, практически укладывающиеся в олигоценовой интервал. Так, породы базальтовых покровов дают возраст 27—22 млн лет, пластовые залежи диабазов, базальтов — 35—17 млн (в среднем 30—29 млн лет), дайки — 29—25 млн лет. Таким образом, сумма данных определяет возраст в широком диапазоне (палеоген) с большим или малым акцентом на верхнюю его часть. Необходимо учитывать, что при сложном надвиговом строении толщ и их опрокинутости доверительные результаты по характеристике возраста образований вулканогенно-осадочного комплекса могут дать только комплексные одновременные опробования разрезов на микро- и макрофауну, а также отбор проб на абсо-

8	9	10	11	12	13	14	15
17/82	18/82	14/82	422/82	179/85	187/85	182/85	183/85
48,90	48,47	51,17	52,88	51,61	50,54	54,11	51,01
1,21	0,71	0,60	0,70	0,97	0,82	0,91	1,08
19,19	16,93	15,21	18,79	16,45	19,46	16,93	19,24
8,89	10,23	11,97	8,16	10,24	7,59	9,83	8,69
0,28	0,19	0,40	0,19	0,20	0,25	0,18	0,24
5,38	6,02	6,34	4,27	5,34	3,89	4,97	4,29
7,24	8,11	3,08	9,78	6,86	9,27	4,79	9,78
4,06	4,38	2,50	2,94	3,90	3,65	4,66	3,48
2,08	1,76	3,73	0,68	1,10	1,39	1,25	0,88
0,18	0,23	0,01	0,14	0,22	0,17	0,22	0,18
2,09	2,46	4,49	0,98	2,61	2,47	1,64	1,63
99,50	99,49	99,50	99,51	99,50	99,50	99,49	99,50
—	—	—	190	1260	710	680	940
—	—	—	—	10	20	20	10
487	583	846	440	486	390	531	466
—	—	—	—	21	12	24	23
61	41	78	77	124	56	123	61
50	170	130	<50	<50	<50	89	<50
90	60	<50	<50	—	—	—	—
350	180	220	201	—	—	—	—
1,49	1,53	1,70	1,72	1,73	1,76	1,78	1,81

обр. 13 — базальт интенсивно порфиновый (плагноклаз + клинопироксен + оливин, единичные зерна); обр. 21 — базальт интенсивно профировый (плагноклаз + клинопироксен + ортопироксен, единичные зерна); обр. 22 — андезитобазальт интенсивно порфиновый (плагноклаз + клинопироксен + оливин, единичные зерна).

Обр. 1, 5, 8—10, 12—16, 19, 21, 22 — побережье в районе мыса Голенищева; обр. 2, 3, 6, 7, 18, 20 — истоки левой составляющей р. Большой Гнувям; обр. 4, 11, 18 — истоки р. Олень.

Обр. 1, 8—10, 16 — из коллекции В.Д. Чеховича.

лютный возраст при строгом контроле общей тектонической ситуации.

Имеющиеся на настоящий момент материалы по п-ову Говена, скорее всего, свидетельствуют о достаточно длительном периоде накопления пород рассматриваемого комплекса — от раннего палеоцена (возможно, от конца позднего мела) до олигоцена.

Материалы по результатам определения возраста вулканогенного комплекса на о-ве Карагинский более бедны. С одной стороны, имеются данные, которые были опубликованы недавно М.Н. Шапиро и Н.М. Петриной [1985], свидетельствующие по результатам анализа бентосных форм фораминифер о маастрихт-датском, возможно раннепалеоценовом, возрасте туфогенно-осадочных пород в составе так называемой хынхлонайской свиты. С другой стороны, определения абсолютного возраста вулканитов, проведенные ПГО "Камчатгеология",

Таблица 8 (окончание)

Компонент	16	17	18	19	20	21	22
	15/82	428/82	1/85	186/85	3/85	184/85	181/85
SiO ₂	54,75	48,75	51,70	51,30	50,09	49,60	54,56
TiO ₂	0,75	0,86	0,97	0,84	0,67	0,92	0,95
Al ₂ O ₃	18,37	19,26	18,91	18,98	18,88	17,95	16,47
tFe ₂ O ₃	7,81	10,53	9,03	8,35	8,53	10,98	9,66
MnO	0,14	0,14	0,26	0,20	0,16	0,14	0,16
MgO	3,88	4,91	4,00	3,70	3,65	4,52	3,86
CaO	7,09	7,67	7,72	8,83	9,08	8,14	5,74
Na ₂ O	4,63	2,87	3,53	3,53	4,19	3,48	4,60
K ₂ O	1,54	1,41	1,83	1,71	2,19	1,64	1,72
P ₂ O ₅	0,36	0,23	0,24	0,18	0,14	0,15	0,21
П.п.п.	0,65	2,86	1,10	1,88	1,91	1,99	1,56
Сумма	99,97	99,49	99,49	99,50	99,49	99,51	99,49
Ba	—	440	406	1400	451	1700	810
Rb	20	—	32,7	20	20,9	21	20
Sr	430	565	444	515	760	531	413
Y	24	—	20	16	10	12	19
Zr	65	84	135	64	79	50	126
Ni	120	60	<50	<50	<50	<50	<50
Co	<50	<50	—	—	—	—	—
V	—	197	—	—	—	—	—
tFeO/MgO	1,81	1,93	2,03	2,03	2,11	2,19	2,25

показали значения 69—65 млн лет, что в целом не противоречит палеонтологическим определениям. В то же время среди пород туфононо-осадочной пачки, перекрывающей туфобрекчии, туфоконгломераты и лавы на самом севере острова, к югу от мыса Голенищева, по данным геолого-съёмочных работ С.А. Мельниковой с сотрудниками, имеются находки моллюсков несомненно палеогенового (эоцен и моложе) возраста — *Vagiamussium amakusaensis* Omori.

В центральной части острова вулканогенно-осадочные породы закартированы Б.К. Долматовым и др. [1967] и по возрасту отнесены к эоцен-олигоцену.

Представляется, что в вопросе о возрасте вулканогенно-осадочного комплекса на о-ве Карагинский существует еще достаточно много неясностей, однако, скорее всего, в этот комплекс входят формационно и петрохимически однотипные породы широкого возрастного интервала — от маастрихта—дания до эоцена включительно.

Палеогеографическая обстановка и палеогеодинамические условия формирования вулканогенно-осадочного комплекса. Разрезы комплекса на севере п-ова Говена и в прилегающих районах представлены широким разнообразием типов вулканогенных пород. Здесь развиты лавовые покровы базальтов и андезитобазальтов как с подушечным, так и с массивным строением, различные лавобрекчии; еще более раз-

нообразны пирокласты — туфобрекчии, агломератовые и лапиллиевые туфы, псаммитовые, алевритовые и пепловые туфы, в подчиненном количестве распространены туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. В некоторых прослоях осадочных пород отмечаются остатки раковин морских моллюсков. На о-ве Карагинский преобладают массивные и грубослоистые туфобрекчии и туфоконгломераты, иногда с мощными базальтовыми лавовыми покровами, а также различные по размерности туфы, туфопесчаники и в меньшей степени туфоалевролиты. Характер разрезов этих районов более всего напоминает отложения, которые накапливаются на вулканических островах и (или) в окружающих водах. Петролого-геохимические особенности вулканических пород, как уже говорилось, несомненно, отвечают островодужным условиям формирования. Таким образом, можно считать, что вулканогенно-осадочный комплекс в палеогеодинамическом отношении может рассматриваться как островодужный.

Несколько особо следует относиться к туфофлишоидной толще, развитой в южной и центральной частях п-ова Говена. В этих районах практически нацело отсутствуют лавовые покровы и мощные пачки туфобрекчий, преобладающую роль играют туфы, туффиты, туфоалевролиты и тонкообломочные осадочные породы — мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, в которых исходный вулканический материал сильно переработан. Необходимо иметь также в виду, что фауна бентосных фораминифер, определенная М.Я. Серовой из туфофлишоидной толщи на западном побережье п-ова Говена, судя по составу родовых форм, таких, как *Naplophragmoides*, *Bathysphon*, *Rhabdammina*, по мнению И.А. Басова (устное сообщение), характеризует весьма глубоководные условия формирования вмещающих ее отложений.

Подобная обстановка, скорее всего, отвечает не продолжению основного шельфа, где накапливалась лаво-туфобрекчиевая фация, а смежной с ним области. Естественно, что расположение этой области относительно дуги может трактоваться неоднозначно. Однако кажется более правильным поместить ее к юго-востоку от дуги, потому что на западе полуострова отмечается заметное увеличение количества туфового материала и появление отдельных горизонтов туфобрекчий и при предполагаемом перемещении они окажутся ближе к дуге, а не наоборот. Следует иметь в виду, что к западу от дуги располагается Ильпинско-Пахачинский бассейн, в котором в палеогене накапливались тонкообломочные осадки без заметной примеси вулканического материала.

Таким образом, как будто намечается картина, близкая к схеме строения современных островодужных систем: преддуговой бассейн — вулканическая островная дуга — задуговой бассейн. Эта палеогеодинамическая картина находит, возможно, подтверждение и в петрохимической зональности вулканических пород от побережья Олюторского залива внутрь континента, т.е. вкост простирания островодужной толщи. Так, приведенные выше петрохимические данные по районам бухты Лаврова и оз. Илир-Гытгын, т.е. соответственно на восточном и западном флангах структур вулканогенно-осадочного комплекса, показывают некоторое нарастание щелочных (шошонитовых) тенден-

ций в рассматриваемой вулканической серии с востока на запад. Кроме этого, еще при проведении геолого-съемочных работ [Геология..., 1965] в бассейне р. Пахачи стали известны трахиандезиты и трахиты из отложений вочвинской свиты, а также прорывающие их малые тела монзонитов, кварцевых сиенитов и кварцевых латитов. Сейчас по этим районам П.К. Кележинкас (устное сообщение) получил оригинальные данные. Химический состав этих пород действительно отвечает трахиандезитам и трахитам островодужного известково-щелочного ряда. Эти данные позволяют считать, что нарастание щелочности в породах вулканогенного комплекса происходит в западном направлении. Известно [Dickinson, Natherton, 1967], что возрастание щелочности вкост островодужных формаций указывает на направление падения зоны Заварицкого—Беньофа. Таким образом, на данный момент (пока качественно, без расчета угла падения) можно говорить, что эта зона и соответственно зона субдукции имели в целом западное направление падения.

Вулканогенно-молассоидный комплекс

Породы вулканогенно-молассоидного комплекса распространены в западной части о-ва Карагинский, выходя на восточное побережье лишь на самом его юге.

В настоящем разделе мы лишь кратко коснемся состава и характера этих образований, стратиграфия которых достаточно детально описана в работах Ю.Б. Гладенкова [1972], Ю.Б. Гладенкова, Д.И. Витухина и Т.В. Орешкиной [1982], М.Я. Серовой, Г.П. Борзуновой и М.Н. Шапиро [1975], а также частично (по олигоцену) затронута в гл. 2 настоящей монографии. Следует отметить, что упомянутые работы касаются лишь весьма незначительного по площади участка на восточном побережье самой южной части острова; расчленение и описание этих толщ по данным геолого-съемочных работ оставляет желать много лучшего. Приводимые ниже сведения, с нашей точки зрения, необходимы для восприятия общей картины строения и развития внутреннего обрамления Командорской впадины.

Сведения о нижней границе вулканогенно-молассоидного комплекса отсутствуют. Все контакты с породами других комплексов тектонические. Нижняя видимая часть комплекса представлена свитой мыса Тонс. По данным Ю.Б. Гладенкова [1972], она состоит из двух толщ — нижней, сложенной главным образом темными туфами и туфопесчаниками (240 м), и верхней — туфоаргиллитами (80 м). Стратиграфически выше согласно или местами с небольшим размывом залегают туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты ильхатунской свиты (около 700 м), подробно описанные в гл. 2. Далее следуют конгломераты, туфопесчаники и песчаники с *Laternula*; венчают разрез комплекса вулканотерригенные песчаники и кремнистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты пестроцветной свиты. Возраст свиты мыса Тонс по фораминиферам и моллюскам [Серова и др., 1975; Гладенков и др., 1982] определяется как эоценовый (верхи среднего эоцена), ильхатунская свита относится к олигоцену, свита печаников с *Laternula* — к оли-

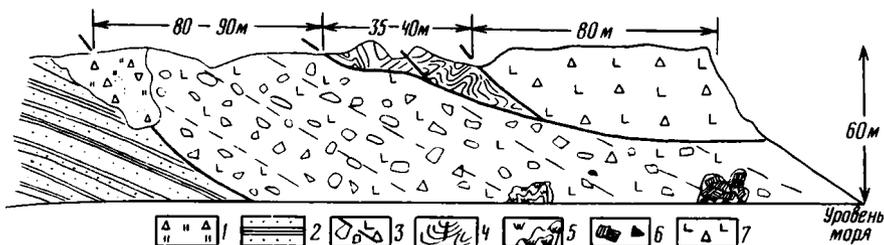


Рис. 23. Зарисовка берегового обрыва вблизи мыса Тонс в зоне контакта туфогенно-осадочной толщи свиты мыса Тонс и вулканогенно-обломочных пород хынхлонской свиты

1 — делувиий; 2 — туфопесчаники, туфоалевролиты свиты мыса Тонс; 3 — крупноглыбовая вулканомиктовая неясно-слоистая "мусорная" толща; 4 — сильно деформированные слоистые туфогенные породы; 5, 6 — блоки: 5 — слоистых сильно перемятых кремнистых пород, 6 — брекчий полосчатых кислых лав; 7 — массивные лавобрекчии плагнобазальтов

гоцену — раннему миоцену, пестроцветная свита — к раннему и, возможно, низам среднего миоцена. Выше этого разреза с угловым и эрозийным несогласием располагаются отложения свиты мыса Плоский, относимые нами к молассоидному комплексу.

По данным М.Я. Серовой, Г.П. Борзуновой и М.Н. Шапиро, в свиту мыса Тонс включаются вулканомиктовые конгломераты, туфобрекчии, туфы, которые, по их мнению, в обнажениях береговых обрывов мыса Тонс залегают согласно на туфопесчаниках и туфоалевролитах. Осмотр нами этих обнажений в 1985 г. показал, что вулканомиктовая толща, содержащая громадные (20×100, 10×80 м и т.д.) блоки разнообразных, преимущественно базальтового состава, пород, действительно залегают на туфогенно-осадочных породах свиты мыса Тонс, но контакт этот, несомненно, является тектоническим, типа достаточно пологого надвига, в целом конформного с падением пород подстилающей слоистой толщи (рис. 23). Отобранная [Серова и др., 1975] микрофауна из туфогенно-осадочных пород с прослоями конгломератов очень сильно дислоцированной пачки севернее устья р. Ильхатунваям, если даже и правомерно объединение ее с толщей расположенных к северу и разделенных разломом вулканомиктовых конгломерато-брекчий, не дает оснований для включения ее в разрез свиты мыса Тонс, поскольку в 3—4 км севернее, в районе мыса Южный, в логах, спускающихся к берегу моря, также отмечено субгоризонтальное тектоническое перекрытие туфоалевролитов и туфопесчаников вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, слагающими всю верхнюю часть береговых обрывов. По-видимому, вулканомиктовые конгломерато-брекчии с отдельными прослоями туфов и несортированных "мусорных" туфопесчаников, характерных для этой толщи, принадлежат к иной фациальной зоне, значительно более приближенной к вулканическим аппаратам. В свете рассматриваемых здесь проблем упомянутая толща может включаться и в вулканогенно-молассоидный комплекс, и в собственно вулканогенный комплекс.

По всему разрезу вулканогенно-молассоидного комплекса изобилует

фауна моллюсков, встречаются растительный детрит и растительные остатки [Гладенков, 1972], часты горизонты конгломератов. Можно, не прибавляя к этому других данных, считать, что рассматриваемый комплекс формировался в относительно мелководной обстановке, а обилие туфового материала свидетельствует о близости вулканических островов, откуда поступал пирокластический материал.

Флишоидный комплекс

Описание комплекса. На п-ове Говена породы флишоидного комплекса слагают неширокую полосу, протягивающуюся вдоль восточного побережья, и затем продолжают к северу, где также формируют полосы северо-восточного простираения среди пород вулканогенно-кремнистого и вулканогенного комплексов. Большинство исследователей (Л.А. Анкудинов, В.К. Рожкова, З.А. Абдрахимов, А.А. Коляда) относят эти отложения к ильпинской свите. Комплекс отличается весьма интенсивной дислоцированностью, резкой фацальной изменчивостью в северо-восточных районах, бедностью руководящей фауной, что затрудняет установление точного его возраста.

На о-ве Карагинский рассматриваемый комплекс развит достаточно широко. Здесь он слагает полосу северо-восточного простираения шириной от 5—7 до 15—20 км в северо-восточной части острова. В состав комплекса входят песчано-алевролитовая, флишево-алевролитовая, спилит-алевролитовая и алевролитовая толщи, выделенные С.А. Мельниковой в северной половине острова. В центральной его части Б.К. Долматов с сотрудниками закартировали аргиллитовую, песчаниковую и песчано-аргиллитовую толщи.

Ниже приводятся частные разрезы пород комплекса.

На п-ове Говена ильпинская свита относится к эоцен-олигоцену. От тувофлишоидной толщи вулканогенно-осадочного комплекса она отличается существенно меньшей ролью туфового материала. Большое значение приобретают темно-серые, почти черные алевролиты и аргиллиты, либо сочетающиеся с туффитами и мелкозернистыми туфами, либо встречающиеся в виде достаточно мощных (до 200 м и более) пакетов. В береговых обнажениях между бухтой Лаврова и лагуной Тинтикун вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Ритмичное (от 1—5 до 10—20 см) переслаивание темно-серых до черных алевролитов и аргиллитов с серыми и зеленовато-серыми, несколько окременненными туфогенными алевролитами, туффитами и мелкозернистыми туфами	200
2. Пачки темных алевролитов и аргиллитов (1—3 м), разделенные тонкими (2—5 см) и реже более мощными (до 0,5 м) прослоями тонко- и мелкозернистых туффитов и туфов	70
3. Ленточное (через 5—20 см) переслаивание темно-серых алевролитов и более светлых, зеленовато-серых туффитов	35
4. Алевролиты почти черные, кливажированные, с овальными мергелистыми конкрециями и горизонтами, содержащими относительно окатанные обломки (размер от валунного до гравийного) мергелистых песчаников, габброидов и афировых базальтов	180
Суммарная мощность	485

Следует отметить, что в некоторых районах среди алевролитовых пакетов отмечаются крупные олистолиты спилитизированных базальтов и вулканогенно-кремнистых пород (мощностью до 40 м).

В более южных районах, в 1,5 км к западу от устья р. Ырваам, отмечен следующий разрез одной из пластин флишоидного комплекса (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Ритмичное равномерное переслаивание слоев равной мощности (от 5 до 15 см) аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников серого и темно-серого цвета	Около 150
2. Преобладание хорошо слоистых (10—25 см) тонкозернистых песчаников и алевролитов с очень тонкими (до 0,5 см) прослоями аргиллитов или без них	120—140
3. Переслаивание тонкозернистых песчаников и алевролитов (мощность прослоев 25—30 см, редко меньше)	Более 100
Суммарная мощность	370—400

По всему разрезу характерно присутствие овальных различного размера конкреций мергелистого состава.

Третий тип разреза представлен однообразной толщей темно-серых алевролитов и аргиллитов с мергелистыми конкрециями. В разрезах подобного рода практически невозможно выделение каких-либо литологически различающихся пачек. Предполагается, что монотонные алевролиты составляют верхние горизонты флишоидного комплекса на п-ове Говена и смежных с северо-востока площадях.

На о-ве Карагинский в составе флишоидного комплекса участвуют литологически сходные, но, видимо, разновозрастные толщи, слагающие совмещенные тектонические пластины.

Ниже приводятся разрезы по отдельным пластинам, которые в некоторых случаях трактовались ранее как части единого стратиграфического разреза, мощность которого оценивалась более чем в 5000 м.

В верховьях р. Маркеловская, по правому крупному развилку, структурно выше пластины очень сильно рассланцованных алевролитов с довольно удаленными друг от друга будинами мелкозернистых песчаников, подчеркивающих интенсивнейшую складчатость в пределах этой пластины, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Переслаивание разлистованных алевролитов (0,3—1,5 м) и мелкозернистых песчаников с относительно равномерным расположением слоев мощностью от 0,15—0,2 до 0,3, редко до 0,5 м	Около 150
2. Алевролиты с относительно мощными (до 1,5 м) пластинами мелко- и тонкозернистых песчаников	70—80
3. Переслаивание алевролитов и аргиллитов с мергелистыми породами того же состава, содержащими редкие песчано-мергелистые конкреции; в нижней части пачки — тело спилитизированных базальтов с подушечной отдельностью мощностью 6—7 м, контакты с алевролитами подорваны	100
Суммарная мощность	Около 320—330

По р. Калелахриваам С.А. Мельникова с сотрудниками описали следующий разрез (снизу вверх):

1. Переслаивание зеленовато-черных алевролитов (0,2—0,3 м) с серыми мелкозернистыми песчаниками (0,05—0,2 м)	30
2. Алевролиты рассланцованные, с редкими мергелистыми конкрециями	30
3. Относительно равномерное переслаивание (по 0,15—0,3 м) темных алевролитов и серых мелкозернистых песчаников	50
4. Песчаники среднезернистые, серые	3
5. Переслаивание алевролитов (0,2—0,3 м) и мелкозернистых песчаников (0,05—0,2 м), встречаются отдельные линзы песчаников до 0,7 м	280
6. Алевролиты черные, слоистые, с редкими относительно мощными (до 5 м) пластами среднезернистых песчаников	70
Суммарная мощность	463

По второму от устья правому притоку р. Яклегриваям наблюдается следующий разрез одной из пластин флишоидного комплекса (снизу вверх):

Мощность, м

1. Флишоидное относительно ритмичное переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников	130—150
2. Алевролиты черные, осколчатые, с плохо выраженной слоистостью	30
3. Переслаивание алевролитов (1—3 м) и мелкозернистых песчаников (0,1—0,3 м)	15
4. Алевролиты слабослоистые	40
5. Переслаивание алевролитов (0,5—3 м) и мелкозернистых песчаников (0,2—0,5 м)	30
6. Переслаивание алевролитов и аргиллитов, встречаются частые мергелистые конкреции, а также олистолиты мелкозернистых песчаников и обломки "подушек" спилитизированных базальтов	60
Суммарная мощность	305—360

По правому притоку р. Мелилинкваям отмечается чередование пачек относительно тонкого переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников (снизу вверх):

Мощность, м

1. Переслаивание (по 0,1—0,25 м) черных алевролитов и мелкозернистых песчаников	35
2. Алевролиты темные, крупнощебенчатые, с редкими прослоями (0,1—0,2 м) мелкозернистых песчаников	50
3. Переслаивание (0,1—0,15 м) черных алевролитов и мелкозернистых темных песчаников	45
4. Алевролиты темные, мелкощебенчатые	25
5. Переслаивание черных алевролитов (0,1—0,3 м) и мелкозернистых песчаников (0,05—0,1 м)	100
6. Тонкое (по 0,05—0,1 м) переслаивание алевролитов, мергелистых алевролитов, мелкозернистых песчаников	80
7. Переслаивание (по 0,2—0,4 м) черных алевролитов, темно-серых алевролитистых песчаников и мелкозернистых песчаников	50
Суммарная мощность	385

На востоке центральной части острова общий характер образований флишоидного комплекса в целом сохраняется, как это можно видеть, например, из разреза, составленного по береговым обнажениям к юго-западу от устья р. Кулутуваам (снизу вверх):

Мощность, м

1. Чередование алевролитов (0,1—0,3 м) с тонкими (3—10 см) пропластками песчаников; в алевролитах встречаются овально-удлиненные мергелистые конкреции	65
2. Алевролиты щебенчатые, рассланцованные	20

3. Переслаивание перемятых аргиллитов (0,3—0,5 м), почти черных, с будинированными пережатыми пропластками песчаников (0,02—0,3 м)	150
4. Базальты афировые, спилитизированные, с подушечной отдельностью, размеры "подушек" в нижней части 0,5—1 м, в верхней 0,4—0,6 м; в подошве залегают прерывистые брекчи мощностью 0,2—2 м, в местах перерыва брекчий "подушки" залегают непосредственно на аргиллитах, нижняя поверхность подушек волнистая	20
5. Аргиллиты (0,3—0,4 м) с пропластками (0,1—0,2 м) песчаников	12
6. Базальты спилитизированные, афировые, с подушечной отдельностью, образующие три тела мощностью от 4 до 6 м, разъединенные пачками аргиллитов мощностью по 3—4 м	20
7. Алевролиты (0,3—0,4 м) с пропластками (0,05—0,2 м) песчаников	50
8. Чередование алевролитов (0,2—0,5 м) с пережатыми, будинированными, разорванными пропластками песчаников (0,05—0,1 м)	75
Суммарная мощность	412

В той же центральной части острова, кроме пластин, сложенных песчано-алевролитовыми отложениями с некоторым преобладанием алевролитов, как и в северных районах, существуют пластины, в которых в разрезе несколько преобладают песчаники, что дало основание Б.К. Долматову с сотрудниками при проведении геологосъемочных работ выделять так называемую песчаниковую толщу. Ниже приводится разрез, характеризующий это подразделение в истоках р. Какукваям на восточных склонах горы Туманная (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые, с округлыми конкрециями известковистых алевролитов и песчаников диаметром до 10 см; имеются редкие прослои (до 0,8 м) алевролитов и пачки тонкого переслаивания песчаников и алевролитов мощностью до 1,5 м	230
2. Флишоидное переслаивание песчаников (0,03—0,05 м, реже до 0,3 м) и алевролитов (0,05—0,1 м, реже до 0,2 м)	110
3. Чередование песчаников (0,4—0,8 м) и алевролитов (0,05—0,2 м)	70
4. Флишоидное переслаивание, аналогичное переслаиванию слоя 2. В средней части пачки — два олистостромовых горизонта мощностью до 3 м, состоящие из обломков известковистых алевролитов, пепловых кремнистых туфов, базальтов	100
Суммарная мощность	510

Состав обломочных зерен в песчаниках флишоидного комплекса достаточно однообразен и с небольшими вариациями количества компонентов выглядит следующим образом (в порядке убывания): плагиоклаз альбитизированный (лабрадор), кварц, моноклинный пироксен, обломки кремнистых пород (чистых либо с примесью туфогенного глинистого или железистого материала), хлоритизированное вулканическое стекло, базальты, андезиты, рудный минерал, серпентин.

Флишоидный комплекс, выделяемый на о-ве Карагинский, включает также пластины и чешуи, сложенные преимущественно алевролитами с редкими прослоями песчаников и туфопесчаников. Подобные тела приурочены к западной полосе распространения пород флишоидного комплекса и, вероятно, отвечают наиболее ранним его элементам. Эти породы широко развиты в бассейне р. Мелилинкваям, где образуют несколько чешуй, выклинивающихся к юго-западу на левом борту долины р. Маркеловская, а также в верховьях р. Ирнтоваям. Разрезы,

осмотренные по морскому побережью к северу от устья р. Мелилинкваям, а также по левым и правым притокам этой реки, достаточно однообразны. Непрерывные части разрезов по мощности не более 300—400 м и представлены темно-серыми до черных алевролитами, в которых через 1—5 м встречаются тонкие (1—3 см) прослои мелкозернистых песчаников и известковистых разностей алевролитов. Весьма типично присутствие в алевролитах песчано-мергелистых конкреций округлой или уплощенной караваеобразной формы. Размер этих конкреций может варьировать по разрезу от 0,1—0,3 до 0,3—0,5 м. Иногда среди подобного рода алевролитов встречаются относительно мало мощные (10—20 м) пачки, сложенные четким переслаиванием (по 5—10 см) глинистых и известковистых алевролитов.

Приведенную общую характеристику состава и строения флишоидного комплекса необходимо дополнить данными об олистостромовых горизонтах, находящихся, видимо, на различных уровнях. Среди олистолитов или олистоплак встречаются части потоков спилитизированных базальтов, линзы серпентинизированных перидотитов, пластины, сложенные породами кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов. Подобные горизонты встречены и осмотрены нами в бассейне р. Мелилинкваям, в долине р. Маркеловская, в ее среднем течении и по правым и левым притокам, в верховьях р. Воронья (северная половина острова) и в верховьях р. Какукваям (центральная часть острова).

В 1984 г. М.Н. Шапиро опубликовал статью, в которой детально рассматривается состав обломочного материала в одном из обнажений подобного горизонта. В этом обнажении описываются преобладающие среди обломочного материала липариты и граниты. Далее в указанной статье говорится о якобы аналогичном составе обломков в большинстве олистостромовых горизонтов и об источнике их сноса, за который принимаются гипотетические континентальные массы, располагавшиеся на месте Командорской впадины. В связи с изложенным уместно привести наши данные по составу олистолитов.

Обычно олистолиты имеют размер от 5 до 15, реже до 20 см и заключены в алевролитовый матрикс; количество их может быть существенно различным — от редких "плавающих" обломков до достаточно полного насыщения объема породы, так что она начинает напоминать брекчию или конглобрекчию. Количество олистолитов по простиранию олистостромового горизонта, как правило, довольно быстро (иногда на отрезках в несколько десятков или в первые сотни метров) сильно варьирует, вплоть до практически полного исчезновения. Мощность различных олистостромовых горизонтов изменяется от 0,3 до 5—7 м и может на небольших расстояниях существенно изменяться по простиранию.

Приведем состав пород, включенных в матрикс олистостром.

1. Долина р. Маркеловская, 1 км ниже устья р. Яклегриваям — туфы базальтов среднезернистые, туфопесчаники, диабазы.

2. Первый от устья левый приток р. Яклегриваям — диабазы мелкокристаллические, туфы базальтов среднезернистые, редко серпентинизированные перидотиты и серпентиниты.

3. Долина верхнего течения р. Маркеловская, левый борт, 2,5 км ниже слияния развилков верховьев — диабазы мелкокристаллические, плагиопорфиры, туфы базальтов, базальты, кремнистые породы.

4. Верховья правого притока р. Маркеловская — туфы базальтов, базальты плагиоклаз-пироксен-порфиновые, песчаники полимиктовые.

5. Верховья правого развилка р. Мелилинкваям — базальты миндалекаменные и плагиоклаз-пироксен-порфиновые, кремнистые породы, туфы базальтов, кварцевые диориты.

6. Верховья р. Какукаям — базальты плагиоклаз-порфиновые, алевролиты, туфы базальтов, песчаники граувакковые, кремнистые породы.

7. Северная половина острова — в алевролитовой толще заключены "конгломераты", в состав которых в порядке убывания входят следующие обломки пород: габброиды, диабазы, диориты, лампрофиры, хлорит-эпидот-альбит-кварцевые сланцы, пироксен-порфиновые базальты, спилиты и кварцевые альбитофиры (данные С.А. Мельниковой с сотрудниками).

8. Верховья правого притока р. Воронья — туфы, песчаники, кремнистые породы, габброиды, пироксениты, диабазы, серпентинизированные гарцбургиты.

9. В центральной части острова — мергелистые песчаники, пироксен-порфиновые базальты, спилитизированные базальты, диабазы, андезиты, кварцевые диориты, пепловые кремнистые туфы, кремнистые породы, серпентиниты (материалы геолого-съёмочных работ Б.К. Долматова с сотрудниками).

Приведенный материал достаточно ясно свидетельствует о том, что наиболее вероятным источником олистостром являлись породы офиолитового, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов.

Опубликованные М.Н. Шапиро пять анализов галек кислых пород отвечают низкощелочным риодацитам и низкощелочному граниту и лейкограниту нормальной известково-щелочной серии, типичной для островных дуг, и едва ли свидетельствуют о континентальном источнике обломочного материала олистостром; последнему противоречит и отсутствие калиевого полевого шпата в порфириновых выделениях этих галек, тогда как для анатектических гранитных магм континентального генезиса он характерен.

Несколько в иной плоскости стоит вопрос об олистостромовой природе толентовых базальтов и известково-щелочных андезитобазальтов, ибо ранее при геолого-съёмочных работах [Долматов и др., 1969; Шапиро, 1984] высказывалось мнение об их нормальном положении в осадочном разрезе, т.е. что эти тела представляют собой эффузивные покровы среди осадочных пород. Такую возможность вряд ли можно категорически отрицать на данной стадии изученности, однако для многих из этих тел вполне отчетливо устанавливается их олистостромовая природа. Об этом свидетельствуют присутствие мелких олистолитов на простирании крупных тел, а также выше и ниже по разрезу от них, незначительные по простиранию размеры тел толентовых базальтов при мощности последних до 50—70 м и отсутст-

вие горячих контактов с матриком. Косвенным доказательством является также то, что до сих пор нигде и никем не обнаружены какие-либо подобия подводящих каналов, будь то удаленные от тел дайки, прорывающие породы флишевого комплекса, или жерловые фации сходного состава.

Петролого-геохимические особенности вулканических пород комплекса. Эффузивные породы, встречающиеся в полях развития флишеидного комплекса и комплекса осадочного меланжа о-ва Карагинский, представлены тремя группами, различающимися по петрохимическим и петрографическим особенностям. Наиболее широко распространены низкокальциевые базальты, в резко подчиненном количестве присутствуют низкокальциевые железистые андезиты. Наконец, самую малочисленную группу составляют известково-щелочные базальты с высоким содержанием калия. Поскольку низкокальциевые базальты распространены как во флишеидном комплексе, так и в комплексе осадочного меланжа, а вторая и третья группы пока известны только в составе последнего, здесь приводится описание только первой группы, а сведения о других даны ниже.

Низкокальциевые базальты чаще всего слагают тела подушечного строения. Размеры подушек до 0,5 м. Афировые разности встречаются редко. Порфиновые выделения представлены почти исключительно плагиоклазом с нормальной зональностью (в центре битовнит №75, на периферии андезин №45). Реже отмечаются псевдоморфозы вторичных минералов по оливинovým вкрапленникам и мелкие кристаллы шпинели. Относительно свежий оливин присутствует в единственном образце явно кумулятивного происхождения, где он составляет около 40% объема породы. Магнетит образует мелкие зерна (часто скелетного строения) в основной массе, реже в кристаллах клинопироксена. Структура основной массы интерсертальная, реже гиалофитовая, микродиабазовая; центральные части тел иногда сложены диабазовыми порфиритами и тонкозернистыми диабазами. Моноклинный пироксен занимает интерстиции между лейстами плагиоклаза основной массы, а также образует с ним сноповидные и метельчатые сростания, напоминающие микрографические. Он ясно окрашен в сиреневато-коричневые тона, свойственные титан-авгиту. Плагиоклазы вкрапленников сосюритизированы, по оливину развит серпентин и рудный минерал, стекло полностью замещено хлоритом и карбонатом. Миндалины, мелкие и редко встречаемые, выполнены карбонатом, реже хлоритом, иногда тем и другим. Альбитизация плагиоклазов, затрагивающая главным образом основную массу, проявлена примерно в половине изученных образцов.

Среди рассматриваемых пород выделяется обильно-порфиновый тип, в котором плагиоклазовые вкрапленники составляют 30—60% объема породы. Эти породы присутствуют в подчиненном количестве. В пересечении хребта Центральный от устья р. Якльехриваям до среднего течения р. Маркеловская они были встречены только на небольшом участке в водораздельной части хребта, где они слагают крупные тела, а слабопорфировые и афировые разности образуют в том же осадочном разрезе немногочисленные более мелкие блоки (рис. 24).

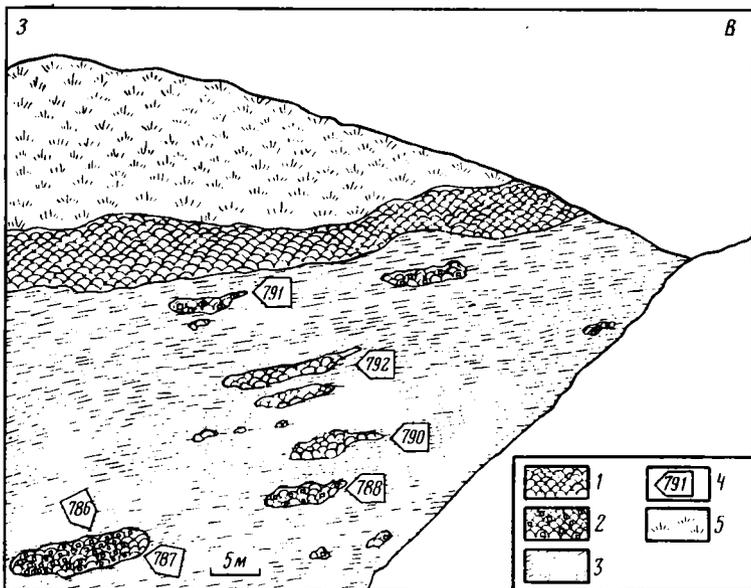


Рис. 24. Обнажение флишoidного комплекса в истоках р. Яклегриаяам (о-в Карагинский)

1, 2 — подушечные базальты: 1 — слабопорфировые и афировые, 2 — обильнопорфировые; 3 — вмещающая толща алевролитов с прослоями тонкозернистых песчаников; 4 — точки отбора проб базальтов; 5 — почвенно-растительный покров

Химический состав пород представлен в табл. 9 и 10. Вторичные изменения, установленные при микроскопическом изучении, влияют на содержания ряда компонентов. В наиболее измененных породах содержание SiO_2 поднимается до 54,9% (в пересчете на сухой остаток), Na_2O — до 6,4%, содержания Al_2O_3 и CaO понижаются до 12,06 и 3,8% соответственно, заметно повышаются содержания Ni , Sr и в ряде случаев K_2O .

Все слабо измененные породы характеризуются базальтовыми содержаниями кремнекислоты. Положение фигуративных точек составов на диаграммах Миясиро (рис. 25), AFM (см. рис. 7), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 26) однозначно характеризует их как толейты. Нормативный состав пород, для которых можно исключить перераспределение компонентов и влияние аккумуляции кристаллов, соответствует оливиновым толейтам.

По петрогеохимическим признакам среди толейтов рассматриваемых комплексов отчетливо выделяются две группы — высокоглиноземистая и нормальная. Последняя представлена наиболее широко и отвечает умеренно порфировым и афировым разностям. По сравнению с высокоглиноземистой группой ей свойственны более высокие содержания SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 , Cr , Y , Zr и более низкие Al_2O_3 , Ni , Sr , Rb , Cr . Высокоглиноземистая группа идентифицируется с обильнопорфировыми породами. Кроме этих групп, в незначительном количестве присутствуют кумулятивные пикрит-базальты с пониженными

Таблица 9

Состав эффузивов флишодного комплекса и комплекса осадочного меланжа
о-ва Карагинский (толенты нормальной глиноземистости)

Компонент	1	2	3	4	5	6
	13/9	414/82	788/83	117/85	781/83	782/83
SiO ₂	42,88	48,57	46,80	48,52	48,64	49,87
TiO ₂	0,83	0,56	1,31	1,64	1,55	1,35
Al ₂ O ₃	9,69	15,01	15,70	16,28	15,02	13,13
tFe ₂ O ₃	9,77	8,49	9,09	10,77	9,58	9,51
MnO	0,07	0,16	0,12	0,16	0,17	0,24
MgO	24,49	10,54	8,54	9,57	8,31	7,96
CaO	3,99	12,12	10,44	5,37	11,73	8,43
Na ₂ O	0,88	1,69	2,60	3,48	2,55	4,60
K ₂ O	0,14	<0,02	<0,02	0,17	<0,02	<0,02
P ₂ O ₅	0,113	0,04	0,09	0,13	0,17	0,10
П.п.п.	7,83	2,24	4,81	3,40	1,78	4,32
Сумма	100,68	99,44	99,52	99,49	99,52	99,53
Ba	—	40	—	360	—	—
Rb	—	1	8,7	<10	22	6,2
Sr	—	53	167	280	148	191
Y	—	24	35	28	36	42
Zr	—	28	—	107	—	—
Cr	—	433	310	—	150	360
Ni	—	401	132	84	—	82
Co	—	60	45	—	38	60
V	—	128	—	—	—	—
tFeO/MgO	0,36	0,73	0,96	1,01	1,04	1,08

Компонент	14	15	16	17	18	19
	406/82	768/83	785/83	772/83	102/85	108/85
SiO ₂	48,08	48,42	46,55	46,27	48,97	48,31
TiO ₂	1,42	1,59	1,35	1,45	1,79	1,97
Al ₂ O ₃	15,47	15,63	16,75	15,25	14,42	15,12
tFe ₂ O ₃	10,90	10,80	10,13	9,15	12,01	11,52
MnO	0,21	0,17	0,17	0,13	0,20	0,34
MgO	7,64	7,07	6,26	5,44	6,83	6,34
CaO	9,87	11,54	10,31	11,14	9,13	5,81
Na ₂ O	3,00	2,80	3,92	2,70	3,38	4,15
K ₂ O	0,23	<0,02	0,27	<0,02	0,80	<0,10
P ₂ O ₅	0,22	0,11	0,11	0,08	0,15	0,16
П.п.п.	2,45	1,38	3,68	7,89	1,82	5,78
Сумма	99,49	99,53	99,50	99,52	99,50	99,60
Ba	—	50	—	—	135	140
Rb	5	7,5	<10	6,2	15	<10
Sr	278	196	509	160	287	331
Y	36	44	39	45	27	31
Zr	86	—	—	—	112	121
Cr	184	260	290	260	—	—
Ni	189	102	132	77	<50	<50
Co	<50	<50	45	35	—	—
V	227	—	—	—	—	—
tFeO/MgO	1,28	1,38	1,46	1,51	1,58	1,64

7	8	9	10	11	12	13
774/83	780/83	764/83	792/83	767/83	773/83	766/83
51,92	50,34	48,47	51,42	49,09	48,73	49,48
1,75	1,84	1,42	1,82	1,39	1,53	1,64
13,72	13,84	14,74	13,76	16,53	14,16	15,14
9,24	9,93	9,01	9,70	8,57	8,00	10,15
0,18	0,42	0,17	0,18	0,14	0,15	0,20
7,64	8,09	7,20	7,65	6,34	5,88	7,33
8,37	7,13	11,21	8,35	12,52	9,14	11,90
3,86	4,60	3,92	2,85	2,55	3,86	2,50
0,63	<0,02	<0,02	0,64	0,09	<0,02	<0,02
0,12	0,12	0,11	0,16	0,08	0,10	0,19
2,07	3,18	3,26	2,98	2,19	7,95	0,97
99,50	99,51	99,53	99,51	99,49	99,52	99,52
—	—	—	—	—	—	—
11	4,3	2,5	6,8	5,0	7,5	6,8
253	202	334	290	172	230	150
45	51	50	34	29	32	48
113	104	—	—	50	61	91
150	150	330	260	330	330	260
90	77	95	172	120	102	90
52	48	42	40	42	40	48
—	—	—	—	—	—	—
1,09	1,10	1,13	1,14	1,22	1,23	1,25

20	21	22	23	24	25	26	27
104/85	99/85	120/85	100/85	97/85	107/85	8074/1	98/85
48,48	50,18	50,08	47,50	43,94	48,02	44,12	46,00
1,56	1,82	1,61	1,81	1,50	1,99	2,79	1,65
14,71	14,66	14,02	15,96	14,96	14,03	12,06	16,00
11,82	11,44	11,97	11,30	9,99	13,47	18,80	10,69
0,19	0,19	0,21	0,21	0,15	0,20	0,24	0,13
6,47	6,04	6,25	5,79	4,82	6,43	7,03	3,65
9,28	9,27	8,56	10,86	10,88	9,60	8,16	9,48
3,42	3,65	3,60	3,32	3,28	3,38	2,70	3,65
0,52	0,46	0,11	0,30	0,24	0,10	0,55	0,30
0,13	0,18	0,12	0,17	0,13	0,16	0,112	0,13
1,94	1,62	2,96	2,27	9,61	2,12	3,77	7,83
98,52	99,51	99,49	99,49	99,50	99,50	100,33	99,51
90	360	144	63	110	54	—	120
16	<10	<10	<10	10	10	—	10
341	310	271	286	251	190	—	290
24	32	31	26	31	31	—	29
101	137	88	130	90	128	—	92
—	—	—	—	—	—	—	—
<50	<50	<50	55	60	<50	—	63
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
1,65	1,71	1,73	1,75	1,87	1,89	2,41	2,63

Примечание. Обр. 1, 14, 16, 18, 20—24, 27 — из тел подушечного сложения с неясным характером контактов; обр. 2, 3, 10, 17, 19 — из олистолитов; обр. 4—9, 12, 13, 15, 25 — из подушечных потоков; обр. 11 — обломок из гиадокластитовой брекчи; обр. 26 — рвущее тело диабазов. Обр. 1 — мегалпорфировый оливинный кумулятивный пикрит-базальт; обр. 2 — базальт редкопорфировый (вкрапленники: плагиоклаз, оливин, единичные зерна шпинели); обр. 3 — диабазовый порфирит (вкрапленники: плагиоклаз), интенсивно миндалекаменный; обр. 4, 7, 9, 12, 19, 21, 22, 25 — базальты афировые, спилитизированные; обр. 5 — диабазовый порфирит (вкрапленники: единичные зерна оливина); обр. 6 — базальт микроплагиопорфировый, слабоминдалекаменный; обр. 8, 23, 24, 27 — базальты редкопорфировые (вкрапленники: плагиоклаз), спилитизированные; обр. 10, 11, 16 — базальты плагиопорфировые, миндалекаменные; обр. 13, 14, 26 — диабазы; обр. 15, 17 — базальты редкопорфировые (вкрапленники: плагиоклаз); обр. 18, 20 — базальты редкопорфировые (вкрапленники: плагиоклаз), слабоминдалекаменные.

Обр. 1, 5—9, 11—13, 15, 17 — верховья р. Якльехриваям; обр. 2, 14 — правобережье р. Маркеловская в верховьях; обр. 3, 10, 16 — истоки р. Яклегриваям; обр. 4 — в 1,5 км южнее устья р. Мелилинкваям; обр. 18—21, 23—27 — истоки р. Корохриваям; обр. 22 — береговой обрыв южнее устья р. Пайваям.

Обр. 1 — из коллекции В.И. Гречина, обр. 26 — из коллекции М.Н. Шапиро.

ми содержаниями SiO_2 , TiO_2 , $t\text{Fe}_2\text{O}_3$, Al_2O_3 , MnO , Na_2O и всеми некогерентными литофильными элементами. Единичными находками представлены ферробазальты.

Вариации составов пород представлены на рис. 27. На графиках видно, что нормальная и высокоглиноземистая группы образуют самостоятельные ветви дифференциации. Вариации составов обеих групп согласуются с устанавливаемой петрографически последовательностью появления главных фаз (шпинель—оливин—плагиоклаз—клинопироксен—магнетит). Расчеты смещения, предполагающие аккумуляцию битовнита, показывают, что толеиты нормальной и высокоглиноземистой групп могли образоваться из единой выплавки в результате процессов аккумуляции кристаллов, смещения расплава плагиоклазового кумулята с примитивным расплавом с последующей отдельной эволюцией части такого расплава и результирующей смеси [Кравченко-Бережной, 1986] в соответствии с моделью, предложенной ранее [Flower, 1984].

Сопоставление петрографических и химических особенностей данной серии с соответствующими характеристиками толеитовых серий различных геодинамических обстановок океана выявляет достаточно близкие аналоги и позволяет судить о возможной обстановке ее формирования. В первую очередь обращают на себя внимание весьма слабая дифференцированность пород и крайнее выражение толеитовой тенденции, приводящей к появлению ферробазальтов и, по-видимому, к полному отсутствию кислых дериватов. Подобный характер дифференциации типичен для обстановки спрединга [Кепежинскас и др., 1984] и в меньшей степени свойствен сериям примитивных островных дуг и некоторых океанических островов.

Порядок кристаллизации, при котором клинопироксен появляется после оливина и плагиоклаза, не образуя при этом порфировых выделений, также типичен для обстановки спрединга [Ирвин, 1983]. Использование ряда классификационных диаграмм, основанных на мало-

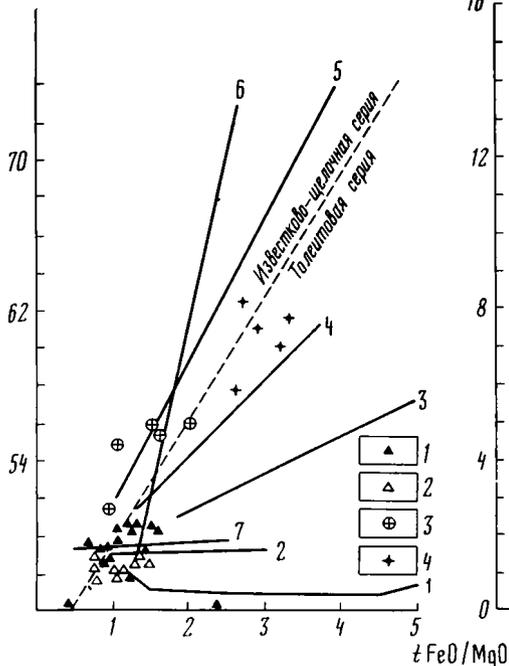
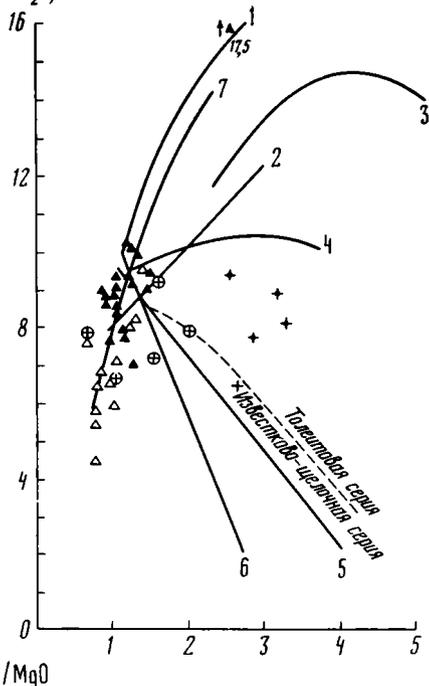
$\text{SiO}_2, \text{вес.}\%$  $t\text{FeO}, \text{вес.}\%$ 

Рис. 25. Дискриминационные диаграммы [Miyashiro, 1974] для пород комплекса осадочного меланжа и флишодного комплекса в пределах о-ва Карагинский

1—4 — точки составов: 1 — толетов нормальной глиноземистости, 2 — высокоглиноземистых толетов, 3 — андезитобазальтов, 4 — низкокальциевых андезитов
Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 26. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [Whitford et al., 1979] для эффузивов флишодного комплекса и комплекса осадочного меланжа в пределах о-ва Карагинский

1—3 — точки составов: 1 — толетовых базальтов, 2 — известково-щелочных андезитобазальтов, 3 — низкокальциевых андезитов

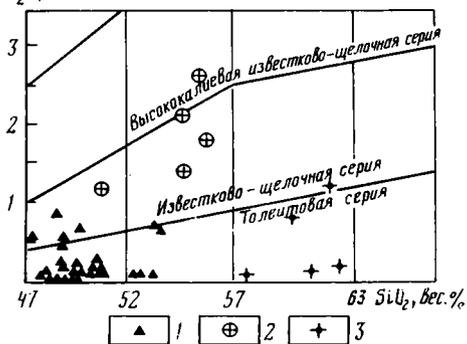
 $\text{K}_2\text{O}, \text{вес.}\%$ 

Таблица 10

Состав эффузивов флишовидного комплекса и комплекса осадочного меланжа о-ва Карагинский (высокоглиноземистые толеиты)

Компонент	1	2	3	4	5	6
	80805/5	80536/11	786/83	415/82	793/83	80538/1
SiO ₂	46,60	45,80	45,67	52,67	46,75	45,80
TiO ₂	0,80	0,59	0,78	0,74	1,15	1,80
Al ₂ O ₃	21,36	23,19	22,36	18,10	19,14	23,78
tFe ₂ O ₃	5,79	4,88	6,16	6,90	7,23	5,15
MnO	0,12	0,14	0,10	0,09	0,12	0,14
MgO	6,71	5,66	6,68	7,36	7,08	6,01
CaO	10,70	11,07	11,40	3,65	8,70	13,61
Na ₂ O	2,50	2,55	2,75	6,37	4,31	2,00
K ₂ O	0,58	0,80	<0,02	0,05	<0,02	0,12
P ₂ O ₅	0,09	0,064	<0,04	0,07	0,08	0,07
П.п.п.	5,11	5,47	3,56	3,51	4,94	3,10
Сумма	100,36	100,214	99,52	99,51	99,52	100,58
Ba	—	—	—	80	—	—
Rb	—	—	7,5	—	5,0	—
Sr	—	—	353	162	429	—
Y	—	—	22	—	25	—
Zr	—	—	—	24	—	—
Cr	—	—	170	—	220	—
Ni	—	—	115	300	127	—
Co	—	—	32	60	38	—
V	—	—	—	164	—	—
tFeO/MgO	0,78	0,78	0,83	0,84	0,92	0,92

Примечание. Обр. 1, 2, 6, 8 — из пластовых тел с неясным характером контактов; обр. 3, 5, 7, 9, 14 — из крупных олистолитов подушечного строения; обр. 4, 11 — отдельные подушки в олистостромовых горизонтах; обр. 10, 12, 13 — соответственно подошва, нижняя часть и центр мощного тела подушечного сложения олистостромовой природы. Обр. 1—3, 6, 8, 10, 12—14 — базальты мегаплаггиофировые; обр. 4 — интенсивно спилитизированный микродолерит; обр. 5, 9 — долеритовые порфириты (вкрапленники: плаггиоклаз); обр. 7 — долеритовый порфирит

подвижных при вторичных изменениях элементах — V—Ti (см. рис. 11), Ti—Zr (см. рис. 12), Zr—Ti—Y (см. рис. 13), Ti/Cr—Ni (см. рис. 14), Zr/Y—Zr (см. рис. 10) — также выявляет близость данной серии к толеитам срединно-океанических хребтов. При сравнении со средними составами последних (см. табл. 3) обнаруживается повышенный уровень некоторых крупноионных литофилов, в изучаемых породах в целом не выходящий за рамки вариаций так называемого переходного типа базальтов срединно-океанических хребтов. Для сопоставления приведены составы пород Центральной и Северной Атлантики (см. табл. 3), а также средний состав базальтов абиссальных равнин. Но по сравнению с истощенными толеитами срединно-океанических хребтов, или так называемым нормальным типом, который резко преобладает среди по-

7	8	9	10	11	12	13	14
790/83	80813/5	788/83	113/85	407/82	112/85	110/85	791/83
46,38	45,96	46,19	47,38	47,73	46,78	48,38	47,11
0,78	0,93	0,88	1,01	1,20	0,97	0,93	1,10
21,41	21,39	20,85	18,58	18,81	19,67	19,02	18,98
7,00	6,44	7,68	9,65	8,69	9,26	8,86	8,80
0,12	0,14	0,11	0,15	0,14	0,14	0,14	0,12
6,30	5,53	6,16	7,33	6,20	6,38	6,07	5,80
11,95	13,25	11,52	11,24	11,68	12,01	11,75	9,89
2,60	2,55	2,75	2,53	3,25	2,38	2,45	4,07
<0,02	0,18	<0,02	0,20	<0,08	<0,10	<0,10	<0,02
0,05	0,06	0,08	0,07	0,12	0,07	0,06	0,09
2,90	3,69	3,29	2,38	1,61	1,84	1,84	3,55
99,51	100,12	99,53	100,52	99,51	99,50	99,60	99,53
—	—	—	54	130	27	27	—
4,3	—	8,1	<10	<5	<10	<10	6,8
359	—	300	341	321	280	277	589
37	—	21	18	29	13	18	35
—	—	—	53	65	53	50	—
260	—	200	—	163	—	—	240
172	—	120	160	150	160	68	145
40	—	38	—	<50	—	—	40
—	—	—	—	161	—	—	—
1,00	1,05	1,12	1,19	1,26	1,31	1,31	1,37

(вкрапленники: плагиоклаз, оливин); обр. 11 — базальт порфировый (вкрапленники: плагиоклаз, оливин).

Обр. 1, 2, 6 — с левобережья р. Калелахриваям в верховьях; обр. 3, 5, 7, 9, 14, 19 — истоки р. Яклегриваям; обр. 4, 11 — низовья р. Хынхлонай; обр. 8 — бассейн р. Оскриваям; обр. 10, 12, 13 — береговой обрыв в 1 км южнее устья р. Мелилинкваям.

Обр. 1, 2, 6, 8 — из коллекции М.Н. Шапиро.

род этой морфоструктуры, породы изучаемой серии обогащены такими низкозарядными литофилами, как Rb и Cs, что сближает их с толентами окраинно-морских и задуговых бассейнов. Для целей сопоставления приводятся анализы базальтов различных малых океанических бассейнов (см. табл. 3), причем при их подборе обращено особое внимание на серии, содержащие, подобно изучаемой, высокоглиноземистую группу; налицо явная аналогия толентов о-ва Карагинский некоторым из них как по уровню содержаний петрогенных и редких элементов, так и в отношении контрастности их распределения.

Возрастная принадлежность флишоидного комплекса. Находки макрофауны в флишоидных толщах (ильпинская свита) определялись как эоцен-олигоценные [Пичугина, Ермаков, Баженова, 1974]. Сбо-

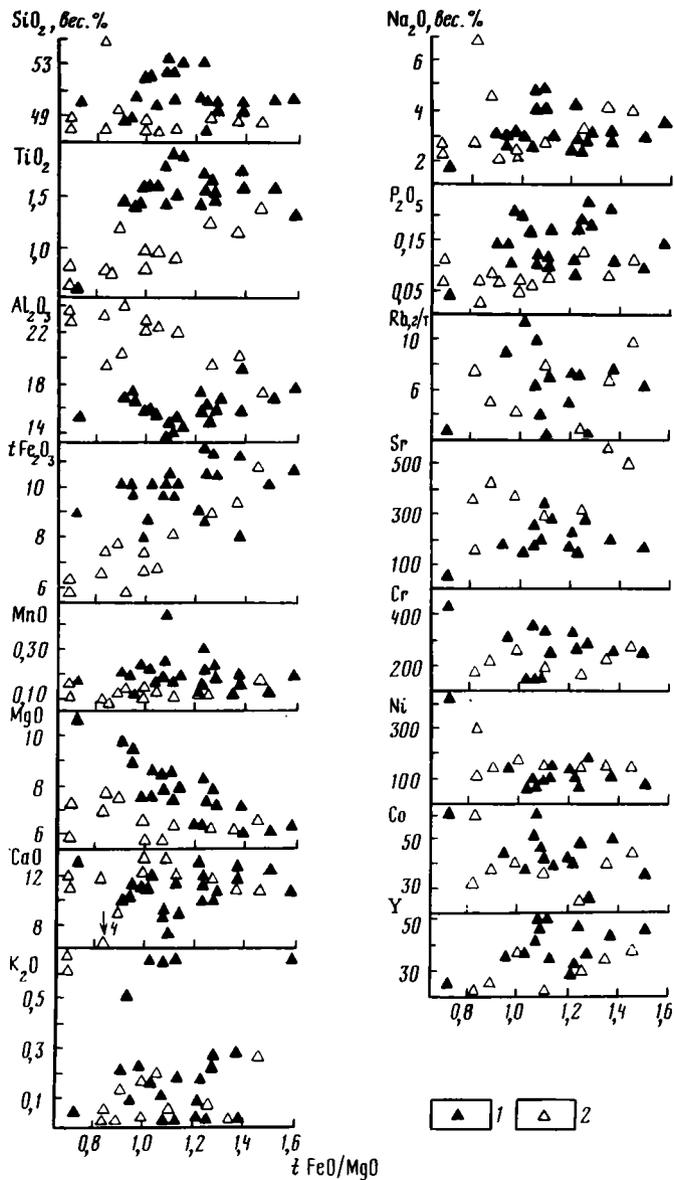


Рис. 27. Зависимость содержания компонентов в толетовых базальтах флишонного комплекса и комплекса осадочного меланжа в пределах о-ва Карагинский от величины соотношения $t\text{FeO}/\text{MgO}$

1, 2 — точки составов толетов: 1 — нормальной глиноземистости, 2 — высокоглиноземистых

ры моллюсков, осуществленные при геолого-съемочных работах А.А. Колядой с сотрудниками в 1979 г. и определенные Т.Г. Калишевич, по мнению Ю.Б. Гладенкова (устное сообщение), характерны для возрастного диапазона средний эоцен — олигоцен. Опробование нами большого числа (более 300 проб) известковистых конкреций из алевролит-аргиллитовой толщи дало после обработки лишь такие формы радиолярий, которые не имеют значения для определения возраста вмещающих отложений.

Список фауны моллюсков из отложений ильпинской свиты п-ова Говена, приведенный в монографии по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья [Геология..., 1975], который ранее расценивался как определяющий возраст в интервале верхний олигоцен — нижний миоцен, в свете современных данных (устное сообщение Ю.Б. Гладенкова) соответствует эоцен-олигоцену; ибо отвечает аналогам частей ильпинской серии, стратотипические разрезы которой изучены на мысе Ильпинский.

Сложнее решается вопрос о возрасте флишоидного комплекса о-ва Карагинский. Ранее, по данным геолого-съемочных работ Б.К. Долматова с сотрудниками, С.А. Мельниковой с сотрудниками и результатам тематических исследований [Долматов и др., 1969; Храмов, Салин, 1966], флишоидные толщи относились к палеогену и неогену на основании находок моллюсков. В статье М.Н. Шапиро и Н.М. Петриной [1985] приведена микропалеонтологическая характеристика флишоидных пород (из сборов С.А. Мельниковой), согласно которой все толщи флишоидного и олистостромового комплексов имеют возрастную диапозон от верхов маастрихта до палеоцена. Однако следует указать, что толщи флишоидного комплекса, охваченные полевыми исследованиями М.Н. Шапиро на севере острова, непрерывно продолжают в его центральную часть, к юго-востоку, где известны достаточно частые находки моллюсков *Variamussium amakusaensis* Omori [Долматов и др., 1969], не установленные в отложениях древнее эоцена.

В этих же толщах центральной части острова Н.М. Райкова определила из коллекции Б.К. Долматова комплекс преимущественно бентосных фораминифер, относимых к эоцену и эоцену—олигоцену. При геологосъемочных работах С.А. Мельникова и Б.К. Долматов [1973] в отложениях алевролит-аргиллитовой толщи также собрали фауну моллюсков, которая была определена В.М. Гладиковой как эоценовая. Несколько забегая вперед, приходится также сказать, что в кремнисто-алевролитовой толще, занимающей, по М.Н. Шапиро, более низкое стратиграфическое положение и соответствующей описанному олистостромовому комплексу из коллекции М.Н. Шапиро, Альфредо де ла Торре (Институт геологии и палеонтологии АН Кубы) определил планктонные фораминиферы позднего палеоцена — раннего эоцена, а из наших коллекций кремней — радиолярии среднего эоцена [Аверина, 1983]. В этой же кремнисто-алевролитовой толще при тематических работах 1967 г. М.С. Маркова, М.Ю. Хотина и Г.П. Борзуновой собран достаточно представительный комплекс моллюсков, датирующий вмещающие отложения, по мнению Ю.Б. Гладенкова (устное сообщение), как среднеэоценовые. Таким образом, определение возраста флишоид-

ного комплекса сталкивается с существенными противоречиями. С нашей точки зрения, имеющимся фактам можно найти только одно объяснение, состоящее в том, что при очень сложном чешуйчато-надвиговом строении флишоидной толщи в целом в ее составе присутствуют пластины как позднемерловых, так и палеогеновых (зоценовых) отложений, а привязка проанализированных проб из коллекции С.А. Мельниковой, по которым сделаны определения, могла не быть строго увязана с геологической ситуацией.

Палеогеографическая обстановка накопления флишоидного комплекса. Как приведенные выше разрезы, так и более обширный материал наблюдений в области распространения пород флишоидного комплекса показывает, что основная масса осадочной колонны представлена тонкообломочными породами — аргиллитами и алевролитами, а также тонко- и мелкозернистыми песчаниками с характерным флишоидным типом переслаивания. Иногда отмечаются и типичные флишевые текстуры — градационная слоистость, турбидитные текстуры и т.д. В породах флишоидного комплекса очень редки фаунистические остатки, встречающиеся почти исключительно в конкрециях. Отдельные формы пелеципод, содержащиеся в этих конкрециях, характерны для достаточно глубоководных отложений. В породах флишоидного комплекса практически полностью отсутствуют известковистые формы планктонных и бентосных фораминифер, что, кроме других причин, может быть обусловлено также их растворением на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации.

Родовые группы фораминифер, определенные Н.М. Петриной, в целом соответствуют абиссальным условиям, а некоторые (*Rhizammina*, *Bathysiphon*, *Ammobaculites*, *Spiroplectammina*, *Silicosigmoilina*), по свидетельству И.А. Басова (устное сообщение), в современной обстановке встречаются даже в пределах глубоководных желобов (5000—6000 м). К этому следует добавить, что в отложениях рассматриваемого комплекса отсутствуют карбонатные горизонты; карбонатную составляющую содержат лишь песчано-мергелистые и алевроит-мергелистые конкреции. Обломочный материал тонко- и мелкозернистых песчаников является достаточно хорошо окатанным и, судя по составу обломков, происходит за счет разрушения вулканических пород, скорее всего, островодужного типа. Практическое отсутствие туфового и пеплового материала в породах флишоидного комплекса о-ва Карагинский при вулканомиктовом составе обломков свидетельствует, видимо, о существенной удаленности области накопления от активной дуги.

Несколько иное положение мы имеем для флишоидного комплекса п-ова Говена. Там среди обломочных отложений преимущественно нижних частей разреза встречаются прослои туффигов и даже туфов, а также туфогенно-кремнистые породы за счет вулканических эманаций. В породах флишоидного комплекса этого района встречается также несколько большее количество фауны, которая изредка концентрируется в виде ракушняковых линз. Эти данные позволяют говорить, вероятно, об относительной приближенности области накопления к активной вулканической дуге и о меньшей глубине осадконакопления.

Весьма важным фактором, подтверждающим предположение о глыбовом характере флишоидного комплекса о-ва Карагинский, является присутствие в нем олистостромовых горизонтов и крупных олистолитов, состав которых отвечает магматическим породам, характерным для коры океанического типа, — серпентинизированным перidotитам (гарцбургитам), диабазам, отвечающим породам комплекса параллельных даек, габброидам, встречающимся в офиолитовом меланже, толентовым базальтам, сходным по составу с базальтами дна океанов. Особое значение приобретают крупные олистолиты толентовых базальтов и, возможно, эффузивные покровы такого же состава, которые встречаются как на всей площади, так и по разрезу флишоидного комплекса. Этот факт, безусловно, свидетельствует о том, что область осадконакопления принадлежала к морскому бассейну со значительными глубинами, ибо упомянутые базальты формируются лишь на дне окраинных морей и океанов.

Комплекс осадочного меланжа

Описание комплекса. Состав и строение этого комплекса изучены пока недостаточно. Он сильно тектонизирован, состоит из матрикса и содержащихся в нем разнообразных включений. Матрикс представлен чаще всего будинированными аргиллитами и алевролитами, а включения образованы глыбами и обломками разнообразных пород, а также отдельными достаточно крупными пластинами типа олистоплак.

Этот комплекс развит на о-ве Карагинский, слагая северо-восточную его часть, от бассейна р. Оскриваям на севере до устья р. Ирнтоваям на юге; он отвечает кремнисто-алевролитовой толще, выделенной при геолого-съёмочных работах С.А. Мельниковой и Б.К. Долматовым [1973], и включает свиту мыса Ровный, описанную М.Ю. Хотиным в 1967 г.

Формирующие этот комплекс породы имеют исключительно выдержанные северо-западные падения, очень редко обратные, приуроченные к перегибам изоклинальных синформных складок. Ширина выходов тектонизированных аргиллитов и алевролитов обычно составляет от нескольких сот метров до первых километров; что же касается подсчета мощностей отложений, то в связи с их интенсивной нарушенностью он практически невозможен.

Рассеянные мелкие (0,1—0,2, реже 0,3—0,4 м) будины и глыбы в аргиллит-алевролитовой развальцованной массе никогда не образуют концентрированных скоплений — даже при наибольшей насыщенности включениями расстояние между ними составляет не менее 0,5 м, а обычно более 1 м. Количество этих обломков может изменяться достаточно быстро как по разрезу, так и по простиранию аргиллит-алевролитовой матрицы. Выдержанные будинированные пласты или слои весьма редки; в большинстве случаев восстановление пластов по будинам представляется затруднительным в связи с их значительным растаскиванием.

Мелкие обломки состоят из следующих пород (по убыванию содержания обломков): тонкозернистые песчаники, мергелистые песча-



Рис. 28. Выходы осадочного меланжа на восточном побережье о-ва Карагинский, южнее мыса Ровный

ники, кремнистые породы с примесью туфогенного материала (серого, зеленого, черного и сургучного цвета), туфы, базальты, очень редко габброиды. На данном этапе площадной изученности не удастся установить какую-либо закономерность в размещении этих пород по разрезу различных пластин комплекса, однако обнаруживается весьма любопытная особенность, заключающаяся в том, что вблизи крупных глыб или тектонических чешуй, окруженных алевролит-аргиллитовой матрицей, преобладают обломки тех же пород, которые слагают эти тела. Это особенно хорошо видно по цвету обломков кремнистых пород, так как в каждом из тел обычно резко преобладают кремнистые породы одного, реже двух определенных цветов. Таким образом, создается впечатление, что мелкие обломки в аргиллит-алевролитовую матрицу поставлялись крупными пластинами.

Глыбы и тектонические чешуи представлены туффитами и тонкозернистыми песчаниками с прослоями и пачками тонкого (по 0,1—0,2 м) переслаивания кремней и алевролитистых песчаников, туфами и базальтами с подушечной отдельностью. Мощность этих пластин от нескольких до нескольких десятков метров, практически нигде не превышает 70—80 м. Максимальная протяженность пластин по простиранию 150—200 м. Пачки переслаивания кремней и алевролитов или тонкозернистых песчаников в этих пластинах обычно исключительно сильно деформированы с образованием лежащих и опрокинутых изоклиналиных складок, имеющих размах крыльев от нескольких десятков сантиметров до первых метров (рис. 28).

Следует сказать, что существуют отдельные участки, где породы

рассматриваемого комплекса в силу каких-то причин подверглись тектонизации в меньшей степени, и в этих случаях среди однообразных аргиллитов и алевролитов часто со слабыми признаками слоистости в разрезе можно видеть нормальные осадочные пачки иной литологии. Они обычно представлены тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, иногда содержащими прослой кремнистых пород; кремнистыми алевролитами, чередующимися с тонкозернистыми песчаниками; туфами и туффитами с кремнями, иногда с отдельными маломощными телами базальтов, которые, очевидно, представляют собой эффузивные покровы.

После этой краткой общей характеристики рассматриваемого комплекса целесообразно привести конкретные описания некоторых достаточно протяженных разрезов, которые располагаются на восточном побережье острова от мыса Ровный до устья р. Ирнтоваам. Эти участки сплошной обнаженности, вскрытые в стенках высоких морских террас, прерываются лишь в устьевых частях водотоков, впадающих в Берингово море. Непрерывные разрезы можно наблюдать и по логам вблизи побережья, и в верховьях относительно крупных рек, таких, как Якльехриваам, Мельваам, Корохриваам.

Разрез по логу, впадающему в море вблизи мыса Ровный, на участке от места перегиба склона к морской террасе до горы Карогрин (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты черные, тектонизированные.....	70
2. Аналогичные описанным породы с редкими олистолитами мелкозернистых известняковистых песчаников.....	150
3. Алевролиты развальцованные, расланцованные, с частыми обломками черных кремней.....	30
4. Туфопесчаники мелкозернистые.....	5
5. Алевролиты черные, тектонизированные, с глыбами черных пиритизированных кремней и в меньшем количестве песчаников.....	120
6. Кремни черные, слоистые, сильно будированные и перемятые.....	3
7. Тело миндалекаменных шаровых базальтов мощностью до 7 м, расположенное по тектоническому контакту выше и перекрытое будированной пачкой чередования черных кремней и алевролитов (2—3 м) и еще выше — развальцованных алевролитов (3 м), на которых располагается линзовидное тело сильно зеленокаменно измененных базальтов (3 м) .	16
8. Алевролиты черные, тектонизированные, с глыбами черных кремней и мелкозернистых песчаников размером до 1 м в поперечнике.....	250
9. Алевролиты развальцованные, тектонизированные, с глыбами и линзами (?) мелкозернистых песчаников и очень редких черных кремней .	120
10. Алевролиты кремнистые, с прослоями тонкозернистых песчаников, а сверху — редких черных кремней, сильно деформированные, осложненные лежащими изоклинальными складками с размахом крыльев 1—2 м.....	25—30
Суммарная мощность.....	789—794

Приведенная суммарная мощность на рассматриваемом отрезке, видимо, не отвечает истинной мощности, а, скорее всего, является значительно преувеличенной за счет сдваивания отдельных частей разреза.

Следующий участок расположен между устьем р. Мельваам и безымянным речьем, находящимся от него к востоку. Здесь вскрыт такой разрез (снизу вверх):

9. Чередование сильно будинированных тонкозернистых песчаников и темно-серых алевролитов с очень сложными лежащими и опрокинутыми складками (размах крыльев 2—3 м)	60
2. Алевролиты темные, тектонизированные, с отдельными линзовидными тонкими прослоями серых кремней	30—40
3. Алевролиты и аргиллиты развальцованные, с глыбами и конкрециями (?) светло-серых пелитоморфных известняков	50
4. Алевролиты и аргиллиты развальцованные, рассланцованные, с заметным количеством мелких будин и глыб тонкозернистых песчаников, реже кремней и известковистых песчаников, сматые в опрокинутые изоклинные складки и нарушенные чешуйчатыми срывами	400
5. Туфы среднезернистые до гравелитистых, имеющие сорванные контакты с окружающими породами	15
6. Аргиллит-алевролитовая матрица осадочного меланжа, подобная породам слоя 4	30
7. Пачка слоистых серых кремней, образующая прекрасно выраженные лежащие изоклинные складки	15
8. Алевролиты интенсивно рассланцованные и развальцованные, с закатанными будинами и глыбами мелкозернистых песчаников и серых кремней, собранные в отчетливо выраженные изоклинные опрокинутые и лежащие складки	350
9. Матрица осадочного меланжа, аналогичная породам слоя 6, в которой местами встречаются крупные (до 1 м и более) блоки тонкозернистых песчаников неправильной формы	200
Суммарная мощность	1150—1160

Приведенный разрез интересен тем, что практически каждый составляющий его пакет смят в сложные складки (опрокинутые, лежащие, изоклинные); в других разрезах подобная складчатость так ясно не выражена.

Разрез по восточному берегу от устья р. Якльехриваям до устья следующего к западу безымянного ручья (снизу вверх):

1. Алевролиты интенсивно развальцованные, рассланцованные, будинированные, с будинами и глыбами известковистых песчаников, кремней, мелкозернистых песчаников. Направление тектонической переработки совпадает со слоистостью. В пакете много аналогично ориентированных зон дробления, надвигов	250
2. По надвигу выше — тонкослоистое переслаивание кремнистых пород и алевролитов, среди кремней преобладают серые и зеленоватые разновидности. Отмечаются многочисленные опрокинутые изоклинные складки. Встречаются кремнистые конкреции до 0,5 м в поперечнике, характеризующиеся тонкой полосчатой концентрической текстурой. В малоомощных (1—2 м) пачках присутствуют прослои известковистых песчаников	50—70
3. По зоне дробления мощностью 1—1,5 м, согласной с напластованием, выше располагается пакет алевролитов тектонизированных, темно-серых, с отдельными линзами гравелитов	60
4. Алевролиты развальцованные, с тонкими прослоями и будинами кремней и глыбами (1,5×0,4 м) известковистых пород и кремней	100—110
5. Зона тектонитов, состоящая из сильно передробленных алевролитов с отдельными обломками песчаников и кремней, залегающая практически согласно с напластованием	5—7
6. Алевролиты и аргиллиты умеренно тектонизированные, черные, с отдельными прослоями и будинами черных, темно-серых и зеленоватых кремней; отмечаются опрокинутые изоклинные складки	150

7. Мощная пластина интенсивно развальцованных алевролитов и аргиллитов с будинами и глыбами песчаников и кремней, расположенная по зоне дробления, согласной со слоистостью	250
8. Кремнистые породы слонстые, интенсивно деформированные, серого цвета, с прослоями туфогенных песчаников и туффитов	30—40
Суммарная мощность	895—927

В приведенном разрезе имеет место, с одной стороны, присутствие несколько слабее тектонизированных пакетов и пластин, а с другой — разделение пачек зонами тектонических нарушений, в основном согласных со слоистостью; в других разрезах характер контактов в большинстве случаев не так четко выражен.

Разрез в верховьях левого притока р. Якльехриваям в верхнем течении (снизу вверх):

1. Алевролиты интенсивно развальцованные и расланцованные, с затертыми глыбами серых и зеленоватых кремней и туфогенных песчаников, в нижней части — отдельные глыбы спилитизированных базальтов	80
2. Спилитизированные базальты с подушечной отдельностью, залегающие конформно с общей структурой тектонизированной осадочной матрицы	5—7
3. Тектонизированные аргиллиты	7—9
4. Базальты трещиноватые, без ясно выраженной подушечной отдельности, плагиоклаз-порфировые, перекрываемые гиалокластитовой брекчией (1,5—2 м) с обломками разного размера	6
5. Матрица осадочного меланжа, аналогичная породам слоя I	30
6. Базальты спилитизированные, с подушечной отдельностью, "подушки" достигают 0,3—0,5 м в поперечнике, межподушечное пространство выполнено гиалокластитом	5
7. Переслаивание кремнистых алевролитов и алевролитов, окрашенных в различные оттенки серого, бурого и желтовато-бурого цвета, придающее породе "пестрый" облик; в средней части пакета — причудливые изоклинные лежащие складки, в верхней части — прослой серых кремней	15—17
8. Алевролиты тектонизированные, серые, с редкими прослоями зеленых и серых кремней	30
9. Аргиллиты и алевролиты развальцованные и расланцованные, темные, с обломками серых и зеленых кремней, кремнистых алевролитов, реже песчаников и пелитоморфных песчаных или мергелистых известняков	250
10. Мощная зона расланцевания с мелкими глыбами и будинами кремней, приобретшими веретенообразную форму	80—100
11. Алевролиты и аргиллиты развальцованные, расланцованные, темные, почти черные, с редкими глыбами кремней	60—70
12. Пачка переслаивания тонкозернистых песчаников и алевролитов, залегающая конформно на породах слоя II	5
Суммарная мощность	573—609

Возможно, что последняя пачка принадлежит уже к флишоидному комплексу, поскольку далее после перерыва в обнаженности (50—70 м) за водоразделом начинается достаточно типичная менее тектонизированная толща переслаивания алевролитов и более редких тонкозернистых песчаников.

Разрез по левому развилку верховьев р. Корохриваям от слияния развилков до водораздела (снизу вверх):

1. Алевролиты развальцованные и рассланцованные, темно-серые, с глыбами и будинами мелкозернистых песчаников, кремней, реже известняковистых песчаников; линзы мелкозернистых песчаников (0,5 м).....	200
2. Сложно деформированные переслаивающиеся серые кремни и алевролиты (слои по 15—20 см), конформно залегающие на породах слоя 1.....	7—8
3. Алевролиты интенсивно тектонизированные, с глыбами и будинами тонкозернистых песчаников, песчанистых известняков и туфов; иногда эти породы образуют линзовидные тела протяженностью от нескольких метров до первых десятков метров. Отдельные горизонты насыщены будинами и глыбами окремненных песчаников, кремнистых известняков, кремней.....	300
4. Два тела базальтовых лав (по 3—4 м мощностью) с подушечной отдельностью (размеры подушек 0,3—0,4 м), разделенные прослоем (2 м) тектонизированных алевролитов, содержащих мелкие глыбы туфов и базальтов.....	9
5. Алевролиты интенсивно тектонизированные, аналогичные породам слоя 3, в верхней части пакета — отчетливая глыба мощностью 3 м, состоящая из измененных базальтов (1 м) и туфов с притертыми кремнями по границе с базальтом.....	150
6. Алевролиты массивные, щебенчатые, с малым количеством обломков; встречаются конкреции песчанистых известняков.....	80
7. Алевролиты тектонизированные, в верхней части пачки — три линзовидных будинированных прослоя мелкозернистых песчаников мощностью до 1 м, разделенные пачками тектонизированных алевролитов мощностью 0,5—0,7 м.....	40
8. Линзовидно-будинное переслаивание темно-серых алевролитов с окремненными алевролитами (мощность слоев 7—10 см); встречаются отдельные редкие прослои кремней серого цвета; в кровле — линзовидный прослой тонкозернистых песчаников (0,7 м).....	70
9. Алевролиты развальцованные и рассланцованные, несколько окремненные; преобладают глыбы тонкозернистых песчаников.....	30
10. Алевролиты интенсивно тектонизированные, с отдельными глыбами (возможно, и конкрециями) песчанистых известняков и кремнистых алевролитов, а в верхней части пачки базальтов.....	40
11. Алевролиты тектонизированные, аналогичные описанным в слое 10, в самой верхней части — "олистолит" измененных афировых базальтов с подушечной текстурой мощностью 2,5 м.....	30
Суммарная мощность.....	956—957

Петролого-геохимические особенности вулканических пород комплекса. Среди пород эффузивного происхождения выделяются две группы — низкокальциевые андезиты и известково-щелочные андезитобазальты.

Низкокальциевые андезиты в своем распространении ограничены водоразделами рек Якльехриваям—Мельваям. Они слагают тела подушечного и массивного строения среди алевролитов, туфов и кремнистых пород. Все породы имеют порфиновую структуру. Порфировые выделения (5—40% объема породы) в большинстве своем представлены сростками плагиоклаза (An_{45-30} , по максимальному углу np' с линией двойникового шва) с моноклинным пироксеном и небольшим количеством магнетита. Размеры сростков до 5 мм. Реже встречаются таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза размером 0,5—1 мм, округлые выделения магнетита и мелкие кристаллы клинопироксена. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован. Основная масса имеет гялопилито-

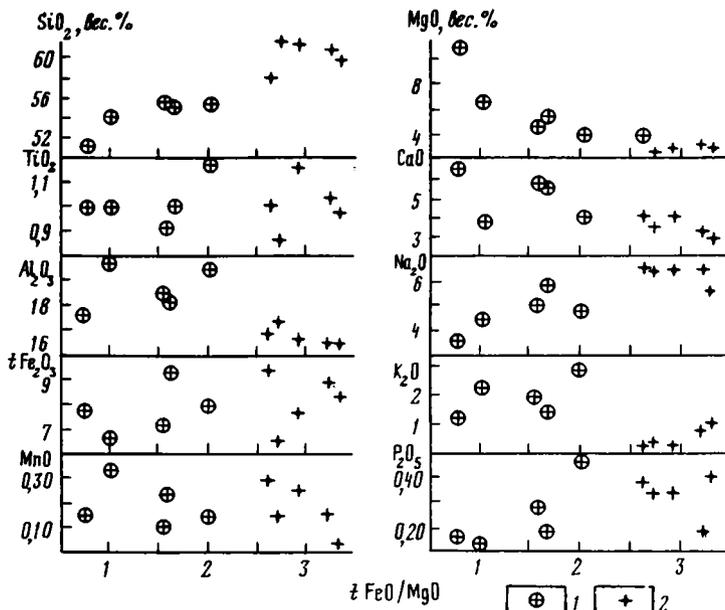


Рис. 29. Зависимость содержания компонентов в породах комплекса осадочного меланжа о-ва Карагинский от величины соотношения $t\text{FeO}/\text{MgO}$

1, 2 — точки составов: 1 — андезитобазальтов известково-щелочной серии, 2 — низкокальциевых толентов

вую структуру с элементами пилотакситовой. Плаггиоклаз основной массы (An_{30-25}) и моноклинный пироксен игольчатой формы образуют сноповидные сростания. Рудный минерал, также игольчатого габитуса, образует звездчатые агрегаты в хлоритовом мезостазисе, развитом по стеклу. Плаггиоклазы интенсивно сосюритизированы. В некоторых образцах развиты микропрожилки кварца и карбоната.

Низкокальциевые андезиты в пересчете на безводный остаток характеризуются содержаниями SiO_2 57,71—62,31%, TiO_2 0,86—1,15%, Al_2O_3 16,15—17,38%, $t\text{Fe}_2\text{O}_3$ 6,50—9,35%, MnO 0,06—0,28%, MgO 2,40—3,75%, CaO 2,87—4,09%, Na_2O 5,45—6,53%, K_2O 0,06—1,24%, P_2O_5 0,17—0,43%. Отношение $t\text{FeO}/\text{MgO}$ изменяется от 2,58 до 3,29; оно использовано в качестве индекса фракционирования на диаграммах, иллюстрирующих вариации компонентов в ходе кристаллизационной дифференциации (рис. 29). Можно видеть, что происходит падение содержаний Al_2O_3 , MgO , CaO и рост K_2O , тогда как для остальных компонентов отчетливых тенденций изменения содержаний установить не удастся. Последнее можно объяснить как вторичными изменениями, так и тем, что породы данной группы являются достаточно далекими дериватами первичной магмы, в различной степени отклонившимися от единой линии дифференциации. Для определения принадлежности данной группы к одному из обычно выделяемых петрохимических типов — толентовому, известково-щелочному или щелоч-

ному — применены вариационные диаграммы. На диаграммах Миясиро (см. рис. 25), *AFM* (см. рис. 7) и K_2O-SiO_2 (см. рис. 26) эта группа попадает в толлитовые поля. Петрографическое изучение показывает, что формирование пород контролировалось совместной кристаллизацией плагиоклаза, моноклинного пироксена и позднего магнетита. Отсутствие ортопироксена свидетельствует о сравнительно низком содержании SiO_2 в родоначальном для этой группы расплаве [Рингвуд, 1981], а отсутствие водосодержащих фаз — о его сухости. Последнее подтверждается также отсутствием пор. Перечисленные особенности позволяют считать низкокалиевые андезиты производными толлитовой магмы. Возникающий в связи с этим вопрос, являются ли они дифференциатами низкокалиевых толлитовых базальтов, также присутствующих в комплексах осадочного меланжа, должен быть решен отрицательно, так как тренды вариаций составов низкокалиевых андезитов не могут рассматриваться как продолжение трендов этих базальтов.

Для выяснения вероятной геодинамической обстановки формирования изучаемых пород необходимо найти их аналоги среди пород современных морфоструктур океана. Высокая железистость, относительно высокие содержания титана и низкие калия, в отдельных образцах спускающиеся ниже значений для толлитов срединно-океанических хребтов, говорят о близости изучаемых пород к этим образованиям. Имеются близкие их аналоги среди диоритов Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 3). Но для океанических андезитов в целом характерны более высокие содержания TiO_2 и гораздо более высокое отношение $tFeO/MgO$, достигающее до 10 и более в таких породах, как исландиты.

Другим близким аналогом изучаемой группы являются породы молодых в эволюционном отношении островных дуг. Андезиты дуги Кермадек характеризуются сходными уровнем содержаний TiO_2 и железомagneйным отношением, отличаясь более высоким содержанием K_2O и более низким Na_2O (см. табл. 3). Присутствие среди вкрапленников этих пород ортопироксена позволяет сделать вывод о более высоком содержании SiO_2 в родоначальной магме. Таким образом, низкокалиевые андезиты о-ва Карагинский представляют собой тип, переходный между андезитами срединно-океанических хребтов и юных островных дуг. Учитывая, однако, малую распространенность океанических андезитов и их нетипичность для обстановки спрединга, а также некомагматичность данной группы окраинно-морским толлитам флишоидного комплекса и осадочного меланжа, на данной стадии изучения наиболее вероятной обстановкой формирования низкокалиевых андезитов следует считать островную дугу, вступившую в начальную стадию развития.

Известково-щелочные андезитобазальты встречаются среди пород осадочного меланжа о-ва Карагинский достаточно редко. Они были обнаружены М.Н. Шапиро в истоках р. Маркеловская, в бассейне р. Корохринваям и в верховьях р. Мельваям. Эти породы слагают тела подушечного строения среди аргиллитов и кремнистых алевролитов. Структура пород в большинстве случаев порфировая,

реже афирова. Порфиновые выделения, составляющие 25—30% объема породы, представлены таблитчатыми полисинтетически сдвойникованными кристаллами плагиоклаза (An_{60-30} , по максимальному углу np' с линией двойникового шва) размером до 5—6 мм, более редким моноклинным пироксеном размером около 0,5 мм и небольшим количеством магнетита.

В некоторых случаях эти минералы образуют гломеропорфиновые сростки, причем пироксен часто располагается внутри плагиоклазовых кристаллов. Основная масса гиалопилитовая, интерсертальная и гиалоофитовая, сложена игольчатым и длиннопризматическим плагиоклазом (An_{20}), игольчатыми и мелкозернистыми выделениями клинопироксена и рудного минерала и хлоритовым мезостазином. Плагиоклазы сильно соскюритизированы, альбитизация проявлена слабо. В одном случае порода представлена диабазом с пойкилоофитовой структурой, сложенным плагиоклазом (An_{32}), моноклинным пироксеном, почти полностью замещенным агрегатом карбоната и хлорита, и значительным количеством рудного минерала, образующего выделения размером до 0,5 мм. В породах встречаются микропрожилки, выполненные цеолитом и хлоритом. Миндалины и пор не наблюдались.

Химический состав пород охарактеризован силикатными анализами первых пяти образцов табл. 11. Вариации составов (в пересчете на сухой остаток) в зависимости от величины t FeO/MgO , возрастающей в ходе фракционирования темноцветных минералов, показаны на диаграммах (см. рис. 29). По содержанию SiO_2 (50,88—55,48%), монотонно возрастающему в ходе дифференциации, породы относятся к андезитобазальтам и базальтам. Происходит также рост TiO_2 (0,91—1,21%), Al_2O_3 (17,50—19,85%), tFe_2O_3 (7,29—10,18%), Na_2O (3,58—4,70%), K_2O (1,17—2,69%) и P_2O_5 (0,13—0,50%), а содержания MgO (10,51—3,89%) и CaO (6,45—3,36%) уменьшаются. Для определения их петрохимического типа использованы классификационные диаграммы. На диаграмме K_2O-SiO_2 (см. рис. 26) точки составов распределяются между известково-щелочным полем и полем высококальциевых известково-щелочных пород; на диаграмме AFM (см. рис. 7) тренд составов известково-щелочной; на диаграммах Миясиро (см. рис. 25) одна часть составов попадает в известково-щелочное поле, а другая часть — в толеитовое, обнаруживая при этом довольно типичные толеитовые тренды. Таким образом, обладая некоторыми чертами толеитовых серий (относительно высокое содержание Ti и Fe , их устойчивый рост в ходе дифференциации), эта группа является переходной от толеитового к известково-щелочному типу. Чрезмерно высокие для толеитов содержания щелочей, особенно K , сближают ее с известково-щелочными породами.

Для определения палеотектонической принадлежности данной группы пород существенны ее известково-щелочная специфика и подводный характер излияния, свидетельствующие о вероятном формировании в обстановке островной дуги. Повышенная щелочность пород также носит островодужный характер, принципиально отличаясь от щелочности внутриплитных океанических островов, сопровождаемой суще-

Таблица II
Состав клинопироксен-плаггиоклазовых эффузивов комплекса
осадочного меланжа о-ва Карагинский

Компонент	1	2	3	4	5
	8032/2	8062/3	8080/10	8067/1	8078/2
SiO ₂	48,38	52,06	53,66	51,89	53,68
TiO ₂	0,94	0,98	0,88	0,96	1,17
Al ₂ O ₃	16,64	19,00	17,51	16,98	18,70
tFe ₂ O ₃	8,20	6,98	7,63	9,61	8,42
MnO	0,140	0,316	0,099	0,226	0,133
MgO	9,99	6,20	4,47	5,26	3,76
CaO	6,14	3,67	5,69	2,69	3,25
Na ₂ O	3,40	4,35	4,65	5,38	4,55
K ₂ O	1,11	2,07	1,84	1,35	2,60
P ₂ O ₅	0,153	0,124	0,278	0,172	0,476
П.п.п.	5,01	4,57	3,56	5,86	3,55
Сумма	100,10	100,32	100,26	100,38	100,29
tFeO/MgO	0,74	1,01	1,54	1,65	2,02

Примечание. Все тела, из которых взяты образцы, являются фрагментами подушечных потоков в неясной геологической позиции. Обр. 1 — афировый спилит; обр. 2 — андезитобазальт обильно-порфировый (вкрапленники: плаггиоклаз); обр. 3, 5 — андезитобазальты обильно-порфировые (вкрапленники: плаггиоклаз, клинопироксен); обр. 4 — диабаз; обр. 6—10 — андезиты обильно-порфировые (вкрапленники: плаггиоклаз + клинопироксен).

ственно более высокими, чем у данной группы, содержаниями Ti (см. табл. 3). В эволюционном ряду островодужного магматизма роль серий с высоким содержанием щелочей, незначительная на ранних этапах, в целом возрастает со временем [Miyashiro, 1974]. При этом не исключается появление уже на начальных этапах базальт-трахибазальтовых серий, связываемых с тектонически активными глубинными сколовыми зонами [Богатиков и др., 1985]. Типичным примером островодужных серий с уровнем щелочей, аномальным для обстановки их формирования, являются вулканы островов Эпи и Танна [Colley, Warden, 1974] в системе Новых Гебрид. Предпочтительнее, однако, связывать формирование данной серии с обстановкой зрелой островной дуги, что является более обычным случаем проявления вулканизма с подобными петролого-геохимическими особенностями.

Возрастная принадлежность комплекса осадочного меланжа. Как уже говорилось ранее, при тематических работах М.С. Маркова, М.Ю. Хотина и Г.П. Борзуновой на восточном побережье острова в районе распространения выделяемого нами комплекса были найдены моллюски, которые, по современным данным (устное сообщение Ю.Б. Гладенкова), определяют среднеэоценовый возраст отложений. Н.М. Петрина, анализируя сборы С.А. Мельниковой из кремнисто-

6	7	8	9	10
80861/1	8080/5	80860/13	80860/4	8080/8
55,78	59,82	58,30	57,18	59,66
0,97	0,83	1,10	0,99	0,94
16,42	16,68	15,45	15,88	15,95
10,05	6,93	8,20	9,49	8,93
0,27	0,127	0,24	0,13	0,059
3,62	2,30	2,57	2,66	2,52
3,81	3,30	3,91	3,08	2,78
6,30	6,20	6,25	6,00	5,28
0,06	0,19	0,13	0,80	1,20
0,37	0,315	0,33	0,16	0,417
2,90	3,39	3,93	3,91	2,69
100,55	100,09	100,41	100,28	100,43
2,58	2,71	2,87	3,18	3,29

Обр. 1 — истоки р. Маркеловская; обр. 2 — р. Корохривая; обр. 3, 7 — верховья р. Мельвая; обр. 4 — водораздел Корохривая—Плонтхривая; обр. 5 — побережье северо-восточнее мыса Ровный; обр. 6, 8—10 — водораздел Якльехривая—Мельвая.

Все образцы из коллекции М.Н. Шапиро.

алевролитовой толщи [Шапиро, Петрина, 1985], на основании изучения остатков бентосных фораминифер определяет ее возраст как маастрихт-датский, возможно, палеоценовый. В долинах рек Якльехривая и Плонтхривая М.Н. Шапиро собрал образцы карбонатов из глыб, линз и, возможно, слоев, заключенных в алевролитах. В этих породах наряду с другими органическими остатками содержатся раковинки планктонных фораминифер, которые были определены в шлифах Альфредо де ла Торре (Институт геологии и палеонтологии АН Кубы). По заключению этого исследователя и по мнению И.А. Басова (устное сообщение), в одних образцах встречены одновременно остатки фораминифер мелового и палеогенового возраста, в других — только палеогенового или только мелового. Сохранность раковин, к сожалению, не всегда позволяет определить возраст точнее, чем до периода. Скелетные остатки обнаружены в десяти образцах в следующих сочетаниях.

1. *Globochaete?*, *Hedbergella* sp. или *Globigerina* sp.

2. *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* *infracretacea* (?).

Возраст первого из двух образцов определен как меловой (?), второго — как позднемеловой, возможно, сеноманский.

3. *Globochaeta alpina* (?), *Globigerina* sp. или *Hedbergella* *infracretacea*. Возраст определен как позднемеловой—палеогеновый.

4. *Kainoconus* sp. cf. *K. ovalis* (?). Возраст палеоценовый, возможно палеоцен-эоценовый.

5. *Globanomalina* sp., *Globorotalia* (Acarinina) cf. *angulata*, *Globigerina* cf. *triloculinoides* или *G. cf. primitiva*. В этом случае более вероятен палеоценовый возраст, но возможен и палеоцен-эоценовый.

6. *Globigerinelloides*, возможно, *Globanomalina* sp., *Globorotalia* ex gr. *pesudobulloidis* или *Hedbergella* sp., *Globorotalia* ex gr. *linaperta*.

7. *Globigerina* cf. *primitiva*.

8. *Globigerina* ex gr. *primitiva*.

Возраст определен как палеоценовый—раннеэоценовый.

9. *Globigerina* ex gr. *linaperta*, *Globorotalia* cf. *convexa*, *Globanomalina* sp. (?).

10. *Globorotalia convexa*, *G. cf. compressa* (?), *Globigerina* ex gr. *Linaperta*.

Возраст определен как позднепалеоценовый—раннеэоценовый.

При наших исследованиях в 1982 г. были опробованы разнообразие кремни. Из них, а также из кремней, собранных ранее М.Н. Шапиро, были извлечены определяемые остатки радиолярий. Наши образцы, содержащие радиолярии, были собраны из двух районов — верховья р. Уттуваям и восточное побережье острова (в 1,5 км к востоку от устья р. Ирнтоваям). В результате обработки кремней удалось выделить комплекс радиолярий, часть которых удалось определить до вида: *Spongurus bilobatus*, *Amphicraspedum prolixum* (?), *A. murraianum* (?), *Amphymenium splendiaratum*, *Spongodiscus cruciferus*, *Stylosphaera minor*, *S. coronata* (?), *Lithelius hexaxypophorus*, *Calocyclus semipolita*, *Theocyrtis* aff. *litos*, *Dictyophimus* sp., *Peripyramis* sp. (определения Г.Ю. Авериной). Встреченный комплекс сопоставим с известным из келлогских сланцев Калифорнии, который был описан Б.Л. Кларком и А.С. Кэмпбеллом [Clark, Campbell, 1942, 1945]. В настоящее время эти отложения относят к среднему эоцену [Steineck, Gibson, 1972]. Остатки таких же радиолярий известны и из других отложений палеогенового возраста [Petrushevskaya, Kozlova, 1972].

Таким образом, найденные скелетные остатки дают нам различные датировки: радиолярии и моллюски — средний эоцен, бентосные фораминиферы — поздний мел, планктонные фораминиферы — от позднего мела до палеоцена (из разных месторождений по-разному). Поэтому можно предполагать, что в основную массу кремнисто-алевролитовой толщи включены разновозрастные образования, а время формирования этой толщи можно считать не ранее среднего эоцена, причем с большой степенью вероятности можно говорить о среднем—позднем эоцене.

К сказанному следует добавить, что нельзя исключать возможности получения свидетельств о более молодом возрасте отдельных пластин хотя бы потому, что микрофауна (планктонные фораминиферы, радиолярии) частично получена из глыб, заключенных в алевролит-аргиллитовом матриксе.

Относительно результатов, опубликованных в статье М.Н. Шапиро и Н.М. Петриной [1985], можно сделать лишь предположение,

согласно которому пробы с меловыми бентосными фораминиферами отвечают одной из тектонических пластин, зажатой среди более молодых отложений и не закартированной в связи с литологическим сходством.

Палеогеографическая обстановка накопления осадочного меланжа. Выявление признаков, позволяющих судить о палеогеографической обстановке накопления осадочного меланжа, затруднено прежде всего исключительно сильной и практически повсеместной тектонизацией слагающих его пород. В связи с этим невозможно определить, принадлежат ли многие пластины, литологически отличающиеся от матрицы, к рассматриваемому комплексу или являются инородными, т.е. тектонически совмещенными. Но следует подчеркнуть, что аргиллит-алевролитовая матрица на всей площади распространения комплекса составляет более 70% и, видимо, именно по ней следует судить об условиях его накопления. Монотонный тонкообломочный состав отложений и присутствие маломощных прослоев достаточно чистых кремнистых пород с радиоляриями, видимо, свидетельствуют о спокойной и достаточно глубоководной обстановке.

Такой же вывод, по мнению И.А. Басова (устное сообщение), можно сделать и по родовым комплексам бентосных фораминифер, определенных Н.М. Петриной из коллекции С.А. Мельниковой [Шапиро, Петрина, 1985]. Присутствие тонкозернистых песчаников в сохранившихся прослоях или будинированных прослоях такого же состава принципиально не противоречит этому заключению. Важным моментом, позволяющим утвердиться в этом мнении, является также присутствие в толще тел толентовых базальтов океанического типа.

Таким образом, можно предполагать, что матрикс осадочного меланжа формировался в абиссальных условиях. Однако в "океаническом" матриксе рассматриваемого комплекса заключены олистоплаки, сложенные пачками туфогенных и туфогенно-кремнистых пород с лавами андезитового состава, представляющими собой, несомненно, островодужные образования. Подобное совмещение в составе одного комплекса "океанических" и островодужных пород, по-видимому, обусловлено тектоническим причленением формаций, принадлежащих к различным палеогеографическим областям, и аналогично образованию известных аккреционных призм [Greves, 1983; Талвани, Лангсет, 1984].

Молассовый комплекс

К молассовому комплексу отнесены отложения, отвечающие по возрасту среднему миоцену и моложе, или, точнее, от свиты мыса Плоский на о-ве Карагинский и все стратиграфически более высокие подразделения до современных. Неогеновые отложения как о-ва Карагинский, так и района залива Корфа, примыкающего к п-ову Говена, описаны в гл. 2, и здесь мы лишь упомянем об их присутствии, поскольку они являются своего рода репером для различных геологических построений. Эти отложения залегают с резким угловым несогласием на породах других комплексов. В частности, прекрасно отпрепарированный контакт доступен для осмотра в берего-

вых обрывах несколько севернее мыса Горбатый, где породы свиты мыса Плоский залегают на почти стоящих на головах образованиях вулканогенного комплекса; в верховьях правой составляющей р. Воронья также вскрываются базальные конгломераты свиты мыса Плоский, залегающие на серпентинитовом меланже; с размывом и ясным угловым несогласием породы молассового комплекса залегают и на туфах и осадочных породах вулканогенно-молассоидного комплекса. Таким образом, они как бы запечатывают все покровные и чешуйчатые элементы и потому могут быть отнесены к неавтохтонным образованиям.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ ВПАДИНЫ

В данном разделе будут рассмотрены более детально особенности строения каждого структурно-формационного комплекса. Порядок описания здесь несколько изменен по сравнению с предыдущим разделом, в частности характеристика структурных особенностей офиолитового комплекса помещена не в начале, а почти в конце, поскольку речь идет главным образом о положении его в общей структуре, а не о его внутреннем строении.

Кремнисто-вулканогенный комплекс. Внутренняя структура кремнисто-вулканогенного комплекса характеризуется весьма большой сложностью, о чем уже упоминалось, поэтому приводимые здесь данные отвечают состоянию изученности на данный момент, хотя и основаны на изучении отдельных хорошо обнаженных участков.

На п-ове Говена и в прилегающих районах Олюторского залива кремнисто-вулканогенный комплекс образует ядра опрокинутых складок или отдельные пластины в общей, заваленной на восток структуре. В практически вертикальных стенках ледниковых каров высотой до 300—400 м удается наблюдать следующую картину. Среди сложных, часто причудливых складчатых форм отчетливо проявлен будинаж различного порядка — от будинированных пропластков мощностью 15—20 см до гигантских будин размерами 30—60 м, сложенных афировыми спилитизированными, плагиоклаз-порфиоровыми или миндалекаменными базальтами, обтекаемыми со всех сторон слоистыми туфогенно-осадочными породами. В отдельных случаях между подобными будинами бывают заключены сложнодислоцированные пачки слоистых пород, иногда с лежащими и изоклинальными складками с различным (от 0,4—0,5 до 30—40 м) размахом крыльев. Весь этот пакет сложных складок часто нарушен относительно пологими (30—50°) срывами различной амплитуды, но в основном не слишком значительной. В некоторых случаях, видимо, в результате подобных срывов на сложно-складчатых породах вулканогенного комплекса местами формируются пологозалегающие (15—25°) чешуи мощностью в несколько десятков метров с образованием в подстилающих породах складок волочения, параллельных плоскости надвигания.

На о-ве Карагинский в тех местах, где наблюдению доступны хотя и не очень глубокие врезы, можно заметить, что дислоцированность кремнисто-вулканогенного комплекса также не менее сложна.

Он формирует крупные чешуи и блоки, видимые непосредственно к западу и в существенно меньшей степени к востоку от прерывистой полосы выхода офиолитов. Большая их часть залегает на офиолитах по относительно крутым или несколько более пологим разрывам, но имеются случаи практически горизонтального залегания, как, например, на водоразделе верховьев р. Кулутуваая. Чешуи, расположенные с востока, напротив, обычно подстилают офиолиты.

К западу от основной полосы распространения офиолитов чешуйчатое строение кремнисто-вулканогенного комплекса подчеркивается линзовидно расположенными выходами офиолитового меланжа, образующего как бы "прокладки" между крупными пластинами вулканогенно-кремнистых пород. Кроме того, имеются отдельные чешуи, сложенные этим комплексом (протяженность от 1 до 3—5 км при ширине выходов 0,2—0,7 км) и находящиеся в поле распространения пород флишоидного комплекса в центральной части острова. Залегание пород внутри блоков и чешуй обычно достаточно крутое (40—70°). Однако распознавание конкретных складчатых структур затруднено не только недостаточной обнаженностью и отсутствием ясных маркирующих горизонтов, но и массивностью многих довольно мощных пачек лав и вулканических брекчий с очень плохо заметным напластованием, что отличает кремнисто-вулканогенные толщи о-ва Карагинский от толщ п-ова Говена, характеризующихся более частым чередованием разнообразных вулканогенно-осадочных пород, в большинстве случаев с хорошо заметной слоистостью.

Вулканогенно-осадочный комплекс. По особенностям внутренних структур вулканогенно-осадочный комплекс можно разделить на три части, несколько различающиеся по своему строению. Они находятся: а) на севере п-ова Говена и прилегающей полосы вдоль побережья Олюторского залива, б) в центральной и южной частях п-ова Говена, в) на о-ве Карагинский.

1. На севере п-ова Говена, где рассматриваемый комплекс образован достаточно разнообразными пакетами (слоистыми туфогенно-осадочными и массивными вулканогенными), наиболее сложные складчатые формы проявлены в слоистых пачках. Контакты их с пачками массивных пород часто сорваны, хотя иногда в ядрах антиклинальных складок сохраняются нормальные взаимоотношения. Складки, как и вся структура в целом, опрокинуты на восток, за исключением узкой (3—5 км) западной полосы, граничащей с осадочными толщами палеогена. Угол опрокидывания в среднем составляет 40°.

Складки обычно сжатые, узкие, с острыми гребнями; если в ядре располагаются более массивные породы, то слои, непосредственно облегающие их, формируют относительно пологий свод, который постепенно вверх по слоистой пачке как бы раздавливается и застреляется вплоть до образования острого гребня и далее до сдвигания крыльев складки. Иногда отмечаются как более простые формы складок, даже слабо опрокинутые, так и значительно более сложные — лежащие изоклинальные с размахом крыльев 30—40 м.

Достаточно часты в толще разнообразные разрывы. По пологим срывам происходит существенное перемещение пластин и чешуй,

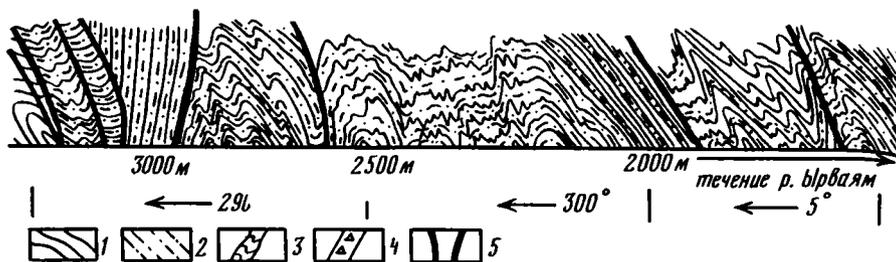


Рис. 30. Разрез туфотерригенных отложений юго-восточной части п-ова Говена (среднее течение р. Ырваям)

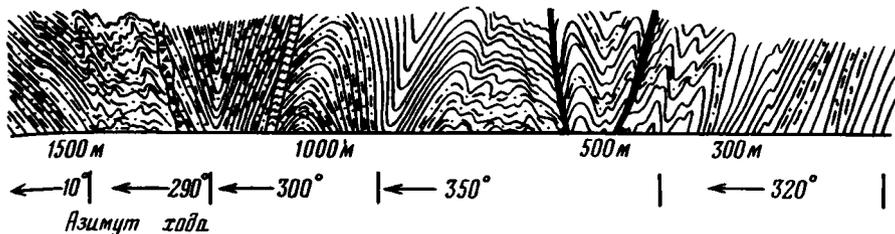
1 — аргиллиты; 2 — алевролиты и туфоалевролиты; 3 — зона дробления; 4 — брекчии; 5 — разломы

особенно в направлении, конформном с напластованием, и тогда подобные перемещения наиболее значительны. Изредка же пологие разрывы секут складчатую структуру, но перемещения по ним составляют не более первого десятка метров. Соотношения вулканогенно-осадочного комплекса с кремнисто-вулканогенным и флишоидным в пределах рассматриваемого отрезка обычно конформные с незначительными, нередко согласными срывами.

В узкой полосе, непосредственно примыкающей к области развития осадочных толщ палеогена, складчатые структуры и разрывы в вулканогенном комплексе имеют западную вергентность, а сам контакт вулканитов с осадочными, обычно более молодыми отложениями выражен системой надвигов, имеющих падение на восток.

2. В центральной и южной частях п-ова Говена обнажается туфошлифоидная толща. Как общая структура, так и конкретные складчатые формы здесь несколько иные. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что складчатые структуры имеют противоположное направление опрокидывания в западной и восточной половинах этой части полуострова: на востоке они опрокинуты на восток, на западе — на запад. Осевая зона веерообразных структур расположена несколько ближе к восточному побережью полуострова, и ширина ее может варьировать от нескольких сот метров до 1—1,5 км. Как в востоке, так и к западу от осевой зоны складки сжатые, обычно с острыми гребнями, часто отмечаются изоклинальные различных порядков, размах крыльев составляет от нескольких десятков до 200—300 м. Угол опрокидывания складок здесь по сравнению с северным отрезком заметно меньше (20—30°), достаточно многочисленны конформные срывы и крутые надвиги. Среди этих серий сжатых складок иногда отмечаются и более открытые формы, иногда даже несколько напоминающие коробчатые. Осевая зона характеризуется нормальными, менее сжатыми, чем на ее флангах, складками с размахом крыльев до 300 м и с углами падения 40—50° (рис. 30).

Интересно, что эта осевая зона "развала" структур туфогенно-шлифоидной толщи прослеживается на север от долины р. Еуваям; по другую сторону долины сохраняется восточная вергентность



структур, и здесь эта зона "развала", хотя и выраженная несколько иначе, оказывается смещенной к западу, где в районе оз. Потат-Гытгын частично ограничивается известным разломом [Косыгин и др., 1972]. Этот факт в определенной степени подтверждает предположение о существовании крупного сдвигового нарушения, в основном совпадающего с долиной р. Еуваям.

3. Внутреннее строение вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Карагинский в основном определяется двумя факторами — существованием в разрезе четко выраженного нижнего лавово-туфобрекчиевого и верхнего туфогенно-осадочного пакетов, с одной стороны, и частой ассоциацией пород вулканогенно-осадочного комплекса с офиолитами (офиолитовым меланжем) — с другой. Именно эти обстоятельства при общей покровно-чешуйчатой структуре острова привели к созданию конкретных форм строения.

Обычно в массивной части разреза складчатые структуры улавливаются с трудом, зато его раздробленность с многочисленными зонами дробления и надвигами, падающими на северо-запад, хорошо заметна на прекрасно обнаженных участках восточного побережья у мыса Голенищева и южнее мыса Горбатый. Верхний слоистый пакет часто сорван со своего основания и смят в сложные складки; сложность деформаций усиливается в частях, расположенных непосредственно под полого перекрывающими их тектоническими пластинами, сложенными породами других комплексов. В этих случаях, как, например, в вершине левой составляющей р. Воронья, наблюдается серия лежащих изоклинальных складок. Любопытно, что по простиранию полосы распространения пород вулканогенного комплекса с северо-востока на юго-запад отчетливо выделяются участки с различным строением. Например, между мысом Голенищева и долиной р. Акановаям вулканогенный комплекс тектонически перекрывает офиолитовый и нижняя его часть, кроме той раздробленности, о которой было сказано выше, не несет заметных следов деформации. В то же время верхний слоистый пакет, сохраняя в нижней части общую конформность, сорван и формирует выше по разрезу сжатые крутые складки с размахом крыльев 50—70 м. Между верховьями р. Акановаям и правыми притоками р. Маркеловская отмечается чередование участков, характеризующихся сложными складчатыми дислокациями, и участков с более простым строением. Так, между горой Хынхлонай и долиной р. Маркеловская располагается довольно

крупная антиклинальная структура с углами падения пород на крыльях около 40° , однако она заключена между лежащим на ней с северо-запада по надвигу офиолитовым комплексом и сложной зоной разломов на юго-востоке, к которой приурочены линзовидные тела офиолитового меланжа.

Далее к юго-западу, в бассейне р. Воронья, вулканогенный комплекс участвует в сложной чешуйчато-покровной структуре, слагающей пластины, как тектонически перекрывающие офиолитовый меланж, так и перекрываемые либо последним, либо пластинами алевролитовой толщи флишоидного комплекса, в основании которых располагаются меланжевые или меланж-олигостромовые зоны различной мощности.

Интересным является также вопрос о соотношении вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Карагинский с породами других комплексов. При полевых работах авторов в 1982, 1983 и 1985 гг. были отмечены лишь тектонические взаимоотношения вулканогенно-осадочного комплекса; аналогичные свидетельства имеются по результатам геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000, проведенных в 1974 г. под руководством С.А. Мельниковой. При этом в ряде случаев, как, например, в береговых обрывах южнее мыса Горбатый, в верховьях первого от устья правого притока р. Акановаям, в верховьях р. Мелилинкваям, вулканогенная толща надвинута на алевролитовые пакеты флишоидного комплекса. Однако М.Н. Шапиро [Шапиро, Петрина, 1985] указывает на согласное перекрытие алевролитами вулканитов хынхлонской свиты в бассейнах левых притоков р. Мелилинкваям. В других случаях, по нашим данным, отмечается (правая составляющая р. Воронья), что на верхнем туфогенно-осадочном пакете вулканогенно-осадочного комплекса иногда конформно, а в других случаях с явным тектоническим срезанием залегает небольшой мощности пакет алевролитов флишоидного комплекса с меланж-олигостромовой зоной в основании; сам же этот пакет, в свою очередь, тектонически перекрывается пластиной офиолитового меланжа.

Нижний контакт вулканогенно-осадочного комплекса также всегда тектонический, причем очень часто структурно ниже располагается офиолитовый меланж (восточное побережье к югу от мыса Голенищева, бассейн р. Воронья). Отдельные пластины офиолитового меланжа находятся также в виде обычно конформно расположенных линзовидных тел внутри пород вулканогенно-осадочного комплекса, создавая впечатлительные сдвигания разреза по этим зонам. На юге центральной части острова в верховьях левой составляющей р. Гнунваям и к югу, в верховьях безымянного ручья, впадающего в Берингово море, выявлено аллохтонное (покровное) залегание пород вулканогенно-осадочного комплекса на осадочной толще олигоцена—миоцена. При прослеживании контактов по простиранию удалось не только точно установить форму тектонического окна, вытянутую в меридиональном направлении, но и во многих случаях во врезях наблюдать непосредственные надвиговые перекрытия (рис. 31).

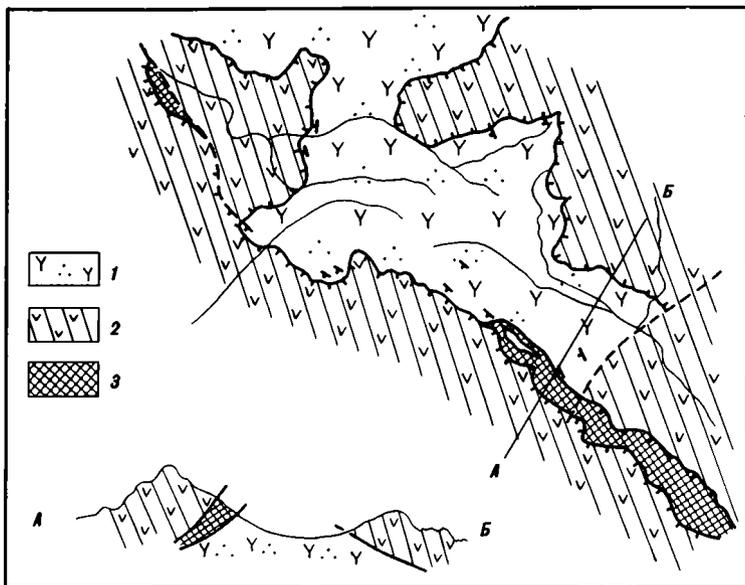


Рис. 31. Тектоническое окно миоценовых осадочных пород среди вулканитов позднего мела — палеоцена

1 — алевролиты, песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты вулканогенно-моласкоидного комплекса; 2 — лавобрекчии, туфобрекчии, лавы базальтов вулканогенно-осадочного комплекса; 3 — серпентинитовый меланж

Флишоидный комплекс. Внутреннее строение флишоидного комплекса определяется его существенной пластичностью, что приводит к образованию сложных структур. На юге и в центральной части п-ова Говена имеются некоторые отличия в характере структурных форм по сравнению с северной его частью и прилегающими районами побережья Олюторского залива. На севере полуострова монотонные алевролит-аргиллитовые толщи флишоидного комплекса образуют четкие полосы северо-восточного простирания в общей опрокинутой на восток структуре. Нижний контакт их с породами вулканогенного комплекса часто сохраняется нормальным, тогда как тот же контакт в опрокинутом залегании обычно сорван и по нему вулканиты надвинуты на флишоидные образования. Величина подобных перемещений обычно не очень велика, хотя может достигать 1—2 км. Складчатые формы более мелкого порядка также характеризуются опрокинутостью и представлены узкими сжатыми складками, вплоть до изоклинальных, с размахом крыльев в первые десятки метров.

Южная и центральная части полуострова, где флишоидный комплекс образует относительно узкую полосу вдоль восточного побережья, характеризуются по сравнению с более северными районами меньшей степенью опрокинутости складок, хотя конкретные их формы являются столь же сжатыми и количество срывов между ними также значительное.

Следует иметь в виду, что вследствие литологического сходства флишоидно-туфогенной фации вулканогенно-осадочного и флишоидного комплексов в центральной и южной частях п-ова Говена и весьма сложного строения этих комплексов существуют большие трудности в их разделении, которые могут быть преодолены только при постановке детальных работ. Представленная схема деления должна считаться условной.

При рассмотрении внутреннего строения флишоидного комплекса на о-ве Карагинский следует всегда учитывать его интенсивную счешуенность. Наиболее отчетливо эти чешуи проявляются в том случае, когда разнообразные пакеты флишоидного комплекса разделены литологически резко различными породами, принадлежащими к офиолитовому кремнисто-вулканогенному и вулканогенно-осадочному комплексам. Подобные примеры известны на междуречье Мелилинкваяма и Пайваяма, в верховьях р. Какукваям, т.е. практически на всей площади распространения флишоидного комплекса. Однако имеются и такие немалочисленные случаи, когда соприкасаются в общем литологически сходные флишоидные пакеты. Они могут представлять собой как разные части разреза, так и фациальные аналоги, и в этих случаях их деление встречает большие затруднения. Детальное исследование подобного рода примеров может дать ответ на вопрос: не является ли данное обстоятельство ответственным за известные противоречия в определении возраста якобы одних и тех же толщ по макро- и микрофауне?

Крупные тектонические пластины и, вероятно, олистоплаки с сорванными контактами в пределах поля распространения пород флишоидного комплекса приурочены к трем полосам северо-восточного простирания, согласным с общим простиранием структур. Первая полоса протягивается вдоль водораздела рек Мелилинкваям и Акановая в верховья правого притока р. Маркеловская и далее в бассейн левобережья р. Яклегриваям. Вторая полоса прослеживается примерно в 5—7 км западнее первой. Она пересекает верховья правой составляющей р. Мелилинкваям, далее протягивается через долину р. Маркеловская в бассейн ее левых притоков. Третья (пожалуй, наиболее широкая) полоса следует приблизительно параллельно долине р. Калелахриваям через верховья р. Маркеловская и уходит в верховья ее левого крупного притока р. Яклегриваям.

Наиболее разнообразной по составу и генезису пластин является первая полоса, в которой присутствуют породы серпентинитового меланжа, кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплекса, а также в небольшом количестве толеитовые базальты. Во второй полосе встречаются практически лишь серпентиниты, серпентинизированные перидотиты и толеитовые базальты. В третьей — только толеитовые базальты.

Следует отметить, что первые две полосы в то же время отвечают полосам распространения как тектонических пластин, так и олистоплак, в строении которых участвуют образования того же состава. Деление этих геологических тел можно провести лишь условно, поскольку контакты олистоплак обычно кливажированы либо

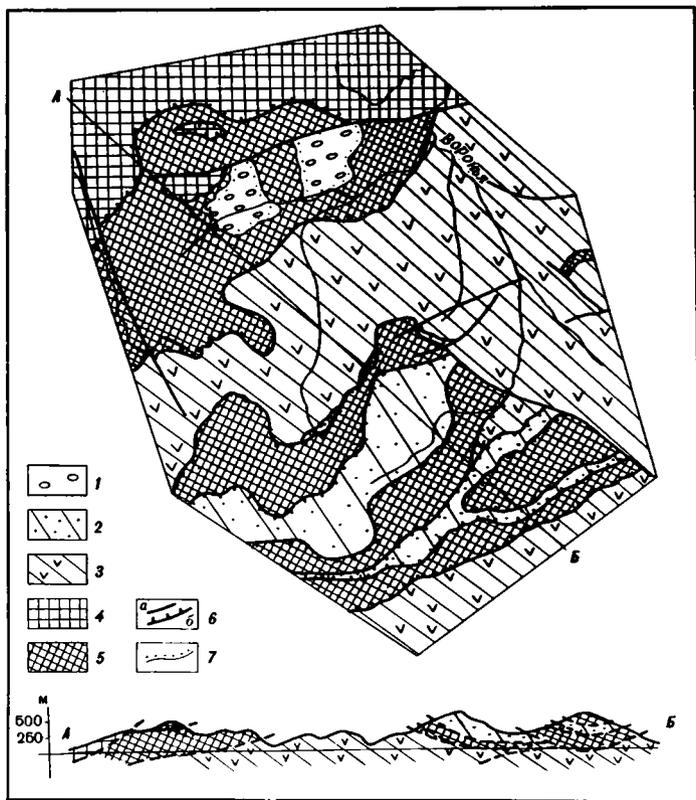


Рис. 32. Геологическая схема бассейна р. Воронья

1—4 — комплексы: 1 — молассоидный (конгломераты и песчаники), 2 — флишоидный, 3 — вулканогенно-осадочный, 4 — кремнисто-вулканогенный; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — разломы (а) и надвиги (б); 7 — граница несогласного налегания

подорваны, особенно в случаях, когда они сложены серпентинитами или серпентинитовым меланжем, а также и некоторыми другими породами. Чаще всего согласное с направлением осадочных пород положение тектонических чешуй наводит на мысль, что многие из них могли представлять собой олистоплаки, контакты которых в результате последующей складчатости приобрели тектонический характер.

Подавляющее большинство инородных пластин и разрывов, разделяющих флишоидную толщу, падает на северо-запад под углами от 30—40 до 60—70° с преобладанием падения 40—50°. Однако имеется ряд случаев, когда такие пакеты залегают очень полого и даже иногда наклонены на юго-восток. Это особенно характерно для пограничной области распространения пород флишоидного, вулканогенно-осадочного и офиолитового комплексов, где они формируют серию чередующихся чешуй. Наиболее ярким примером является бассейн р. Воронья (рис. 32).

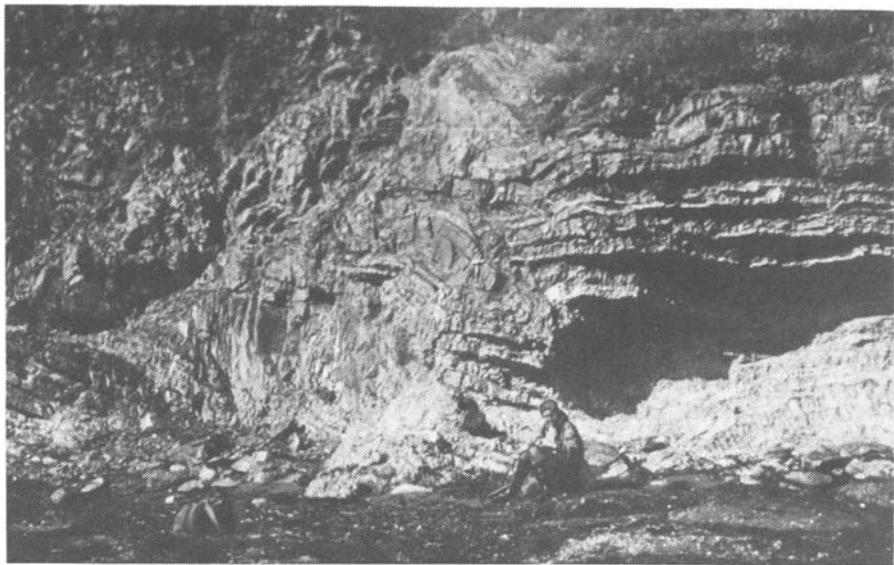


Рис. 33. Сложные и лежащие изоклиналильные складки в пластинах, сложенных кремнями и кремнистыми аргиллитами
Восточное побережье о-ва Карагинский, южнее устья р. Яклегриваам

В пределах всех пластин флишоидного комплекса породы смяты интенсивно — складки узкие, сжатые, опрокинутые на юго-восток. На некоторых участках форма складок очень причудлива: с резкой сменой их форм от сжатых опрокинутых изоклиналильных к коробчатым и веерообразным, с размахом крыльев до нескольких метров; особенно сложные формы отмечаются вблизи тектонических нарушений.

Комплекс осадочного меланжа. О характере внутренних деформаций в осадочном меланже говорилось выше, при общем его описании. Здесь мы лишь напомним основные черты строения. Отмечалась общая весьма интенсивная тектонизация, выражающаяся в развальцевании, рассланцевании, будинаже, которые повсеместно совпадают с напластованием; в связи с этим установление нормальных контактов между пакетами становится затруднительным. Далее подчеркивалось постоянство опрокидывания всех структур на восток, что при исключительно широком развитии изоклиналильных складок приводит к подавляющему преобладанию северо-западных падений. Исключения составляют лишь редкие чешуи с обратными залеганиями в исключительно сильно деформированных кремнистых породах (рис. 33). Пологие обратные падения и почти горизонтальное залегание отмечаются в ядрах синформных перегибов относительно крупных структур, где они сложены кремнистыми алевролитами. Отмечаются также отдельные весьма редкие пакеты, в которых напряженность дислокаций является заметно меньшей. Преобладающие значения углов падения 30—50°. Существуют складки самой различной амплитуды — от 1 м и более.

Комплекс осадочного меланжа, так же как и флишоидный, состоит из ряда параллельно или кулисообразно ориентированных пластин и чешуй.

В общей структуре о-ва Карагинский комплекс осадочного меланжа тектонически подстилает флишоидный. Нижняя граница, очевидно, скрыта под уровнем моря. Интересно, что нигде к западу от упомянутой границы породы осадочного меланжа не образуют каких-либо чешуй, чередующихся с другими, как это, например, отмечается для флишоидного комплекса.

Итак, характер чередования разновозрастных пластин, присутствие тел окраинно-морских толетитов, наличие сильного развальцевания, будинажа, опрокинутых изоклинальных складок различных амплитуд, чередующихся с алевролитами, лишенными таких следов деформаций, глубоководный характер отложений, участвующих в строении пластин, — все это напоминает более всего такие образования, которые возникают за счет сближения и перемешивания осадочного чехла с поддвигаемой океанической плиты. Они именуется "субдукционным меланжем" [Талвани, Лангсет, 1984].

Офиолитовый комплекс. Образования офиолитового комплекса, представленные серпентинитовым меланжем, комплексом параллельных даек, пластинами гипербазитов, зеленых сланцев и габброидов, распространены только на о-ве Карагинский, приурочиваясь к его центральной части. Выходы этих пород формируют три почти параллельные полосы, протягивающиеся более чем на 60 км от мыса Голенищева на севере к мысу Урилл на юго-западе. Каждой свойственны своеобразные формы офиолитовых тел, характер их залегания и взаимоотношения с окружающими породами, а также различные, хотя всегда тектонические, соотношения между членами офиолитовой ассоциации.

Западная полоса распространения офиолитов является наиболее значительной по ширине и почти непрерывной. Именно в ее пределах устанавливаются все обнаруженные на острове породы, которые мы включаем в офиолитовый комплекс. Почти на всем протяжении для нее характерно опрокинутое синформное строение, устанавливаемое как по форме контактов с окружающими породами, так и по внутренним соотношениям слагающих комплекс пород. Обычно для многих участков этой полосы (бассейн верховьев р. Акановаям и правого притока р. Маркеловская, водораздельная часть и верховья рек Мамикинваям и Какукваям) устанавливается более пологий восточный контакт, где различные породы офиолитового комплекса с падением на северо-запад под углами 30—40° тектонически перекрывают образования вулканогенно-кремнистого, вулканогенно-осадочного и флишоидного комплексов. Западный контакт на этих участках более крут (60—70°) и также имеет северо-западное падение. Подобное положение контактов при сохранении их на глубину как раз и определяет опрокинутое синформное тело. На севере острова, между долиной р. Маркеловская и мысом Голенищева, синформность подчеркивается лишь распределением двух типов образований офиолитового комплекса — серпентинитового меланжа и пород

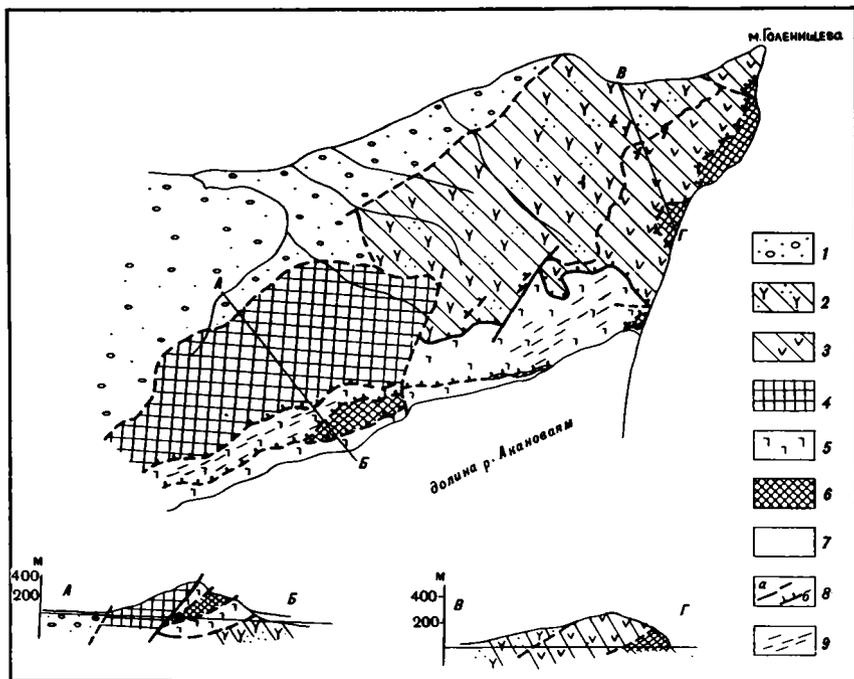


Рис. 34. Схема геологического строения северной части о-ва Карагинский

1—6 — комплексы: 1 — молассоидный, 2, 3 — вулканогенно-осадочный (2 — туфопесчаники, туфоалевролиты, 3 — туфобрекчии, грубообломочные, вулканомиктовые конгломерато-брекчии), 4 — вулканогенно-кремнистый, 5, 6 — офиолитовый (5 — параллельные дайки диабазов, 6 — серпентинитовый меланж); 7 — рыхлые четвертичные отложения; 8 — разломы (а), надвиги (б); 9 — направление дешифрируемых на аэрофотоснимках полос, соответствующих простиранию даек

комплекса параллельных даек. Здесь серпентинитовый меланж образует местами прерывающуюся (пережимаемую) полосу среди пород комплекса параллельных даек, занимая не симметричное, а несколько сдвинутое к востоку положение.

В тех немногих случаях, когда по сочетанию прямых и косвенных признаков можно судить о направлении и угле падения контактов меланжа и дайкового комплекса, они в целом соответствуют внешним контактам офиолитовой полосы на этом участке, что вновь рисует синформную структуру комплекса (рис. 34). Более доказательным с точки зрения внутренней структуры офиолитового комплекса является южный участок офиолитовой полосы между верховьями рек Мамикинваям и Какукваям, где в полосе офиолитов почти повсеместно встречаются комплекс параллельных даек, зеленые сланцы, серпентинитовый меланж и пластины гипербазитов. Эти породы имеют достаточно строгую закономерность размещения поперек полосы их выхода или с востока на запад: зеленые сланцы, параллельные дайки, серпентинитовый меланж — гипербазиты — сер-

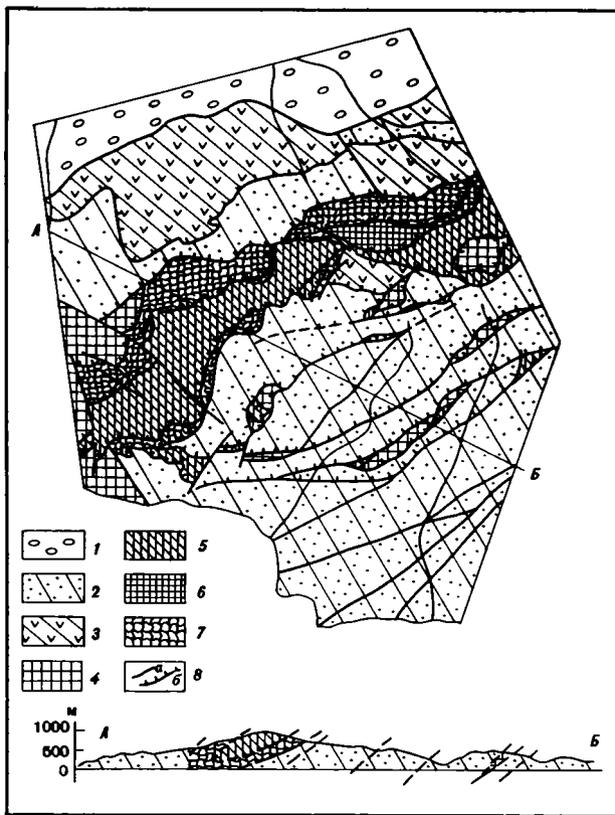


Рис. 35. Схема строения центральной части о-ва Карагинский

1—7 — комплексы: 1 — молассоидный, 2 — флишодный, 3 — вулканогенно-осадочный, 4 — кремнисто-вулканогенный, 5—7 — офиолитовый (5 — серпентинитовый меланж, 6 — диабазы комплекса "дайка в дайке", 7 — зеленые сланцы под диабазами комплекса "дайка в дайке"); 8 — разломы (а) и надвиги (б)

пентинитовый меланж — параллельные дайки — зеленые сланцы. Иногда в некоторых пересечениях вследствие различных причин дайковый комплекс или, реже, зеленые сланцы не отмечаются. Подобная повторяемость пород с серпентинитовым меланжем и гипербазиитами в ядре и относительно более пологими по сравнению с западными восточными контактами (рис. 35) свидетельствует о синформности внутреннего строения описываемой западной офиолитовой полосы.

Весьма интересным представляется и рассмотрение структурных взаимоотношений между этой полосой офиолитов и породами окружающих ее комплексов. Образования кремнисто-вулканогенного комплекса в некоторых случаях в пределах северного и южного участков местами располагаются по обе стороны от офиолитовой полосы и наводят на мысль об их участии в строении синформы.

Однако есть примеры, когда они здесь же образуют субгоризонтальные останцы покровов, залегающих на меланже. Относительно пологие тектонические контакты между этими комплексами характерны для средней части западной полосы (бассейны рек Воронья, Кэтонитонваям, Плоксан), где кремнисто-вулканогенный комплекс также занимает более высокое структурное положение. В определенной мере сходное положение отмечается и там, где западая офиолитовая полоса тектонически контактирует с породами вулканогенного комплекса. Так, например, между мысом Голенищева и долиной р. Акановаям туфобрекчии и туфоконглобрекчии тектонически перекрывают по весьма пологому контакту породы комплекса параллельных даек и серпентинитовый меланж (бассейн первого от устья левого притока р. Акановаям). В то же время в бассейне левых истоков р. Акановаям и в бассейне р. Воронья можно наблюдать тектоническое налегание офиолитового меланжа на породы вулканогенно-осадочного комплекса. В последнем случае картируются субгоризонтальные покровы (см. рис. 32).

Западная полоса офиолитов соприкасается с отложениями флишоидного комплекса лишь на юге, в верховьях рек Кулутувааям и Какуквааям, где эти породы граничат с ней с востока, и в бассейне верховьев р. Гнунваям, где осадочные толщи располагаются к западу. Восточные контакты офиолитовой полосы с флишоидными толщами относительно пологие ($30-40^\circ$), тектонические, с падением на запад, в большинстве случаев осадочные породы падают под офиолиты под углом 40° . Западные контакты также тектонические, однако изучены недостаточно; в некоторых случаях удается установить их падение на восток, что как будто бы подтверждает синформное строение офиолитовой полосы.

Вторая полоса прерывистого распространения офиолитов располагается в 3—5 км к востоку от первой и протягивается субпараллельно ей. Ширина полосы 6—7 км. В ее составе подавляющую роль играет серпентинитовый меланж с крупными блоками пород дайкового комплекса и в единичных случаях с бескорневыми пластинами гипербазитов. Эти тела располагаются среди пород флишоидного и вулканогенно-осадочного комплексов в виде конформных линз либо их серий, иногда чередующихся с пластинами этих комплексов. В бассейне рек Мелилинквааям, Акановаям и правых притоков р. Маркеловская линзовидные тела офиолитов ассоциируют с породами кремнисто-вулканогенного комплекса, которые развиты там также в виде тектонических линз. Сходная ситуация отмечается и в междуречье Кулутувааям—Какуквааям, где тектоническая пластина, сложенная породами кремнисто-вулканогенного комплекса и располагающаяся среди флишоидных толщ, сопровождается выходами серпентинитового меланжа на флангах (см. рис. 35). На водоразделе правых притоков р. Мелилинквааям среди пород флишоидного комплекса находится весьма интересное тело, представленное исключительно серпентинизированными гарцбургитами. Оно прослеживается в длину почти на 3 км при максимальной ширине в центральной части до 300—400 м. Постепенно сужаясь к северу и югу, оно

выклинивается в обе стороны. Детальное обследование тектонических границ этого тела показывает, что восточный и западный контакты падают навстречу друг другу (восточный под углом 40—45°, западный — 50—60°), что определяет бескорневую клиновидную форму тела гипербазитов.

В бассейнах верховьев рек Воронья и Кэтонитонваям, как уже упоминалось, располагается серия чередующихся чешуй офиолитового, вулканогенно-осадочного и флишоидного комплексов (см. рис. 32). Здесь их залегание характеризуется слабыми наклонами. Офиолитовые чешуи сложены преимущественно серпентинитовым меланжем с отдельными достаточно крупными блоками пород дайкового комплекса, габброидов (иногда полосчатого облика) и метаморфических зеленых сланцев. Мощность, отдельных частей чешуй, сложенных серпентинитовым меланжем, достигает 150—200 м.

Следует также кратко остановиться на положении нескольких линзовидных тел, расположенных западнее основной (западной) полосы развития офиолитов. Несколько таких тел, расположенных в бассейне правобережья левой составляющей р. Гнунваям и далее к югу, в верховьях правых логов безымянного ручья, который впадает в Берингово море (см. рис. 31), вытянуто в субмеридиональном направлении и выстроено в одну линию такого же простирания. Эти тела сложены главным образом серпентинитовым меланжем, среди которого заключены блоки гипербазитов. Упомянутые тела размером в первые десятки метров представляют собой относительно полого залегающие (30—40°), падающие к западу тектонические линзы. Они зажаты среди массивных или слабослоистых туфобрекчий, туфоконглобрекчий и базальтовых лав вулканогенно-осадочного комплекса. Интересно, что они располагаются очень близко (первые метры, первые десятки и сотни метров) от выхода на поверхность линии надвига, по которому породы вулканогенно-осадочного комплекса тектонически перекрывают осадочные отложения молассоидного комплекса, относимые к олигоцену—миоцену.

В заключение упомянем еще об одном относительно крупном выходе пород офиолитового меланжа, известном по данным геологосъемочных работ. Этот выход расположен на крайнем юге острова, от мыса Крашенинникова до горы Напилькак, и сложен серпентинитовым меланжем и породами дайкового комплекса. В ассоциации с этими образованиями находятся пластины кремнисто-вулканогенного комплекса. К востоку от выхода офиолитов и ассоциирующих с ними пород располагаются отложения вулканогенно-молассоидного комплекса, относимого по возрасту к олигоцену. По данным картирования 1973 г., выполненного С.А. Мельниковой с сотрудниками, между вулканогенно-молассоидным комплексом и рассматриваемыми породами отмечаются только тектонические контакты. Непосредственно в поле мы эти контакты не изучали, однако по дешифрированию аэрофотоснимков можно предполагать их надвиговый характер.

Подытоживая все сказанное о форме тел и структуре пород офиолитового комплекса, можно прийти к основному выводу, что все тела, сложенные этими образованиями, являются аллохтонными

и в целом конформными с опрокинутыми на восток чешуйчато-надвиговыми структурами других структурно-формационных комплексов.

Вулканогенно-молассоидный комплекс. Специальные наблюдения для выяснения внутреннего строения вулканогенно-молассоидного комплекса мы не проводили. Излагаемые сведения почерпнуты из результатов отдельных маршрутов и материалов геолого-съёмочных работ [Долматов и др., 1969; Долматов, 1973; Мельникова, 1976]. Для этого комплекса характерны относительно простые структуры — открытые пологие складки и в общем моноклинальное падение на запад под углом 20—40°. Однако вблизи зон нарушений залегание пород становится крутым, вплоть до вертикального, а на отдельных участках отмечаются и опрокинутые залегания. Интересной особенностью вулканогенно-молассоидных образований является то, что они никогда не встречаются в поле развития других комплексов, а строго обособлены, занимая восточную часть острова. Граница с другими комплексами на всем протяжении является тектонической, что в общем производит несколько странное впечатление. К сожалению, изучения этих нарушений на всей или большей протяженности контакта не проводилось. Однако в 1985 г. мы откартировали тектоническое окно, сложенное олигоценовыми породами вулканогенно-молассоидного комплекса среди базальтовых брекчиевых лав, эффузивных покровов и туфобрекчий вулканогенного комплекса (см. рис. 31). Возможно, подобное же окно находится на севере острова, в верховьях р. Акопайваам и следующего к северу ручья, впадающего в пролив Литке. Здесь оно выражено грабенообразным понижением и в юго-восточной части перекрыто четвертичными отложениями. Вблизи контактов с породами кремнисто-вулканогенного комплекса олигоценовые отложения часто имеют опрокинутые залегания и падают под них. Существование тектонического окна олигоценовых отложений среди вулканитов палеогена можно предполагать и в верховьях р. Отлалъваам, где, по данным съемки Б.К. Долматова с сотрудниками, небольшое, близкое к изометричному по форме пятно олигоценовых осадков ограничено тектоническими контактами с окружающими их туфобрекчиями и туфами вулканогенного комплекса. По результатам дешифрирования аэрофотоснимков, надвиговый контакт можно предполагать и на самом юге острова, где с олигоценовыми породами соприкасаются образования офиолитового и кремнисто-вулканогенного комплексов. Если интерполяция данных о тектоническом перекрытии вулканогенно-молассового комплекса справедлива, то, естественно, падение плоскости надвига будет восточным, т.е. противоположным характерной для всей более восточной части острова чешуйчато-надвиговой системе, имеющей западные падения. Некоторые следствия, вытекающие из этого изложения, будут рассмотрены в разделе, посвященном синтезу общей структуры описываемой области.

Молассовый комплекс. Отложения молассового комплекса дислоцированы достаточно просто и в целом отличаются пологими (10—20°) углами падения преимущественно в западном направлении. Отмечаются небольшие открытые складки и увеличение углов

падения слоев вблизи разрывов, которые носят преимущественно сбросовый характер. Тем не менее к востоку от Центрального хребта в тех немногих случаях, где имеются отложения молассового комплекса (бассейн верховьев р. Кэтонитонваям, верховья правой составляющей р. Воронья, береговые обрывы севернее устья р. Акановаям), наблюдаются нарушения взбросового и надвигового типа. Это видно, например, в береговом обрыве севернее устья р. Акановаям, где документируется последовательное надвигание серпентинитового меланжа на отложения свиты мыса Плоский, комплекса параллельных даек на меланж и вулканических брекчий вулканогенного комплекса на образования параллельных даек. Этот факт интересен, так как свидетельствует о продолжавшейся обстановке сжатия и в постсреднемиоценовое время, когда основные структуры о-ва Карагинский уже были созданы, а офиолиты были выведены на поверхность.

О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ О-ВА КАРАГИНСКИЙ И П-ОВА ГОВЕНА

Сравнительный анализ состава и внутреннего строения структурно-формационных комплексов п-ова Говена и о-ва Карагинский позволяет осветить вопрос: действительно ли Говенско-Карагинская зона представляет собой единую структуру?

Прежде всего обращают на себя внимание те различия, которые достаточно четко проявляются в сравниваемых районах. Во-первых, выделяемый на о-ве Карагинский офиолитовый комплекс практически полностью отсутствует на п-ове Говена, за исключением единственного выхода гипербазитов на западном побережье и, возможно, отдельных олистолитов. Рассмотрение геофизических полей этих территорий приводит некоторых исследователей [Косыгин и др., 1972] к выводу, что аэромагнитные аномалии, связанные, по их мнению, с массивами гипербазитов на о-ве Карагинский, прослеживаются также и в западной части п-ова Говена. Если это так, то офиолитовый комплекс должен быть скрыт под вулканогенными образованиями.

Вторым ощутимым различием является объем выходящих на поверхность пород вулканогенных комплексов. На п-ове Говена и в прилегающих районах он существенно больше. Сравнение их возрастного диапазона показывает, что на о-ве Карагинский местами вскрыты горизонты, датированные по радиоляриям альб-сеноманом, тогда как на п-ове Говена пока известны только позднесенонские вулканы. Учитывая петролого-геохимическое сходство кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов в обоих районах и их принадлежность к островодужной ассоциации, можно сделать заключение, что разница в объеме и возрастном диапазоне связана с различной глубиной эрозионного среза. С этим же выводом согласуется и распространение офиолитового комплекса на о-ве Карагинский и его отсутствие на п-ове Говена.

Структура о-ва Карагинский и п-ова Говена, если рассматривать ее без излишних деталей, демонстрирует весьма большое сход-

и в целом конформными с опрокинутыми на восток чешуйчато-надвиговыми структурами других структурно-формационных комплексов.

Вулканогенно-молассоидный комплекс. Специальные наблюдения для выяснения внутреннего строения вулканогенно-молассоидного комплекса мы не проводили. Излагаемые сведения почерпнуты из результатов отдельных маршрутов и материалов геолого-съёмочных работ [Долматов и др., 1969; Долматов, 1973; Мельникова, 1976]. Для этого комплекса характерны относительно простые структуры — открытые пологие складки и в общем моноклиальное падение на запад под углом 20—40°. Однако вблизи зон нарушений залегание пород становится крутым, вплоть до вертикального, а на отдельных участках отмечаются и опрокинутые залегания. Интересной особенностью вулканогенно-молассоидных образований является то, что они никогда не встречаются в поле развития других комплексов, а строго обособлены, занимая восточную часть острова. Граница с другими комплексами на всем протяжении является тектонической, что в общем производит несколько странное впечатление. К сожалению, изучения этих нарушений на всей или большей протяженности контакта не проводилось. Однако в 1985 г. мы откартировали тектоническое окно, сложенное олигоценовыми породами вулканогенно-молассоидного комплекса среди базальтовых брекчиевых лав, эффузивных покровов и туфобрекчий вулканогенного комплекса (см. рис. 31). Возможно, подобное же окно находится на севере острова, в верховьях руч. Акопайвам и следующего к северу ручья, впадающего в пролив Литке. Здесь оно выражено грабенообразным понижением и в юго-восточной части перекрыто четвертичными отложениями. Вблизи контактов с породами кремнисто-вулканогенного комплекса олигоценовые отложения часто имеют опрокинутые залегания и падают под них. Существование тектонического окна олигоценовых отложений среди вулканитов палеогена можно предполагать и в верховьях р. Отлальэваям, где, по данным съемки Б.К. Долматова с сотрудниками, небольшое, близкое к изометричному по форме пятно олигоценовых осадков ограничено тектоническими контактами с окружающими их туфобрекчиями и туфами вулканогенного комплекса. По результатам дешифрирования аэрофотоснимков, надвиговой контакт можно предполагать и на самом юге острова, где с олигоценовыми породами соприкасаются образования офиолитового и кремнисто-вулканогенного комплексов. Если интерполяция данных о тектоническом перекрытии вулканогенно-молассового комплекса справедлива, то, естественно, падение плоскости надвига будет восточным, т.е. противоположным характерной для всей более восточной части острова чешуйчато-надвиговой системе, имеющей западные падения. Некоторые следствия, вытекающие из этого изложения, будут рассмотрены в разделе, посвященном синтезу общей структуры описываемой области.

Молассовый комплекс. Отложения молассового комплекса дислоцированы достаточно просто и в целом отличаются пологими (10—20°) углами падения преимущественно в западном направлении. Отмечаются небольшие открытые складки и увеличение углов

падения слоев вблизи разрывов, которые носят преимущественно сбросовый характер. Тем не менее к востоку от Центрального хребта в тех немногих случаях, где имеются отложения молассового комплекса (бассейн верховьев р. Кэтонитонваям, верховья правой составляющей р. Воронья, береговые обрывы севернее устья р. Акановаям), наблюдаются нарушения взбросового и надвигового типа. Это видно, например, в береговом обрыве севернее устья р. Акановаям, где документирована последовательное надвигание серпентинитового меланжа на отложения свиты мыса Плоский, комплекса параллельных даек на меланж и вулканических брекчий вулканогенного комплекса на образования параллельных даек. Этот факт интересен, так как свидетельствует о продолжавшейся обстановке сжатия и в постсреднемиоценовое время, когда основные структуры о-ва Карагинский уже были созданы, а офиолиты были выведены на поверхность.

О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ О-ВА КАРАГИНСКИЙ И П-ОВА ГОВЕНА

Сравнительный анализ состава и внутреннего строения структурно-формационных комплексов п-ова Говена и о-ва Карагинский позволяет осветить вопрос: действительно ли Говенско-Карагинская зона представляет собой единую структуру?

Прежде всего обращают на себя внимание те различия, которые достаточно четко проявляются в сравниваемых районах. Во-первых, выделяемый на о-ве Карагинский офиолитовый комплекс практически полностью отсутствует на п-ове Говена, за исключением единственного выхода гипербазитов на западном побережье и, возможно, отдельных олистолитов. Рассмотрение геофизических полей этих территорий приводит некоторых исследователей [Косыгин и др., 1972] к выводу, что аэромагнитные аномалии, связанные, по их мнению, с массивами гипербазитов на о-ве Карагинский, прослеживаются также и в западной части п-ова Говена. Если это так, то офиолитовый комплекс должен быть скрыт под вулканогенными образованиями.

Вторым ощутимым различием является объем выходящих на поверхность пород вулканогенных комплексов. На п-ове Говена и в прилегающих районах он существенно больше. Сравнение их возрастного диапазона показывает, что на о-ве Карагинский местами вскрыты горизонты, датированные по радиоляриям альб-сеноманом, тогда как на п-ове Говена пока известны только позднесенонские вулканы. Учитывая петролого-геохимическое сходство кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов в обоих районах и их принадлежность к островодужной ассоциации, можно сделать заключение, что разница в объеме и возрастном диапазоне связана с различной глубиной эрозионного среза. С этим же выводом согласуется и распространение офиолитового комплекса на о-ве Карагинский и его отсутствие на п-ове Говена.

Структура о-ва Карагинский и п-ова Говена, если рассматривать ее без излишних деталей, демонстрирует весьма большое сход-

ство. Оно проявляется в общем стиле деформаций и в ярко выраженной восточной вергентности складчатых и разрывных нарушений. При этом совпадает и противоположная опрокинутость структур в достаточно узкой западной краевой части, где вулканогенные породы надвинуты на северо-западе на палеоген-нижнемиоценовые осадочные толщи, слагающие смежную с Карагинско-Говенской Ильпинско-Пахачинскую зону. Эти факты свидетельствуют, видимо, об однотипности процессов, приведших к деформации образований, слагающих оба района. Эти соображения позволяют рассматривать Карагинско-Говенскую зону как аккреционную систему, в строении которой участвуют образования островной дуги позднемелового—палеогенового возраста и породы коры океанического типа (офиолитовый комплекс и субдукционный меланж).

Глава 2

ОЛИГОЦЕН И НЕОГЕН КОМАНДОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Верхнекайнозойские (олигоцен-неогеновые) осадочные отложения широко развиты в различных районах обрамления Командорской котловины. Эти образования представляют большой интерес с точки зрения перспективности в отношении различных полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа.

Для характеристики верхнекайнозойских толщ обширного региона Командорской впадины и ее обрамления выбраны следующие объекты: глубоководная скважина 191 (Командорская котловина), между-речье Пахачи и Апуки, район залива Корфа, мыс Ильпинский, о-в Карагинский, Командорские острова, а также освещены данные по подводному хребту Ширшова (рис. 36). Их выбор объясняется полнотой геологических разрезов и достаточно хорошей палеонтологической охарактеризованностью отложений.

Прежде чем перейти к характеристике конкретных разрезов, их корреляции и геологическим выводам, кратко остановимся на общих задачах стратиграфии кайнозоя рассматриваемого региона, а также на трудностях и перспективах расчленения кайнозойских толщ. При изучении кайнозоя постоянно стоит задача создания детальных региональных стратиграфических схем с корреляцией морских и континентальных образований (в том числе вулканогенных). В то же время при этом изучении встает проблема корреляции развитых здесь толщ с отложениями сопредельных регионов Тихоокеанской области. Без решения этих задач расшифровка геологической истории Берингоморского района невозможна.

Как известно, районы обрамления Командорской впадины относятся к зоне перехода от океана к континенту, поэтому при расчленении толщ осадочного чехла стратиграфы сталкиваются со следующими трудностями: 1) наличие многочисленных, различных по

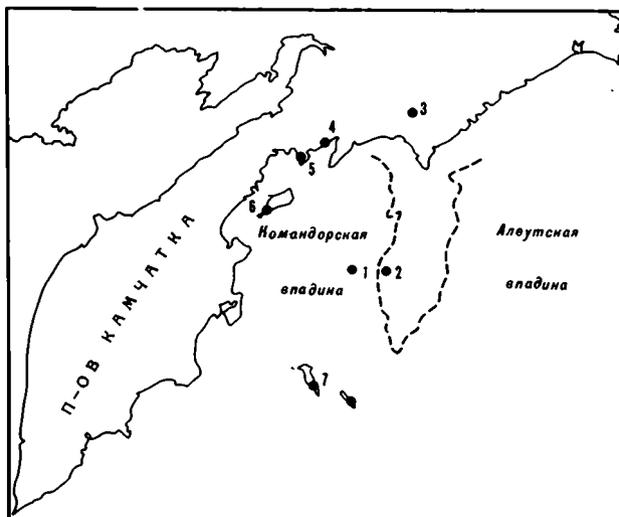


Рис. 36. Схема расположения рассматриваемых разрезов

1 — глубоководная скважина 191; 2 — подводный хребет Ширшова; 3 — междуречье Пахаши и Апуки; 4 — район залива Корфа; 5 — мыс Ильпинский; 6 — о-в Карагинский; 7 — Командорские острова

типу структурно-фациальных зон, которые часто с трудом увязываются друг с другом; 2) большая мощность разрезов; 3) пестрота фаций, частая повторяемость в разрезе литологически похожих пачек; 4) большое количество несогласий и перерывов (часто скрытых) в разрезах; 5) "немые" в палеонтологическом отношении толщи; 6) сложные тектонические дислокации.

Стратиграфическое расчленение разрезов этих районов производится в основном по ископаемым бентосным комплексам (прежде всего по моллюскам), что при отсутствии тепловодного планктона затрудняет их корреляцию с другими регионами Тихоокеанской области и сопоставление с международной стратиграфической шкалой.

В последнее десятилетие при расчленении осадочных толщ неогена бореальных районов большую роль стали играть остатки планктонных микроорганизмов с кремнистым скелетом, в первую очередь диатомей. В конце 60-х—начале 70-х годов была разработана зональная шкала по диатомеям для среднемиоценовых—плейстоценовых отложений северной части Тихоокеанской области [Koizumi, 1968, 1973a, b]. Эта шкала с некоторыми уточнениями сейчас с успехом применяется во многих районах внетропической части Тихого океана [Гладенков и др., 1982; Орешкина, 1980, 1985; Ваггон, 1980, 1981; Koizumi, 1073a, b, 1985]. В частности, это было показано Т.В. Орешкиной [Орешкина, 1980; Гладенков и др., 1982] для неогеновых отложений о-ва Карагинский (Восточная Камчатка).

Признавая большую ценность диатомей для стратиграфии (прежде всего для корреляций), нельзя не отметить, однако, что в шельфовых разрезах их остатки встречаются далеко не всегда (в

одних разрезах их много, в других слои с диатомеями разделены "немными" толщами, в третьих их нет вообще). Вот почему при изучении относительно мелководных фаций (сублитораль, частично батталь) важное значение сохраняет бентос (моллюски, фораминиферы), на основе которого обычно и строятся региональные стратиграфические схемы и ведется их детализация. В этой связи при изучении разрезов обрамления Командорской впадины необходимо учитывать все группы фауны и флоры, используя информативность каждой из них. Ключевой момент при корреляции разрезов при этом — выявление биостратиграфических реперов, прослеживающихся на достаточно большое расстояние (прежде всего маркирующих фаунистических и флористических горизонтов). Дополнение таких реперов литологическими, палеомагнитными и другими маркерами позволяет строить корреляционные схемы на объективной и реалистической основе. В данном разделе анализ разрезов проводится на основе варианта региональных стратиграфических схем, который был принят на Межведомственном совещании в 1974 г. в Петропавловске-Камчатском [Решения..., 1982].

Ниже по литературным данным и с использованием оригинальных материалов приведены данные по расчленению верхнеолигоценых и неогеновых толщ Командорской впадины и ее обрамления.

РАЗРЕЗЫ КОМАНДОРСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Командорская впадина

Находящаяся в западной части Берингова моря Командорская впадина отделена на западе от Алеутской впадины подводным хребтом Ширшова (см. рис. 36), являющимся подводным продолжением геологической структуры Олюторского полуострова. Строение осадочного чехла впадины известно по данным глубоководной скважины 191, пробуренной в 19-м рейсе б/с "Гломар Челленджер" у западного фланга южного окончания хребта Ширшова (см. рис. 36).

Скв. 191 был вскрыт разрез осадочного чехла общей мощностью 900 м (290 м алевролитов с прослоями песчаников; 100 м алевритов и алевролитов с прослоями диатомовых илов; 190 м алевритов с прослоями песков, пепловых туфов, диатомовых илов; 100 м диатомовых илов, чередующихся с прослоями алевритов, песков и пепловых туфов). Осадочные породы подстилаются толентовыми базальтами, считавшимися ранее среднеолигоцеными [Богданов и др., 1982; Гнибиденко, 1980], но, по данным американских исследователей, абсолютный возраст базальтов около 10 млн лет [Scholl et al., 1986].

В образцах керна скважины И. Коидзуми обнаружил богатые комплексы диатомей (68 видов), по которым были выделены четыре зоны¹: 1) *Neodenticula koizumii* (верхний плиоцен), 2) *Actinocyclus*

¹За основу зональной диатомовой шкалы принята схема И. Коидзуми для северо-западной части Тихоокеанской области [Koizumi, 1985]. Наименования ряда видов и родов диатомей, а также диатомовых зон здесь и далее даны в соответствии с названиями, предложенными в 1986 г. Ф. Акибой [Akiba, 1986].

oculatus (нижний плейстоцен), 3) *Rhizosolenia curvirostris* (средний плейстоцен) и 4) *Neodenticula seminae* (верхний плейстоцен) [Koizumi, 1973]. Эти возрастные датировки подтверждаются данными, полученными в результате изучения других групп микроорганизмов — радиолярий (определения Х. Линга) и силикофлагеллят (определения Т. Ворсли), которые также указывают на позднеплиоценовый—плейстоценовый возраст (при этом необходимо отметить, что диатомы доминируют в образцах керна скв. 191; по разнообразию, численности и видовому составу они заметно превосходят другие группы микрофоссилий). Палеонтологическая характеристика зон, выделенных И. Коидзуми в скв. 191, вкратце такова.

1. Зона *Neodenticula koizumii* характеризуется планктонными океаническими и неритическими видами: *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Th. nidulis* (Temp. et Brun.), *Th. undulosa* (Mann.), *Th. antiqua* (Grun.), *Th. gravida* Cl., *Th. nordenskioldi* Cl., *Th. convexa* Much., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun., *Stephanopyxis horridus* Koizumi, *St. turris* (Grev. et Arn.), *St. inermis* Jouse, преобладанием индекса-вида. Для этой плиоценовой зоны, как и в других районах Северо-Тихоокеанской области, характерно преобладание многих видов рода *Thalassiosira*.

2. Зона *Actinocyclus oculatus* характеризуется преобладанием аркто- и северобореальных видов над тропическими и субтропическими и исчезновением некоторых третичных диатомей. Для этой нижнеплейстоценовой зоны характерны *Actinocyclus oculatus* Jouse, *Conscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse, *Th. excentrica* (Ehr.), *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun., *Rhizosolenia styliformis* Brig., *Rh. curvirostris* Jouse, *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya), *Bacterosira fragilis* Gran. У нижней границы зоны исчезают *Thalassiosira zabelinae* Jouse, *Th. antiqua* (Grun.), *Th. convexa* Much., *Stephanopyxis horridus* Koizumi, *St. inermis* Jouse. Верхняя граница зоны проводится по исчезновению *Actinocyclus oculatus*.

3. Зона *Rhizosolenia curvirostris* (средний плейстоцен) характеризуется арктическими планктонными видами: *Bacterosira fragilis* Gran., *Thalassiosira gravida* Cl., *Th. hyalina* (Grun.), *Th. kryophila* (Grun.), *Th. nordenskioldii* Cl., *Actinocyclus ochotensis* Jouse — и северобореальными океаническими видами: *Actinocyclus divisus* (Grun.), *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya), *Thalassiosira excentrica* (Ehr.), *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun., *Conscinodiscus marginatus* Ehr. Нижняя граница зоны проводится по исчезновению вида *Actinocyclus oculatus* Jouse.

4. Для зоны *Neodenticula seminae* характерна современная океаническая и неритическая диатомовая флора Берингова моря. Нижняя граница данной верхнеплейстоценовой зоны проводится по исчезновению *Rhizosolenia curvirostris* Jouse.

Обращает на себя внимание, что, по данным непрерывного сейсмического профилирования, мощность осадочного чехла в других районах Командорской впадины достигает 2 км [Богданов и др., 1982; Гнибиденко, 1980]. Предполагается, что нижняя часть разреза осадочного чехла может отвечать миоцену [Богданов и др., 1982]. Тот факт, что осадочный разрез, вскрытый скв. 191, представлен отложениями не древнее позднеплиоценовых, может объясняться, по-ви-

димому, либо размывом верхнемиоцен-нижнеплиоценовых осадков, либо отсутствием по каким-то причинам осадконакопления в допозднеплиоценовое время.

Необходимо отметить, что после И. Коидзуми изучением диатомовой флоры, обнаруженной в образцах скважин, которые были пробурены в 18-м и 19-м рейсах б/с "Гломар Челленджер", занимались и советские исследователи [Орешкина, 1985; Пушкарь, 1981; и др.]. В результате был уточнен видовой состав диатомей, подтверждена правомерность выделения ряда подразделений. Кроме того, Т.В. Орешкина [1985] показала, что в данных разрезах удастся проследить почти все подразделения зональной шкалы, намеченные в юго-западной части арктобореальной области Тихого океана Дж. Барроном [Barton, 1981] и И. Коидзуми [Koizumi, 1985].

Хребет Ширшова

Подводный хребет Ширшова протягивается в меридиональном направлении, продолжая поднятие Олюторского полуострова на континенте и разделяя Алеутскую и Командорскую впадины Берингова моря (см. рис. 36). До последнего времени данные по геологии хребта Ширшова были очень скудны. В 1974 г. в пределах хребта американские исследователи [Scholl et al., 1974] установили андезитовые туфы с абсолютным возрастом 16,8 млн лет (ранний миоцен).

Большой вклад в изучение этого района внесли исследования, проводившиеся летом 1982 г. во время 29-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев". На хребте Ширшова проведено 12 драгировок, в результате обработки которых был поднят обильный и разнообразный по составу каменный материал [Цуканов и др., 1984]. В результате обработки поднятых образцов были выделены позднемиоценовый, палеогеновый, раннепалеогеновый, позднемиоценовый и триасовый комплексы микроорганизмов.

Особый интерес представляет позднемиоценовый комплекс, который выделен из слаболитифицированных, преимущественно тонкозернистых кремнистых пород, поднятых в драге 19 с глубины 1500—2900 м. В основном тонкие кремнистые образования представлены диатомидами, спикулитами, окремненными туфами. Ископаемая диатомовая флора хорошей сохранности включает преимущественно планктонные океанические виды: *Thalassionema nitzschioides* Grunow, *T. punctata* Jouse, *T. nidulus* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *C. pseudo-incertus* Kazarina, *Asteromphalus* aff. *robustus* Castracane, *Rhizosolenia barboi* Brun., *Synedra jouseana* Sheshikova, *Rouxia* sp.; наиболее характерным видом является *Denticulopsis hustedtii* (Simonsen et Kanaya). Данный комплекс относится к позднему миоцену [Цуканов и др., 1984]. Кроме того, в центральной части хребта с глубины 1400 и 1500—2900 м были драгированы трепела и витрокластические кремнистые туфы, часто переходящие в кремнистые глины. В этих породах были обнаружены остатки кайнозойских радиолярий, среди которых преобладают дискоидеи и пруроидеи. В этих же породах обнаружен комплекс диатомей и силикофлагеллят палеогенового (олигоценного)

возраста. Видовое разнообразие диатомей незначительно: доминируют *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bailey, виды и разновидности рода *Stephanopyxis*; нередко представители родов *Stephanogonia* и *Hemiaulus* (*H. polymorphus* Grunow, *H. polymorphus* var. *frigida* Grunov, *H. polycystinorum* Ehrenberg); единичными створками представлены *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *C. perforatus* Ehrenberg, *C. aff. asteromophthalmus* Ehrenberg, *Paralia sulcata* (Ehrenberg), *Navicula distans* W. Smith, *Cymbella* sp.; отмечены обломки створок представителей родов *Sheshukovia*, *Triceratium*. Силикофлагелляты плохой сохранности представлены двумя видами — *Corbisema triacantha* Ehrenberg и *Naviculopsis biapiculata* (Lemmerman) Burky.

Сочетание всех вышеперечисленных видов диатомей наиболее свойственно олигоценовым комплексам (эта датировка подтверждается также присутствием типично олигоценового вида силикофлагелляты *Naviculopsis biapiculata*). Среди диатомовой флоры отмечаются представители океанического (виды *Coscinodiscus*, *Hemiaulus*) и неритического (вид *Stephanopyxis*) планктона и сублиторали (*Arachnoidiscus*). Численное преобладание остатков *Arachnoidiscus*, *Stephanopyxis*, *Stephanogonia* может рассматриваться как свидетельство формирования комплекса в мелководных прибрежных условиях.

Междуречье Пахачи и Апуки (юг Корякского нагорья)

Самый северный из разрезов кайнозоя обрамления Командорской впадины находится на юге Корякского нагорья, в Олюторской зоне (см. рис. 36). Для характеристики неогеновых образований использованы материалы автора [Гладенков, 1985], который в 1983 г. изучал разрез неогена в районе междуречья Пахачи и Апуки (см. рис. 36).

Неоген представлен здесь толщами пахачинской свиты (песчаники и песчаные алевролиты с песчано-известковыми конкрециями и прослоями гравелитов и конгломератов; мощность 1400—2000 м), выше которых располагаются углесодержащие конгломераты, гравелиты и песчаники, видимо, корфской свиты. Взаимоотношения с нижележащими породами ильпинской свиты (аргиллиты, алевролиты, песчаники, песчано-известковые конкреции; мощность 1100 м), содержащими олигоценовый комплекс моллюсков, непосредственно в данном районе не наблюдались но в соседних районах между этими свитами отмечается согласный контакт [Решения..., 1982].

В разрезах пахачинской свиты выделены три комплекса ископаемых моллюсков. Первый комплекс, характеризующий нижнюю часть свиты, содержит представителей родов *Yoldia*, *Cardita*, *Nuculana*, *Panorea*, *Masoma*, *Cardium*. Второй комплекс моллюсков (основная часть свиты), помимо характерных *Laternula sachalinensis* Slod., содержит остатки *Mya*, *Mactra*, *Tellina*, *Ostrea*, *Yoldia*, *Cardium*, *Pitar*, *Turritella*. Третий комплекс, характерный для верхней части разреза, содержит *Mytilus chejsleweemensis* Slod., *Tellina aragonia* Dall. (кроме того, присутствуют виды *Polinicus*, *Acila*, *Fusinus*, *Cardium*, *Natica*, *Masoma*, *Mytilus*). Слои с первым и вторым комплексами ископае-

мых моллюсков, очевидно, имеют раннемиоценовый возраст, а с третьим — среднемиоценовый. Следовательно, отложения пахачинской свиты в изученном разрезе можно датировать как ранний миоцен — низы среднего миоцена.

Обращает на себя внимание, что в данном районе (если сравнивать описанные толщи с разрезами соседних районов) обнаружены не все части разреза этого возраста, которые описаны в других районах Камчатки. В частности, здесь отсутствуют в полном объеме аналоги ильинской и кулувенской свит. Не исключено, что это может быть связано с наличием перерывов в разрезе. Выше слоев с третьим комплексом моллюсков морские отложения отсутствуют. Возможно, средне-верхнемиоценовая часть разреза представлена здесь континентальными образованиями корфской свиты или в значительной мере размыта.

Необходимо упомянуть о том, что к северо-западу от изученного района, в верховьях р. Вывенки, отмечается вулканогенная фация пахачинской(?) свиты, абсолютный возраст которой, как и прорывающих ее гранитоидов, по данным А.И. Поздеева [Поздеев, 1979; Решения..., 1982], колеблется в пределах 29—21 млн лет, что нуждается в серьезной проверке и требует уточнения.

На углесодержащих отложениях корфской свиты с несогласием залегают вулканические образования, объединенные в апукскую серию (в основном базальты, андезиты, андезитобазальты). В схемах Второго Межведомственного стратиграфического совещания 1974 г. возраст этих вулканитов с достаточной степенью условности определяется как поздний миоцен (возможно, плиоцен). Но, как отмечалось выше, по этому поводу существуют разные точки зрения. Одни исследователи считают эти образования плиоцен-четвертичными, другие — средне-верхнемиоценовыми [Поздеев, 1979; Решения..., 1982]. Для решения этой задачи очень важно детальное изучение подстилающих вулканические породы осадочных толщ пахачинской и корфской свит, а также осадочных прослоев внутри самих вулканитов. Сейчас же можно только сказать, что образования апукской серии в данном районе залегают на осадочных отложениях миоцена.

Район залива Корфа

Стратиграфическая схема для разреза кайнозоя района залива Корфа (см. рис. 36) на Втором Межведомственном стратиграфическом совещании базировалась на материалах А.И. Челебаевой и Ю.С. Салина [Решения..., 1982; Салин, Челебаева, 1977; Челебаева и др., 1966], которые проводили здесь тематические работы и занимались изучением ископаемых комплексов флоры и моллюсков (диатомовые определяла Е.Г. Лупкина). Однако представляется целесообразным привлечь новые данные, полученные сотрудниками ГИНа АН СССР во время полевого сезона 1982 г. (определения моллюсков Ю.Б. Гладенкова, фораминифер М.Я. Серовой).

Основание разреза района залива Корфа слагают породы алугинской свиты (глинистые песчаники, алевролиты, аргиллиты; мощность

более 400 м), содержащие олигоценый комплекс моллюсков (*Yoldia nitida* Slod., *Laternula korniana* L. Krisht., *Papyridea matschigarica* Khom., *Miopleiona olutorskiensis* L. Krisht., *Trominina japonica* (Tak.), *T. onnaica* (Yok.), *Acila gettysburgensis* (Reag), *Neptunea japonica* Tak.) и фораминифер (*Plectofrondicularia packardii multilineata* Cushm., *P. gracilis* Smith., *Globobulimina pacifica oregonensis* Cushm., *Robulus propingus cowlitzensis* Beck., *Bulimina pupoides* d'Orb., *Dentalina communis* d'Orb., *Ellipsonodosaria nuttallii* Cusm. et Jarv.).

Выше по разрезу согласно залегают отложения пахачинской свиты. В данном районе некоторые исследователи, например А.И. Челебаева и Ю.С. Салин [Салин, Челебаева, 1977], на основании строения разреза разделяют эту свиту на две свиты — охончевааямскую и успенскую. В нижней части свита представлена песчано-аргиллитовым флишем с линзовидными карбонатными конкрециями (мощность около 900 м), в котором найдены моллюски *Modiolus solea* Slod., *Neptunea japonica* Tak., *Thyasira bisecta* Conrad, *Papyridea matschigarica* Khom., *Yoldia longissima* Slod., *Y. chojensis* Sim., *Y. nabiliana* (Sim.), *Mastra polynuma* Stimp., *Mya pseudoarenaria* Schlesch., *Taras gouldi* (Yok.) и др.

Выше залегают толща, сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, мощностью более 400 м, в которой отмечены моллюски *Mastra polynuma* Stimp., *Cardita majanatschensis* L. Krisht., *Thracia condoni* Dall, *Papyridea kipinensis* Slod., *Modiolus wajampolkensis* Slod. и др. Комплексы моллюсков этих частей свиты свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте.

Венчает разрез пахачинской свиты так называемый ежовый горизонт (туфоалевролиты и туфопесчаники; мощность до 200 м). Характерны моллюски *Dosinia ausiensis* Ilyina, *Anadara devincta* Cong., *Macoma nesuta* Dall., *Mytilus ochotensis* Slod., отмечены также диатомеи *Stephanopyxis schenckii* Kanaya, *Goniothecium tenue* Brun. и споры и пыльца *Angiospermae*, *Alnus*, *Betula*, *Fagus*, *Gymnospermae*, *Picea*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Sphagnum* и др. Такой комплекс фауны и флоры типичен для пограничных слоев нижнего—среднего миоцена. Выше "ежового" горизонта залегают пачка андезитов и андезитобазальтов горы Успения.

Вверх по разрезу эти вулканиты перекрываются с несогласием континентальными отложениями медвежнинской свиты, представленной туфопесчаниками, конгломератами и бурыми углями (общая мощность 450—550 м), содержащими богатый комплекс флоры: *Populus korfiensis* Cheleb., *P. tasamahacafolia* Cheleb., *Salix itelmenensis* Cheleb., *Pterocarya kamtschatica* (Krysht.), *Betula polymorpha* Cheleb., *Alnus iljinskiae* Vczeg., *A. schmalhauseni* Grub., *Quercus atriplicifolia* Krysht., *Osmunda doroshiana* Goepp., *Picea anadyrensis* Krysht., *Larix omoloica* Dorof., *Metasequoia disticha* (Heer), *Taxodium dubium* (Sternb.), *Glyptostrobus europaeus* (Brong.), *Salix samylinae* Iljinsk. et Pn., *Myrica comarifolia* Cheleb. и многие другие. Данный флористический комплекс характерен для среднего миоцена.

Венчают геологический разрез района залива Корфа отложения классической свиты, согласно перекрывающие породы медвежнинской свиты. Они включают туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, лигниты

(общая мощность 550 м). В породах свиты обнаружен комплекс флоры, свидетельствующий о позднемиоценовом возрасте: *Picea anadyrensis* Krysht., *Glyptostrobus europaens* (Brong.), *Populus korfiensis* Cheleb., *Salix triandroides* Cheleb., *S. kanaiana* Wolfe, *Myrica korfiensis* Cheleb., *Pterocarya kamtschatica* (Krysht.), *Betula polymorpha* Cheleb., *Alnus iljiskiae* Vczer., *Crataegus itelmenensis* Cheleb. и др.

Мыс Ильпинский

Наиболее подробная и точная стратиграфическая схема для разреза кайнозойских отложений мыса Ильпинский (см. рис. 36) была разработана В.И. Голяковым [1966], поэтому при характеристике разреза мы используем выделенные им подразделения. Определения ископаемых моллюсков проводились Ю.Б. Гладенковым [1971] и И.Г. Прониной [1981], фораминифер — М.Я. Серовой, а радиолярий — А.И. Жамойдой [Решения..., 1982].

Так как нас интересуют в первую очередь олигоценовая и неогеновая части разреза, то подробное описание нижележащих толщ опускается.

Выше образований ковачинской свиты позднего эоцена (аргиллиты и алевролиты с прослоями карбонатных конкреций и туфов кислого состава; общая мощность около 400 м) согласно залегает алугинская свита, расчлененная на три подсвиты. Нижняя подсвита начинается маломощной пачкой туфопесчаников, переходящих в глинистые сланцы с карбонатными конкрециями; мощность до 160 м. Среди ископаемых моллюсков отмечены *Papyridea matschigarica* Khom., *Yoldia watasei* Kan., *Y. nitida* Slod., *Y. longissima* Slod., *Trominina japonica* Takeda, *Modiolus solea* Slod., *Turritella poronaiensis* Takeda, *T. importuna* Yok., *Cardita* aff. *orientalis* L. Krysht., *Cyclocardia ilpinensis* Pron. и др.

Средняя подсвита (алугинский горизонт) представлена глинистыми алевролитами (80 м) с большим количеством мелких конкреций разнообразной формы. Среди характерных моллюсков представители *Yoldia longissima* Slod., *Y. nitida* Slod., *Periploma kariboensis* L. Krysht., *Acila praedivaricata alugiensis* Pron., *Polinices ajiensis* L. Krysht., *Cyclocardia ilpinensis* Pron. и др.

Верхняя подсвита (мощность около 180 м) характеризуется глинистыми, часто туфогенными алевролитами, содержащими мелкие конкреции, пластовые карбонатные тела и верху диатомиты. В породах свиты найдены моллюски *Cardita*, *Periploma*, *Trominina*, *Turricula sachalinensis* Takeda, *Yoldia longissima* Slod. и др. В отложениях свиты обнаружены также фораминиферы *Melonis tumiensis* V. Kuzn., *Nonionella tatumi* (Hussey), *Nauplophragmoides canariensis* Cushman., *N. gratus* Ter-Grig., *N. carinatus* Cushman. et Renz., *N. laminatus* Volosh., *N. identatus* Volosh. и радиолярии *Spongodiscus gigas* Cambell et Clark, *Cenophaera* sp. В целом все перечисленные комплексы алугинской свиты фауны свидетельствуют об олигоценовом возрасте вмещающих пород.

Стратиграфически выше отложений алугинской свиты согласно залегает пахачинская свита мощностью 300 м. Нижняя часть разреза

свиты, преимущественно алевролитовая, содержит ископаемые моллюски *Yoldia* (*Portlandia*) *ex gr. orientalis* L. *Krisht*, *Y. (Yoldea) ex gr., chojensis* Sim., *Nuculana crassatelloides* Laut. и др. Верхняя же часть (песчаники, алевролиты, гравелиты) охарактеризована *Yoldia chojensis* Sin., *Y. (Chesterium) cf. nabiliana* (Sim.) и в самом верху *Y. (Portlandia) ex gr. karaginskiensis* Glad., *Y. (Yoldia) epilongissima* Glad., которые в верхних слоях сопровождаются *Papyridea aff. kipunensis* Slod., *Phacoides acutilineata* (Conrad), *Mya aff. truncata* L. и др. Из фораминифер отмечены *Naiphroagmoides postlaminatus* Budash., а из радиоларий — *Trochodiscus glacialis* Popovsky. Эти фаунистические комплексы пахачинской свиты принадлежат к нижнему миоцену.

Венчается геологический разрез мыса Ильпинский ильинской свитой (мощность до 60 м), породы которой согласно перекрывают пахачинскую свиту. Отложения свиты (ритмично чередующиеся песчаники и алевролиты с характерными горизонтами конкреционных песчано-карбонатных стяжений) содержат богатый комплекс ископаемых моллюсков: *Acila aff. marujamensis* Iijina, *Papyridea aff. kipunensis* Slod., *Thracia kavranensis* Iijina, *Mya truncata* L., *Polinices galianoi* Dall., *Yoldia epilongissima* Glad., *Y. cf. nabiliana* (Sim.), а также *Arca*, *Glycymeris*, *Mytilus*, *Clinocardium*, *Macrocallista* и др. Данный комплекс характерен для пограничных слоев нижнего—среднего миоцена.

Стров Карагинский

Разрез о-ва Карагинский является одним из опорных для кайнозоя (см. рис. 36) Восточной Камчатки. Стратиграфическая схема для его палеоген-неогеновой части была предложена Ю.Б. Гладенковым [1972; Гладенков, Гречин, 1969]. Определения ископаемых моллюсков выполнены Ю.Б. Гладенковым [1972; Гладенков, Гречин, 1969], фораминифер — М.Я. Серовой [Серова и др., 1975], а диатомовой флоры — Т.В. Орешкиной [1980, 1982, 1985; Гладенков и др., 1982].

Прежде чем перейти к характеристике неогенового разреза о-ва Карагинский, целесообразно кратко осветить данные по подстилающим толщам. Выше эоценовых отложений свиты мыса Тонс согласно залегают туфоаргиллиты, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы и песчаники ильхатунской свиты (мощность 635—685 м) олигоценного возраста, в которой обнаружены ископаемые моллюски *Yoldia longissima* Slod., *Laternura cf. korniana* L. *Krisht.*, *Acila ex gr. praedivaticata* Nagao et Huzioka и др., фораминиферы *Cibicides coalingensis* Cushman et Hanna, *Melonis simokinense* Asano, *Nonionella tatumi* Howe, *Martiniotiella communis* d'Orb., *Trochammina pentacamerata* Serova, *Islandiella curvicamerata* (Volosh.) и диатомеи, из которых наиболее типичны представители рода *Stephanopyxis*: *S. marginata* Grun., *S. spinosissima* Grun., *S. grunowii* Gr. et St. и др.

Породы ильхатунской свиты согласно перекрываются свитой песчаников с *Laternula* (мощность 420—500 м). Среди ископаемых моллюсков отмечены *Laternula besshoensis* (Yok.), *Yoldia longissima* Slod., *Y. nitida* Slod., *Macoma semizuensis* L. *Krisht.*, *Papyridea harrimani* Dall., *Periploma cf. kariboensis* (Yok.), *Thyasira disjuncta* L. *Krisht.*,

кольких десятков метров. Найденные в этих отложениях остатки моллюсков *Astarte alaskensis* Dall и *Clinocardium comoxense* (Dall) свидетельствуют об эоплейстоценовом возрасте.

Видовой состав диатомовой флоры "тусатуваямских слоев" близок к ассоциации, характерной для верхней части усть-лимимтэваямской свиты, отличаясь повышенным содержанием створок диатомей, перетолженных из свиты мыса Плоский и юньюнваямской свиты.

"Тусатуваямские слои" перекрываются плейстоценовыми отложениями морской террасы высотой 100—120 м, с характерными моллюском *Portlandia arctica* (Gray) и диатомеями *Thassiosira zabelinae* Jouse, *T. gravida* f. *fossilis* Jouse.

Командорские острова

Наиболее известная стратиграфическая схема для Командорских островов, расположенных на западном окончании Алеутской дуги (см. рис. 36), была предложена в 1959 г. Ю.В. Жегаловым [1961]. Позднее О.А. Шмидт [1978] стал рассматривать некоторые стратиграфические подразделения, которые Ю.В. Жегалов считал разновозрастными, в качестве разновозрастных разнофациальных толщ. Однако данные, полученные в последние годы, в частности по ископаемым моллюскам (а также по диатомеям и фораминиферам), доказывают принципиальную правильность схемы Ю.В. Жегалова [Гладенков, 1984; Долматова, 1974; Иващенко и др., 1984]. В разрезе названного района сейчас выявлено несколько разновозрастных комплексов моллюсков [Гладенков, 1984], которые достаточно уверенно сопоставляются с комплексами ряда камчатских горизонтов.

Самые древние отложения представлены здесь вулканогенно-осадочными породами, объединенными в командорскую серию (темно-серые и серые туфы, туфопесчаники и туфобрекчи основного состава, базальты, туффиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; мощность до 2000 м). Эта нижняя часть разреза (гавриловская свита командорской серии о-ва Медный и свита мыса Толстого о-ва Беринга) охарактеризована двумя комплексами ископаемых моллюсков [Гладенков, 1984], первый из которых является эоценовым, а второй — эоценовым и частично, возможно, олигоценовым (кроме того, в гавриловской свите отмечены эоценовые фораминиферы, а в свите мыса Толстого — остатки эоценовой листовой флоры). Возрастным аналогом свиты мыса Толстого в северной части о-ва Беринга, очевидно, являются вулканы лавовой толщи (с радиометрическими возрастными датировками 45—37 млн лет), которые перекрываются туфоконгломератами мыса Вакселя [Цветков и др., 1989].

Стратиграфия олигоцена и неогена более разработана, хотя контакт палеогеновых и неогеновых толщ изучен недостаточно детально. Основание этого разреза слагает буяновская свита (конгломераты, гравелиты, песчаники; мощность около 150 м), которая с размывом перекрывает свиту мыса Толстого и связана постепенным переходом с вышележащими вулканогенно-осадочными и осадочными породами каменной свиты (туфоаргиллиты, песчаники, опоки, алевролиты,

известковистые конкреции, диатомиты; общая мощность около 650—700 м). В отложениях каменной свиты, главным образом в ее верхней части, найдены остатки моллюсков *Yoldia longissima* Slod., *Y. multi-dentata* Khom., *Y. cf. watasei* Kan., *Phacoides cf. acutilineatum* Conr., *Malletia inermis* (York.), *Mya cf. arenaria* L. и др. В нижней ее части встречены также *Acila cf. ashियाensis* (Nagao), *Neilonella cf. poronaica* (Yok.), *Papyridea cf. harrimani* Dall, *Yoldia cf. ovata* (Tak.), *Y. cf. nitida* Slod. По мнению Ю.Б. Гладенкова [1984], этот относительно холодолюбивый комплекс, судя по его сходству с камчатскими и японскими ассоциациями, принадлежит к олигоцену—нижнему миоцену.

Из этих же пород Л.М. Долматова [1974] определила богатый комплекс диатомей с характерными *Stephanopuxis cf. schenckii* Kanaya, *St. spinosissima* Grun., *St. aff. superba* Grun., *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Coscinodiscus robustus* Grew., *Actinocyclus cf. ehrenbergii* Ralfs, *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Goniothecium odontella* Ehr., *Navicula aff. rouxioidea* Sheshuk. и разнообразными представителями рода *Chaetoceros*. По мнению Л.В. Долматовой [1974], вероятный возраст отложений ранний миоцен, хотя не исключена возможность и позднеолигоценового возраста.

Полученные нами дополнительные данные по изучению ископаемой диатомовой флоры из верхней части каменной свиты указывают на олигоценовый возраст вмещающих пород [Федорчук и др., 1987]. В комплексе обнаружены *Puxilla reticulata* Grove et Sturt., *P. gracilis* Tempere et Forti, *Hemiaulus polycystinorum* Ehr., *H. polymorphus* var. *polymorphus* Grun., *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grun., *P. chenevieri* (Meister), *Asteromphalus oligocenicus* Schrader et Fenner, *Asterolampra schmidti* Hajos, *Rouxia obesa* Schrader, *R. elongata* Schrader, *Trinacria excavata* Heib., *Triceratium macroporum* Bright, *Goniothecium decoratum* Brun., *Rhizosolenia interposita* Hajos и др.

Выше по разрезу, по данным О.А. Шмидта, залегает свита мыса Вакселя (преимущественно туфопесчаники и вулканогенные породы мощностью до нескольких сот метров). В туфопесчаниках и гравелитах северо-западной части о-ва Беринга, относимых О.А. Шмидтом к свите мыса Вакселя и рассматриваемых им в качестве фациальных аналогов вулканогенно-конгломератовой толщи северо-восточной части острова (т.е. мыса Вакселя), найдены остатки моллюсков *Papyridea kipenensis* Slod., *P. cf. harrimani* Dall., *Pitar kavranensis* (Slod.), *Lima cf. sachalinensis* Slod., *Phacoides cf. acutilineata* Corn., *Delectopecten pedroanus* Trask., *Yoldia* (*Cnesterium*) sp., *Pododesmus* sp., *Arca* sp., *Thyasira* sp. и др., а также фораминифер *Melonis soldanii* d'Orb., *Cibicides altamiraensis* Kleinpell, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. praebulloides* Blow и др.

Эти комплексы свидетельствуют, скорее всего, о среднемиоценовом возрасте вмещающих пород [Гладенков, 1984]. Однако полученные нами новые данные [Федорчук и др., 1987] указывают на то, что туфоконгломераты северо-восточной части о-ва Беринга, очевидно, не являются фациальными аналогами терригенных пород северо-западной его части, охарактеризованных приведенным выше среднемиоценовым комплексом моллюсков, а залегают ниже отложений

каменной свиты и могут сопоставляться с "буяновской" свитой, подстилающей каменскую свиту в центральной части острова. Это подтверждает мнение И. Морозевича и Ю.В. Жегалова [Жегалов, 1961, 1964], которые параллелизовали "буяновские" конгломераты с такими мыса Вакселя. На это указывают и датировки абсолютного возраста (45—37 млн лет — средний—поздний эоцен), полученные для вулканитов, подстилающих "конгломераты мыса Вакселя" [Цветков и др., 1989].

В свете последних данных, отложения каменной свиты с несогласием перекрываются толщей вулканитов Столовых и Свиных гор (базальты, мощность около 50 м), развитой в центральной части северной половины о-ва Беринга и относящейся, вероятно, к нижнему миоцену (ее абсолютный возраст около 20 млн лет [Борсук и др., 1984]). В северо-западной части острова ей, видимо, соответствуют вулканогенные и вулканогенно-обломочные породы с радиометрическим возрастом около 25 млн лет, которые перекрываются туфопесчаниками со среднемиоценовой фауной. Однако не исключено, что терригенные толщи с фауной частично фациально замещают вулканогенные породы.

Достоверные сведения о породах раннемиоценового возраста на о-ве Беринга пока отсутствуют, а на о-ве Медный этому возрастному диапазону отвечают образования водопадской свиты. Они представлены андезитами, лавобрекчиями того же состава с прослоями кристаллоластических туфов общей мощностью около 300 м. Радиологический возраст этих пород, по последним данным [Борсук и др., 1984], 12,5—8,5 млн лет, т.е. в основном позднемиоценовый.

Самые молодые из неогеновых отложений о-ва Беринга представлены косослоистыми песчаниками и гравелитами мыса Северо-Западный (мощность около 150 м), несогласно перекрывающими среднемиоценовые породы. В этих образованиях обнаружен комплекс ископаемых моллюсков в составе *Chlamys hastatus* (Sov.), *Pododesmus* sp., *Asmae* sp., который, очевидно, датирует эту часть разреза плиоценом.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

На рис. 37 предпринята попытка корреляции олигоцен-неогеновых отложений Командорской впадины и ее обрамления. Она основана прежде всего на выделении фаунистических и флористических горизонтов, прослеживающихся на достаточно большие расстояния.

I. Первый (самый древний) стратиграфический уровень, наблюдаемый во всех описанных разрезах, намечается в олигоцене. Для этого уровня характерны относительно холодноводные комплексы моллюсков с *Acila gettysburgensis*, *Yoldia watasei*, *Y. longissima*, *Laternula besshensis*, *Papyridea matschigarica*, *Trominina japonica*, *T. onnaica* (ильпинская свита между речья Пахачи и Апуки, алугинская свита мыса Ильпинский и района залива Корфа, ильхатунская свита и нижняя часть свиты песчаников с *Laternula* о-ва Карагинский) и форминифер с *Plectofrondicularia packardi multilineata*, *Globobulimina pacifica oregonensis* (алугинская свита района залива Корфа), *Cibicides*

coalingensis, *Melonis simokinense*, *Nonionella tatumi*, *Martinotiella communis*, *Islandiella curvicamerata* (ильхатунская свита о-ва Карагинский). На Командорских островах олигоценовый уровень прослеживается тоже достаточно четко, здесь в верхней части свиты мыса Толстого и в каменной свите отмечается относительно холодолюбивый комплекс с *Yoldia watasei*, *Y. longissima*, *Papyridea cf. harrimani*, который сходен с ассоциациями олигоцена.

Кроме того, из пород каменной свиты определен большой комплекс диатомей с *Puxilla reticulata*, *P. gracilis*, *Hemiaulus polymorphus*, *Hyalodiscus dentatus*, *Stephanopuxis schenckii*, *St. spinosissima* и фораминифер с *Globorotalia pseudokugleri*, которые также свидетельствуют об олигоценовом возрасте пород.

II. Второй стратиграфический уровень отмечается в нижнем миоцене (но он выражен не так ярко, как первый). Для этого уровня характерны относительно холодноводные комплексы моллюсков с *Laternula sachalinensis* (большая часть пахачинской свиты между речья Пахачи и Апуки), *Thyasira bisecta*, *Modiolus solea*, *Yoldia cholensis*, *Y. nabiliana*, *Cardita majanatschensis*, *Papyridea kipenensis* (основная часть пахачинской свиты района залива Корфа), *Nuculana crassatelloides*, *Yoldia ex gr. orientalis*, *Y. ex gr. chojensis* (пахачинская свита мыса Ильпинский и основная часть пестроцветной свиты о-ва Карагинский). На Командорских островах (о-в Беринга) в это время происходили излияния щелочных базальтов в субаэральных условиях (толща Столовых и Свиных гор). В разрезе глубоководной скважины данный уровень не прослеживается.

III. Третий, очень четкий стратиграфический уровень отмечается в пограничных слоях нижнего—среднего миоцена. Для этого уровня во многих районах Камчатки типичны комплексы фауны и флоры со значительным количеством термофильных элементов, свидетельствующих об относительно теплом климате прошлого [Гладенков, 1982]. К ним относятся комплексы "ежового" горизонта района залива Корфа — характерные тепловодные моллюски *Mytilus ochotensis*, *Dosinia ausiensis*, *Macoma nesuta*, *Anadara devincta*, диатомей *Stephanopuxis schenckii*, *Goniothecium tenue*, споры и пыльца теплолюбивых растений, прежде всего фагусовых (свыше 35%), комплекс моллюсков ильинской свиты мыса Ильпинский (*Acila aff. marujamensis*, *Thracia kavranensis*, *Anadara*, *Glycymeris*) и комплекс верхней части пестроцветной свиты о-ва Карагинский (с отдельными тепловодными формами фораминифер). Обращает на себя внимание тот факт, что над данным уровнем во всех разрезах региона прослеживается перерыв, который также может служить определенным репером.

IV. Четвертый стратиграфический уровень отмечен в отложениях основной части среднего миоцена. Этот уровень в верхней половине местами характеризуется относительно тепловодными комплексами фауны и флоры. В породах свиты мыса Плоский на о-ве Карагинский обнаружен комплекс моллюсков с *Mya karaginskiensis*, *Musculus niger*, *Yoldia nabiliana* (в верхней части свиты отмечен термофильный палинологический комплекс). На Командорских островах к нему относится толща туфопесчаников и гравелитов северо-западной части

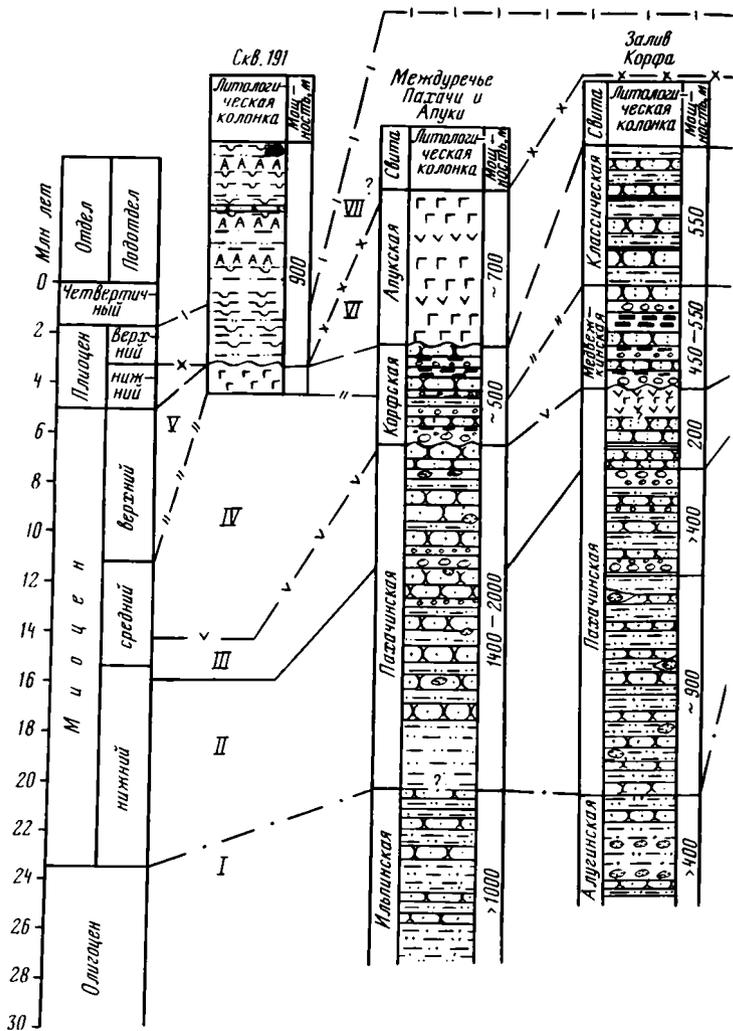
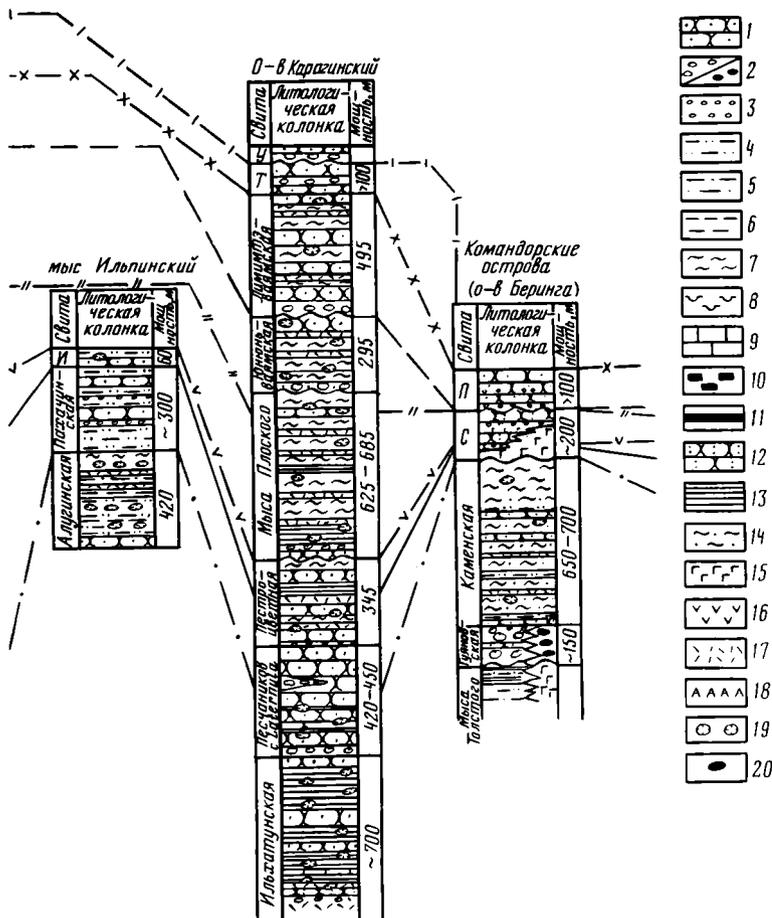


Рис. 37. Корреляция разрезов Командорской впадины и ее обрамления

1 — песчаники; 2 — конгломераты, туфоконгломераты; 3 — гравелиты; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — глины; 7 — диатомиты; 8 — диатомовые илы; 9 — известняки; 10 — угли; 11 — гумусовые прослои; 12 — туфопесчаники; 13 — туфоалевролиты, туфоаргиллиты; 14 — опоки; 15 — базальты; 16 — андезиты; 17 — туфы; 18 — прослой пепловых туфов; 19 — скопление конкреций; 20 — галька ледового разноса

о-ва Беринга, где найдена ассоциация моллюсков, часть которых принадлежит к тепловодным, с *Delectopecten pedroanus*, *Pitar Kavranensis*, *Lima cf. sachalinensis*, *Phaciodes cf. acutilneata* и фораминиферы — *Melonis soldanii*, *Cibicides altamiraensis*, *Globigerina bulloides*, *G. gracbulloides*. В разрезе района залива Корфа среднемиоценовому уровню соответствует медвежкинская свита континентального генезиса, в по-



Вертикальный масштаб 1: 20 000

I-VII — стратиграфические уровни

Условные сокращения: И — ильинская свита; У — усть-лимит-звямская свита; Т — "тусатувайские слои"; П — толща песчаников мыса Северо-Западный о-ва Беринга; С — "толща Столовых гор" о-ва Беринга

родах которой обнаружен богатый флористический комплекс, содержащий остатки *Populus*, *Salix*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Alnus* и др.

V. Пятый, верхнемиоценовый уровень прослеживается на западе региона по диатомовым зонам *Thalassionema schraderi* и *Rouxia californica* (о-в Карагинский) и по комплексам моллюсков с *Acila divaricata*, *Yoldia karaginskiensis* и *Nuculana majamraphensis* (верхняя

часть свиты мыса Плоский и юньюнваямская свита о-ва Карагинский), а на севере — в континентальных фациях (корфская свита между-речья Пахачи и Апуки; классическая свита залива Корфа с комплексом флоры, содержащим *Picea anadygensis*, *Glyptostrobus euroraicus* и др.). В Командорской котловине в это время происходили излияния толеитовых базальтов, а на о-ве Медный (Командорские острова) — андезитов. Выше данного уровня во многих районах отмечен пред-плиоценовый перерыв (междуречье Пахачи и Апуки, о-в Карагинский, Командорские острова; в районе залива Корфа плиоценовая часть разреза вообще не наблюдается). Перерыв в отложениях этого возраста, по некоторым данным [Гладенков и др., 1980], прослеживается и в других районах Камчатки, а также на Курильских островах, Сахалине и в Японии.

VI. Шестой стратиграфический уровень отмечается в отложениях нижнего плиоцена. Для этого уровня характерен комплекс моллюсков с *Fortipecten takahashii* лимимтзваямской свиты о-ва Карагинский, диатомовый комплекс зоны *Neodenticula kamtschatica*, обнаруженный в той же свите, а также комплекс моллюсков с *Chlamys hastatus*, *Pdodesmus* sp. из песчаников мыса Северо-Западный о-ва Беринга (Командорские острова).

VII. Седьмой, последний, стратиграфический уровень выделяется в верхнем плиоцене. Для него характерны холодноводный комплекс моллюсков с *Astarta diversa* (усть-лимимтзваямская свита о-ва Карагинский) и комплексы диатомей зон *Neodenticula koizumii* — *Neodenticula kamtschatica* и *Neodenticula koizumii* (усть-лимимтзваямская свита и разрез скв. 191). Для данного уровня характерно наличие гальки ледового разноса.

Таким образом, с помощью анализа ископаемых комплексов фауны и флоры в олигоцене и неогене удастся наметить семь стратиграфических уровней, прослеживание которых на площади позволяет перейти к корреляции разрезов разных районов обрамления Командорской впадины. Рассмотрение перерывов и несогласий в разрезах позволило сделать вывод, что наряду с локальными перерывами существует два перерыва (в начале и в конце позднего миоцена), которые имеют, вероятно, региональный характер и отражают определенные этапы геологического развития рассматриваемого региона.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В олигоцене режим седиментации в рассматриваемом регионе в целом характеризовался шельфовыми обстановками. В северных районах в это время накапливались относительно глубоководные терригенные образования практически без участия вулканитов (алевролиты, аргиллиты, песчаники ильпинской свиты междуречья Пахачи и Апуки; алевролиты, алевритистые песчаники с большим количеством песчано-известковых конкреций алугинской свиты мыса Ильпинский и района залива Корфа). На западе (о-в Карагинский) в олигоцене образовались достаточно мощные (около 1000 м) толщи песчано-алевритовых осадков; вулканическая деятельность была относительно

слабой: поступление пирокластического материала преимущественно основного состава в морской бассейн было незначительным. На юге (Командорские острова) наряду с осадочными образованиями (песчаники, алевролиты, аргиллиты, диатомиты) в олигоценное время формировались вулканогенные (основного состава) и вулканогенно-осадочные (туфиты, туфоаргиллиты) толщи большой мощности.

В раннем миоцене резкой структурной перестройки бассейнов не происходило: в пограничных слоях олигоцена—миоцена несогласий не отмечается (нижнемиоценовые образования везде согласно залегают на олигоценых). В целом раннемиоценовый режим седиментации также характеризовался шельфовыми обстановками, но в отличие от олигоценового был более мелководным. В это время в пределах Северо-Восточной и Восточной Камчатки происходило формирование мощных терригенных толщ, более грубообломочных, часто "молассоидного" облика, по сравнению с олигоценовыми. Обращает на себя внимание, что если в северных районах обрамления Командорской впадины накапливались мелководные терригенные осадки значительной мощности (в среднем 1000 м) практически без участия вулканитов (вулканогенные породы формировались лишь в верховьях р. Вывенки), то для западных районов обрамления (о-в Карагинский) было характерно поступление в морской бассейн пирокластического материала (образовывались туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты). Иными словами, районы, прилегающие к Карагинскому бассейну, в раннем миоцене характеризовались вулканической активностью. В районе Командорских островов в это время также фиксируется вулканическая деятельность — происходит образование вулканогенных пород. В самой же Командорской котловине, как следует из анализа материалов по глубоководной скважине 191, осадконакопления, видимо, не происходило до позднего плиоцена (либо верхнемиоцен-нижнеплиоценовая часть разреза по каким-то причинам была размывта).

Рубеж раннего—среднего миоцена в пределах рассматриваемого региона ознаменовался относительным потеплением климата [Гладенков, 1982], на что указывают теплолюбивые фаунистические комплексы пограничных слоев нижнего—среднего миоцена. Для этого времени характерна вулканическая активность в районе залива Корфа, где туфопесчаники "ежового" горизонта перекрываются андезитами и андезитобазальтами, сформировавшимися в прибрежно-морских и субаэральных условиях. Необходимо отметить, что близко к этому рубежу во всех разрезах региона приурочен перерыв в осадконакоплении.

Среднемиоценовое время для севера обрамления Командорской впадины характеризуется тенденцией к воздыманию, о чем свидетельствует накопление регрессивных серий и континентальных толщ. В это время морские отложения развиты сравнительно нешироко: в пределах Пахачинской депрессии начали формироваться углесодержащие конгломераты, гравелиты и песчаники корфской свиты, в районе залива Корфа — континентальные отложения медвежинской свиты, а на мысе Ильпинский осадконакопления, по-видимому,

вообще больше не происходило. На западе региона (о-в Карагинский), напротив, в среднем миоцене формировались толщи морского генезиса: особенно широкое развитие с этого времени (как и в других районах Северо-Тихоокеанской области) получили диатомиты, продолжался и привнос пирокластического материала. На Командорских островах образовывались мелководные толщи — туфопесчаники и вулканогенные толщи, т.е. морское осадконакопление в это время локализовалось в пределах Карагинского бассейна и частично Командорских островов.

В позднемиоценовое время в северных частях рассматриваемого региона тенденция к воздыманию сохранялась. В Пахачинской депрессии продолжали накапливаться угленосные отложения корфской свиты, а в районе залива Корфа формировались континентальные толщи классической свиты. На западе региона (о-в Карагинский) в этот период образовывались вулканогенно-осадочные породы (с преобладанием диатомитов с многочисленными прослоями кристалловитрокластических туфов). В районе Командорских островов в позднем миоцене на о-ве Медный образовывались вулканогенные породы, на о-ве Беринга, очевидно, имел место перерыв, а в Командорской котловине в это время происходили излияния типичных толеитовых базальтов.

Для конца позднемиоценового времени были характерны перерывы в осадконакоплении. Вероятно, именно в это время происходило общее поднятие и имела место складчатость. В пользу этого свидетельствует то обстоятельство, что плиоценовые образования повсеместно резко несогласно налегают на дислоцированные отложения миоцена, что отмечается и в других районах Восточной Камчатки. Как следует из литературы [Гладенков и др., 1980], складчатые движения позднемиоценовой эпохи проявились во многих районах как Камчатки, так и Сахалина, Курильских островов и Японии.

В раннеплиоценовое время в пределах Пахачинской депрессии и прилегающих районов происходили мощные излияния базальтов, андезитов и дацитов, по-видимому, в субаэральных условиях. Другими словами, после складчатости и общего воздымания имела место активная вулканическая деятельность. Кстати, именно в плиоцене заложился вулканический пояс на Восточной Камчатке. В пределах Карагинского бассейна режим осадконакопления претерпел в раннем плиоцене некоторые изменения: в это время наметилась тенденция к обмелению — здесь формировались конгломераты, диатомиты (более мелководные, нежели ранее) и другие осадочные толщи при участии вулканических образований (спелитовых туфов и др.). На Командорских островах шло накопление мелководных вулканогенно-осадочных и вулканических образований.

В позднем плиоцене в самой Командорской впадине формировались диатомовые илы и алевролиты, а на о-ве Карагинский — в общем мелководные толщи (гравелиты, конгломераты, песчаники). Необходимо отметить, что поздний плиоцен характеризовался относительно холодным климатом, на что указывают холоднолюбивые комплексы ископаемых моллюсков с *Astarta diversa* [Гладенков, 1982]

и наличие в разрезах обрамления впадины и глубоководных скважин гальки ледового разноса.

Анализ материалов по геологии Командорской котловины и ее обрамления показывает, что в развитии северных и южных районов обрамления в олигоцене и неогене обнаруживаются как сходство, так и определенные различия. К сходству может быть отнесена общая тенденция к воздыманию этих районов в неогене после относительного прогибания в олигоцене. К различиям же относится определенная несхожесть смены обстановок осадконакопления, имевших место в прошлом: в северных районах они менялись от относительно глубоководных в олигоцене к мелководным и далее к континентальным в неогене, а в западных и южных — от относительно глубоководных к мелководным.

Глава 3

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ—КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА И КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ БЕРИНГОВА МОРЯ

Командорская котловина занимает западную часть акватории Берингова моря и обладает достаточно отчетливыми структурными и геоморфологическими ограничениями. На западе и севере это уступ континентального склона, обрывающего складки и покровы Олюторско-Камчатской системы, на востоке — подводный хребет Ширшова, отделяющий Командорскую котловину от котловин Алеутской и Бауэрса, на юге — склон Командорской островной дуги.

О возрасте, строении, механизме образования Командорской котловины и о ее структурных связях с материковым обрамлением высказывались различные, нередко альтернативные предположения. Авторы попытались подойти к решению этих проблем со стороны Корякско-Камчатского континента, в строении которого принимают участие меловые и кайнозойские осадочно-вулканогенные образования. При этом был использован комплексный анализ геолого-геофизических материалов, в том числе оригинальных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Регион, непосредственно прилегающий к Командорской котловине, — Олюторская складчатая система охватывает южную часть Корякского нагорья и часть Камчатки, расположенные к северу от 58° с.ш. Здесь можно выделить следующие тектонические зоны, последовательно сменяющие друг друга в направлении с северо-запада на юго-восток: Укэляятская, Вывенкско-Ватынская, Ильпино-Пахачинская и Карагинско-Говенская (рис. 38).

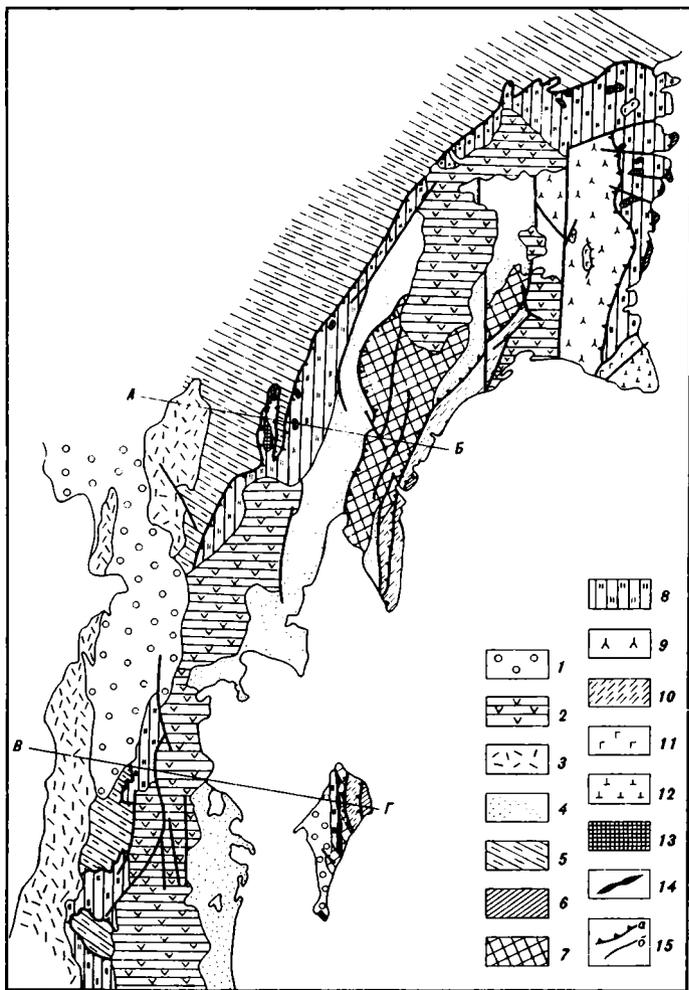


Рис. 38. Геолого-структурная схема Олюторско-Камчатской складчатой системы

1 — впадины и депрессии, выполненные плиоцен-четвертичными рыхлыми отложениями; 2 — Апушко-Вывенковский вулканический пояс ($N_2—O_1$); 3 — Западно-Корякско-Камчатский вулканический пояс (Φ); 4, 5 — флишoidные комплексы: 4 — Ильпино-Пахачинской зоны ($\Phi_3—N_1$), 5 — Укэлятской зоны ($K—\Phi$); 6 — осадочный меланж о-ва Карагинский и Олюторского хребта (Φ); 7—9 — островодужные комплексы: 7 — вулканитов Карагинско-Говенской зоны (Φ), 8 — кремнисто-вулканогенный Вывенско-Ватынской и Карагинско-Говенской зон (K), 9 — вулканогенно-обломочный Олюторского хребта (K_2); 10 — комплекс глубоководных отложений Карагинско-Говенской зоны ($K_2—\Phi_3$); 11, 12 — толентовые базальты: 11 — окраинно-морского типа (K), 12 — субщелочные океанических поднятий (K); 13 — дунит-пироксенит-габбровый комплекс; 14 — офиолитовый меланж; 15 — надвиги (а) и разломы недифференцированные (б)

А—Б и В—Г — профили (см. рис. 39)

Укэляятская зона

Самая внешняя по отношению к Командорской котловине Укэляятская зона изучена еще крайне слабо в связи с ее труднодоступностью и отдаленностью. Западную и центральную части зоны исследовали А.В. Дитмар и А.Н. Успенский [1968], О.П. Дундо [1974], Б.В. Ермаков и др. [1974], Н.П. Митрофанов [1977], Э.С. Алексеев [1979], А.А. Александров и др. [1980]; в восточной части зоны С.Г. Бялобжеский и Ю.А. Колясников в 1983 г. изучили разрезы мел-кайнозойских отложений, однако их данные пока не опубликованы. Суммируя перечисленные источники, общую характеристику Укэляятской зоны можно представить в следующем виде.

В плане зона имеет форму полого изгибающейся дугообразной полосы, обращенной выпуклостью на север. Протягивается в субширотном направлении на расстояние около 600 км от Камчатского перешейка (правобережье р. Куяул) на западе до бухты Дежнева на востоке. Ширина зоны колеблется от 40 до 80 км. Со смежными на севере и юге структурами она граничит по сложной сетке разломов. Северная граница маркируется надвигами, наклоненными под различными углами на север. По ним отложения, слагающие зону, тектонически перекрыты покровно-складчатыми структурами, в том числе офиолитовыми аллохтонами, принадлежащими к Хатырской и Пикась-ваямской зонам. Южная граница более выразительная и подчеркивается известным Вывенкским надвигом, наклоненным преимущественно на юг. По этому надвигу вулканогенно-кремнистые образования мела шарьированы к северу, перекрыв Укэляятский флиш на несколько десятков километров.

Разрез отложений, слагающих Укэляятскую зону, не непрерывный и в разных местах представлен отдельными фрагментами. Самые нижние его горизонты известны в восточной части зоны, где они сложены алевролитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, содержащими иноцеромовую фауну верхнего альба — сеномана. Шире развиты сенонские, точнее, сантон-кампан-маастрихтские отложения. В нижней части разреза залегают полимиктовые и аркозовые песчаники и местами конглобрекчии, которые сменяются мощной толщей флиша. Флишесые пачки состоят из ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников с градационной текстурой. Им иногда подчинены мало мощные горизонты олистостром и микститов, заключающих обломки песчаников с фауной бухий, туфов, кремней и других пород, вплоть до вулканитов основного и реже среднего состава.

Вверх по разрезу флишесая ритмичность постепенно исчезает и начинают доминировать алевролиты и туфопесчаники с примесью гравийного материала. Прослой туфов, линзы известковистых песчаников и тонкозернистых рифогенных известняков, заключенных среди алевролитов, характеризуют главным образом ту часть разреза, которая принадлежит к маастрихту.

Известны примеры (хребет Пикась), когда кампан-маастрихтский разрез отличается своим вещественным содержанием от только что приведенного. Толща тонкообломочных туфотерригенных отложений, представленных алевропелитами, алевролитами и туфоалевролитами,

тонко- и мелкозернистыми ортотуффитами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, сменяется согласно налегающим вулканогенно-кремнистым горизонтом, выходы которого прослежены на значительном расстоянии и в разных местах. Он образован базальтами, туфами основного состава, диабазами, пестроокрашенными кремнисто-глинистыми сланцами и яшмоидами, обогащенными радиоляриями. Мощность этого горизонта колеблется от 50 до 250 м.

Вулканогенно-кремнистый горизонт, перекрытый флишоидной алевролитопесчанниковой толщей, включает иноцерамовую фауну маастрихта. Ее мощность более 1000 м. Венчается разрез сенона толщей песчаников, в основании которой заметны следы размыва. Согласно данным С.Г. Бялобжеского и Ю.А. Колясникова, мощность песчанниковой толщи, развитой в хребте Пикась, составляет 300—500 м, а в целом мощность сенонских отложений в Укэляятской зоне может быть оценена почти в 3500 м.

Маастрихтские отложения постепенно наращиваются палеогеновыми. На востоке зоны им отвечает танваутгинская свита, состоящая из среднезернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, образующих самостоятельные пачки либо находящиеся во флишоидном чередовании. По сборам фауны возраст свиты, вероятнее всего, отвечает палеоцену—эоцену. В центральной и западной частях зоны синхронные отложения имеют в общем сходный состав; исключение, пожалуй, составляют слои, содержащие многочисленные конкреции и линзы известковистых и кремнистых пород с фораминиферовой микрофауной. Средняя мощность палеоцен-эоценового разреза не менее 2000 м.

На востоке зоны и в других местах фаунистически доказаны олигоценые отложения, приуроченные к пониженным участкам рельефа. На подстилающих отложениях они залегают с отчетливым угловым несогласием и размывом, начинаются базальной пачкой (60—70 м) аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов, которые затем сменяются толщей алевролитов и аргиллитов (100—120 м). Дочетвертичный разрез венчается миоценовыми конгломератами, туфопесчаниками и туфами (200 м).

Альб-нижнесенонские отложения весьма интенсивно деформированы. Алевролитопесчанниковые части разрезов представляют собой комбинацию разнообразных складчатых форм — от прямых симметричных антиклиналей и синклиналей с крутыми крыльями до наклонных, изоклиналильных и лежащих складок, осложненных мелкими складками волочения. Наблюдаются будинажные структуры, образованные вокруг линз и линзообразных прослоев кремней и песчаников.

Песчано-алевролитовые толщи маастрихта—палеогена смяты в складки, осевые поверхности которых в общем конформны падению главных надвигов. В северной части зоны они опрокинуты на юг, а в южной, напротив, в противоположную сторону. Имеют место и другие нарушения: прямые симметричные складки с пологими крыльями, слабонаклонные или слегка покоробленные. Ослабление пликтивных дислокаций наблюдается в палеогеновых отложениях, распространенных в осевой части зоны вдали от пограничных надвигов.

Складчатые структуры развиты продольными и косыми разломами

среди которых различаются надвиги (преобладают), взбросы, сбросы и сдвиги. Они обусловили расчешивание мел-палеогеновых отложений, однако аллохтонных пластин со сколько-нибудь значительными амплитудами перемещений не задокументировано, чем Укэлаятская зона отличается от северных районов Корякского нагорья.

Вывенско-Ватынская зона

Это следующая к юго-востоку зона, ограниченная на севере Вывенским надвигом, а на юге системой разломов разных направлений. В плане образует относительно узкую полосу подковообразной формы. Она начинается от верхнего течения р. Куйвиваям (правый приток р. Вывенки) на юго-западе, прослеживается в субширотном направлении через верховья рек Апуки и Пахачи, пересекает междуречье Ильпи и Ватыны и, подходя на востоке к бухте Анастасии, сопрягается на юге по разлому с Олюторским хребтом. Последний сложен сходными образованиями, но, возможно, представляет собой самостоятельный блок с корой субокеанического типа.

Главным вещественно-структурным содержанием Вывенско-Ватынской зоны, как недавно признавали большинство исследователей [Александров и др., 1980; Богданов и др., 1982; Вишневская и др., 1981; Митрофанов, 1977], является сложно построенная полифациальная серия, названная "ватынской". Однако границы серии, объемы входящих в нее более дробных подразделений и их состав, а также взаимоотношения между ними остались невыясненными. Это, видимо, связано с тем, что в пределах рассматриваемой зоны развиты синхронные или, во всяком случае, сближенные по возрасту, но разноформационные комплексы широкого диапазона — от альба до маастрихта — палеоцена, формировавшиеся в различных палеогеодинамических обстановках, которые затем причленились в результате аккреции к окраине Восточно-Азиатского континента. При таком подходе к проблеме строения Вывенско-Ватынской зоны, который имеет под собой достаточно веское основание, ватынская серия как самостоятельная стратиграфическая единица, естественно, теряет свое значение и должна быть заменена другими подразделениями местной стратиграфической шкалы.

Ниже кратко охарактеризованы вулканогенные комплексы Вывенско-Ватынской зоны, включающие толеит-базальтовый, туфогенно-кремнистый, вулканогенно-обломочный, субщелочной базальтовый и дунит-клинопироксенит-габбровый комплексы, латеральные и возрастные соотношения между которыми только начинают проясняться.

Толеит-базальтовый комплекс. Комплекс вскрывается в тектонических окнах, отдельных блоках и в сорванных аллохтонных пластинах. Площади выходов пород комплекса незначительные и не превышают 1—2 км², редко больше. Конкретно исследовались следующие районы: междуречье Ачайваяма и Ватыны (реки Эпильчик и Гытгын), центральная часть Олюторского хребта (оз. Вататгытын, р. Ничакваям), северная часть Олюторского полуострова, правые притоки Вывенки.

В Гытгынском районе разрез комплекса признается наиболее представительным, хотя, возможно, неполным. Он образован пере-

славиванием массивных и подушечных афировых базальтов, разделенных тонкими прослоями гналокластов и кремнисто-карбонатных пород. Вверх по разрезу количество прослоев и линз осадочных пород постепенно возрастает. В них обнаружены обломки иноцерамовой фауны, а также остатки планктонных фораминифер и радиолярий альб-туронского возраста. Видимая мощность разреза составляет здесь около 500 м.

Другой тип разреза этого комплекса изучен А.В. Федорчуком [1984] на севере Олюторского полуострова. Здесь среди кремнисто-глинистых пород залегают покровы столбчатых афировых базальтов мощностью до 40—50 м. Расслоенная толща перекрывается миндалекаменными базальтами с мелкоподушечной отдельностью; им подчинены пачки тонкослоистых кремнисто-глинистых алевролитов. Мощность этого сводного разреза оценивается более чем в 2000 м. Из различных частей разрезов, удаленных друг от друга, но образованных идентичными базальтами с прослоями кремнистых пород, была отобрана микрофауна радиолярий сантон-маастрихтского возраста (определения В.С. Вишневской).

Туфогенно-кремнистый комплекс. Он слагает внешнюю (северную) часть Вывенкско-Ватынской зоны и вскрыт в отдельных районах Олюторского хребта. Он участвует в строении пластин и чешуй, нередко тектонически сдвоенных. В нижних частях разреза преобладают сургучные и красные кремнисто-глинистые сланцы, яшмовиды и фтаниты с примесью туфового материала, которые выше сменяются сходными породами, но с лиловой или серой окраской. Здесь присутствуют призматические слои — следы иноцерамовой фауны.

Средняя часть разреза характеризуется преобладанием массивных или слабослоистых серых и зеленоватых кремнистых пород с примесью глинистого и туфогенного материала. В верхней части развита литологически более разнообразная толща, представленная пестрыми кремнистыми породами, алевролитами, миндалекаменными базальтами и туфами. Последние отвечают по составу базальтам и андезитобазальтам известково-щелочного ряда. К этому же типу принадлежат и порфиновые базальты верхних частей разреза комплекса, хотя отмечаются некоторые специфические особенности. Возрастной интервал формирования комплекса, судя по содержащимся в нем радиоляриям, охватывает коньяк—маастрихт.

Вулканогенно-обломочный комплекс. Распространен в пределах Олюторского хребта от долины р. Аниваям и бухты Глубокая на севере до Олюторского полуострова на юге. В бассейне р. Вывенки также имеются отдельные выходы пород комплекса, и, кроме того, они известны в пределах соседней Ильпино-Пахачинской зоны, где обнажаются в основании крупных тектонических чешуй. Согласно некоторым публикациям, этому комплексу отвечали ачайваямская и хакинская свиты [Геология..., 1970], а А.Н. Сухов [1983] выделил его под названием "мачевнинский".

Характерной особенностью рассматриваемого комплекса является фациальная его невыдержанность по латерали. В одних районах в его составе преобладают базальты, андезитобазальты и комагматич-

ные с ними габброиды при явно подчиненном значении кремнистых, пирокластических и обломочных пород, в других, напротив, доминируют вулканические брекчии, туфы, туфоконгломераты, гравелиты и вулканомиктовые песчаники, среди которых имеются покровы эффузивов, расслаивающие толщу на отдельные пачки, горизонты или слои. Однако при таком сложном соотношении разных типов пород в целом как будто намечается, что эффузивы с присутствующими в них пачками кремнистых пород тяготеют к нижним частям разреза, а в верхах все больше появляются вулканокластические отложения с трансгрессивной последовательностью напластования пород.

На правобережье р. Вывенки и в хребте Майны-Какыйнэ была изучена верхняя половина почти непрерывного и весьма типичного разреза вулканогенно-обломочного комплекса. В его основании вскрыта толща лавотуфобрекчий базальтов и андезитобазальтов и их туфов, залегающих в виде линз. Они постепенно сменяются пачкой переслаивания мелкозернистых туфов, туфоалевролитов и алевролитов, а еще выше появляются горизонты кремнистых алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев. Венчается разрез слоистыми кремнистыми породами. Мощность кремнистой части разреза составляет 300—500 м.

В породах вулканогенно-обломочного комплекса обнаружена микрофауна радиолярий, указывающая на кампан-маастрихтский и маастрихт-датский возраст.

Щелочной базальтовый комплекс. В пределах Олюторского полуострова распространены преимущественно афировые титан-авгитовые, иногда миндалекаменные базальты с подушечной отдельностью. В исследованных разрезах эти базальты доминируют над породами иного состава и строения. В верхних частях появляются автокластические брекчии и гиалокластиты, обладающие признаками стратификации. Общая видимая мощность комплекса около 1500 м.

Вулканогенная толща прорвана силлами, дайками и потоками диабазов и габбро-диабазов, которые по своим петролого-геохимическим особенностям являются комагматами эффузивов. Рассматриваемый комплекс по сравнению с другими эффузивными породами, развитыми в Вывенкско-Ватынской зоне, своеобразен. Наиболее близкими его аналогами являются породы вулканических построек, приуроченных к трансформным разломам океанического дна. С вулканами гавайского типа по трендам дифференциации и отсутствию щелочных минералов базальты Олюторского полуострова не отождествляются. Возраст комплекса не установлен. По данным А.В. Федорчука, комплекс, возможно, согласно перекрыт кремнисто-вулканогенной толщей сантона—кампана.

Дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс. Комплекс весьма типичен для этой зоны. В других структурных подразделениях Корякского нагорья он либо неизвестен, либо является редким исключением. Породы этого комплекса слагают отдельные массивы или сорванные тектонические пластины, приуроченные к зоне влияния Вывенкского краевого надвига, и представлены дунитами, клинопироксенитами и габброидами, находящимися в различных сочетаниях друг с другом. Крайне редко в массивах и пластинах присутствуют

перидотиты. В Итчайваямском массиве преобладают клинопироксениты и габброиды, в Гельмозннанском — дуниты и габброиды, а в Сейнавском — исключительно габброиды.

Характеристика комплекса была бы неполной без того, чтобы не упомянуть Эпильчикский массив. По данным А.А. Александрова, С.А. Паланджяна и А.Н. Петрова, он представлен тремя разрозненными выходами, образующими единый пластообразный покров, но расчлененный эрозией и нарушенный молодыми разрывами. Во всех трех выходах присутствуют пироксениты, дуниты и редко верлиты. Габброиды в строении массива играют весьма подчиненную роль и связаны с пироксенитами.

С окружающими породами подавляющее большинство массивов имеет тектонические контакты. Есть наблюдения, свидетельствующие о том, что кремнисто-вулканогенные образования тектонически перекрыты породами рассматриваемого комплекса, но имеют место и обратные соотношения. Вместе с тем некоторые небольшие по размерам массивы, расположенные во внутренних частях зоны и обладающие кольцевым строением, напоминают расслоенные интрузии с горячими контактами с вмещающими породами. Это характерно для тех массивов, в строении которых преобладают габброиды. Для них наиболее вероятно интерпретация, согласно которой тела этой ассоциации формировались в процессе раскристаллизации и дифференциации расплавов в промежуточных камерах с частичной отсадкой кумулятов. Исходная магма таких расплавов отвечает базальтам островодужного типа [Уэйджер, Браун, 1970].

Охарактеризованные формационные комплексы Вывенско-Ватынской зоны претерпели интенсивные деформации. Слагающие их породы участвуют в строении чешуй и сорванных аллохтонных пластин, смятых в сложные син- или антиформные складки разных размеров. Наибольших дислокаций достигли кремнистые породы, наименьших — вулканиты. На отдельных участках эти последние подверглись слабому короблению.

Ильино-Пахачинская зона

Зона находится южнее Вывенско-Ватынской. В ее строении главная роль принадлежит палеоген-нижнемиоценовым терригенным формациям. Вулканомиктовые песчаники и алевролиты приурочены к нижней части разреза и датированы палеоценом. К золену относится тонкослоистая флишoidная толща с пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев, а к олигоцену — раннему миоцену — толща, сложенная алевролитами. Мощность всего комплекса составляет не менее 2000 м. Он нарушен серией параллельных друг другу надвигов и "расчешуен" на пластины; в основании некоторых из них вскрываются островодужные вулканиты (хакинская свита), перекрываемые толщей кремней с отдельными прослоями туфогенных песчаников.

Карагинско-Говенская зона

Располагается южнее Ильино-Пахачинской и граничит с ней по надиугу, плоскость падения которого наклонена на юго-восток. Граница между зонами прослеживается на п-ове Говена, а к юго-западу она скрыта под шельфом. По отношению к Командорской котловине зона представляет собой самое ближайшее обрамление, поэтому информация о ее строении вызывает определенный интерес.

В строении Карагинско-Говенской зоны принимают участие следующие структурно-формационные комплексы: офиолитовый, кремнисто-вулканогенный, вулканогенно-осадочный, флишоидный и комплекс осадочного меланжа. Самое верхнее положение занимает моласовый комплекс, который бронирует все остальные и отвечает неоавтохтону.

Офиолитовый комплекс. Развиг на о-ве Карагинский, а в говенской части зоны практически отсутствует. Представлен серпентинитовым меланжем, диабазовыми дайками, пластинами гипербазитов (преимущественно гарцбургитов), зеленых сланцев и габброидов. Выходы пород укладываются в три почти параллельные полосы, протягивающиеся более чем на 60 км от мыса Голенищева на севере к мысу Урилл на юго-западе. Наиболее полный "набор" членов офиолитового разреза свойствен западной полосе. Для нее характерно опрокинутое синформное строение с более пологим восточным и крутым западным крыльями, оборванными разломами. По восточному крылу различные части офиолитового комплекса тектонически перекрывают образования вулканогенно-кремнистого и других комплексов.

Кремнисто-вулканогенный комплекс. Породы комплекса распространены как в говенской, так и в карагинской части зоны. Основание разреза комплекса не вскрыто. Он включает базальтовые лавы, различные вулканические брекчии того же состава, туфобрекчии, туфы, туфогравелиты и отдельные пачки и линзы кремнистых пород. Мощность отдельных лавовых покровов обычно составляет несколько десятков, редко первые сотни метров. Горизонты и линзы вулканических брекчий характеризуются большими мощностями, обладают слоистым строением, но часто довольно быстро выклиниваются по простирианию. В общем разрезе лавы составляют 20—25%, вулканические брекчии и туфы — 60—70%, а кремнистые породы — 5—10%. По микрофауне, отобранной из разрезов на о-ве Карагинский, возраст комплекса кампан-маастрихтский. Но имеются отдельные пластины, содержащие радиолярии альб-туронского возраста (определение Н.Ю. Брагина сборов В.П. Зинкевича и О.В. Ляшенко). На п-ове Говена вопрос о возрасте рассматриваемого комплекса не столь однозначен. Условно он отнесен к позднему мелу — палеоцену(?).

Дислоцированность комплекса очень сложная. Слагающие его породы смяты в опрокинутые, лежащие и изоклиальные складки с размахом крыльев от 0,5 до 30—40 м. Пакеты сложных складок нарушены относительно пологими (30—50°) разрывами взбросовой либо надвиговой природы, которые образовали местами пологозалегающие пластины или чешуи мощностью в несколько десятков метров.

В подстилающих их породах наблюдаются складки волочения, в общем параллельные плоскостям надвигания.

Вулканогенно-осадочный комплекс. Наиболее полно комплекс развит на п-ове Говена, где различаются две толщи — туфолавовая и существенно туфошлишoidalная. В составе первой преобладают разнообразные туфобрекчии, туфы, алевролиты и аргиллиты и покровы базальтов и андезитобазальтов. Общая мощность толщи составляет 1500—2000 м.

Туфошлишoidalная толща разделяется на ряд пакетов; в одних из них преобладают туфы, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и песчаниками, в других наблюдаются пачки ритмичного шлишoidalного чередования терригенных пород с примесью вулканомиктового материала. В песчанниковой части ритма заметна градационная слоистость. Редкие покровы базальтовых лав характерны для средней части разреза толщи. Здесь же иногда присутствуют туфобрекчии и туфокогломераты.

На о-ве Карагинский вулканогенно-осадочный комплекс отличается резкой фациальной изменчивостью и фрагментарными разрезами. Значительную роль здесь играют грубообломочные породы, разделенные покровами базальтов мощностью от 6 до 30—35 м.

На п-ове Говена рассматриваемому комплексу отвечают вочвинская и (или) говенская свиты, в которых обнаружены остатки микрофауны преимущественно палеогенового возраста. Вопрос о возрасте комплекса на о-ве Карагинский менее ясен. Условно он определяется в объеме от маастрихта—даня до эоцена включительно.

Соотношения вулканогенно-осадочного комплекса с другими, как правило, тектонические. Сам комплекс дислоцирован неравномерно. Шлишoidalная и туфогенная его части смяты в сложные и разнообразные по форме и амплитуде складки, тогда как породы вулканогенной части разреза образовали крутые складки с углами падения пород на крыльях не более 40°. Структура разбита разломами различной крутизны на чешуи и пластины. Некоторые из них тектонически перекрывают офиолитовый меланж.

В западной части о-ва Карагинский местами обнажается толща туфогенно-терригенных пород с горизонтами и пачками вулканомиктовых конгломератов и туфобрекчий. Она выделена в свиту мыса Тонс и, по-видимому, является аналогом одной из толщ вулканогенно-осадочного комплекса. Возраст свиты колеблется от среднего эоцена до нижнего миоцена, а мощность ее не более 450 м.

Шлишoidalный комплекс. На о-ве Карагинский породы комплекса слагают полосу северо-восточного простирания шириной от 5—7 до 15—20 км. На севере острова в его состав входят песчано-алевролитовая, флишево-алевролитовая, спилит-алевролитовая и алевролитовая толщи (данные С.А. Мельниковой). В центральной части острова Б.К. Долматов и другие исследователи закартировали аргиллитовую, песчанниковую и песчано-аргиллитовую толщи.

Выделенные толщи содержат пакеты ритмичного переслаивания слоев песчаников и алевролитов равной мощности (5—15 см). В некоторых районах среди алевролитовых пачек, когда они не входят

во флишевые ритмы, наблюдались олистолиты и олистоплаки спили тизированных базальтов, линзы серпентинизированных перидотитов пластины, сложенные породами кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов. Некоторые контакты олистолитов (алевролитовым матриксом подорваны, и в этих случаях создается впечатление, что олистостромовые толщи напоминают осадочный меланж, хотя таковым они не являются.

Существуют различные, и притом весьма противоречивые, данные о возрасте флишоидного комплекса, поскольку он обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и включает пластины, сложенные однофациальными, но разновозрастными толщами как мелового, так и палеогенового возраста. В относительно ненарушенных разрезах ильпинской свиты на п-ове Говена фауна моллюсков соответствует эоцену—олигоцену, а на о-ве Карагинский отвечает среднему эоцену.

Строение флишоидного комплекса определяется его существенной пластичностью, что приводит к образованию сложных структур. Пластины и чешуи собраны в опрокинутые складки разных размеров. Они, в свою очередь, нарушены разломами, ориентированными приблизительно параллельно осевым поверхностям складок. Детали внутренней структуры флишоидного комплекса рассмотрены выше, в гл. I.

Комплекс осадочного меланжа. Характерен больше для о-ва Карагинский, а на п-ове Говена обнаруживаются лишь отдельные его фрагменты. Отличительная черта комплекса — его интенсивная тектонизация. Он состоит из матрикса и содержащихся в нем разнообразных включений. Матрикс представлен тектонизированными аргиллитами и алевролитами, а включения — будинами, глыбами, пластинами и обломками разных размеров, которые сложены песчаниками, кремнистыми породами, туфами, базальтами, редко габброидами.

Породы комплекса осадочного меланжа обладают исключительно выдержанным падением на северо-запад; реже наблюдается обратное залегание, приуроченное к перегибам изоклинальных синформных складок. Ширина выходов тектонизированных аргиллитов и алевролитов колеблется в разных районах от нескольких сот метров до первых километров. Собранные в матриксе планктонные фораминиферы, радиолярии и моллюски позволяют высказать предположение, что его накопление происходило в палеоцене—эоцене; возможны некоторые отклонения от этого возрастного рубежа.

Комплекс субазральных вулканитов. На складчатые структуры западного обрамления Командорской впадины наложен почти недеформированный пояс субазральных вулканитов плиоцен-раннечетвертичного возраста. Он протягивается от верховьев р. Апуки через бассейн р. Пахачи и низовья бассейна р. Вывенки и далее уходит на Камчатский перешеек. В составе пояса, по данным П.К. Кепежинскаса [1985], преобладают андезиты известково-щелочной и толеитовой серий.

В низовьях р. Вывенки плиоцен-раннечетвертичные вулканиты содержат включения, представленные породами, метаморфизованными

в гранулитовой фации, реже амфиболитами и анатектическими биотитовыми гранитоидами. Таким образом, можно предполагать, что в основании пояса эффузивов известково-щелочного ряда находятся фрагменты древней континентальной коры. Подобные примеры не являются исключением на активной окраине запада Тихого океана. Они известны в кайнозойском вулканическом поясе Японии, в пределах Курильской островной дуги и в некоторых других районах.

Нахождение фрагментов дорифейской коры на севере Камчатки, очевидно, связано с деструкцией окраин Восточно-Азиатского континента и отторжением от него отдельных блоков, перемещенных на восток и юго-восток [Тектоника..., 1980]. Такой вывод основан на сравнении гранулитовых ксенолитов низовьев р. Вывенки с метаморфическими комплексами Омолонского, Тайгоносского и Охотского массивов, Срединного Камчатского и Ганальского хребтов. Они оказались почти идентичными по составу слагающих их минеральных ассоциаций и условиям образования.

В то же время в Пахачинском хребте в разновозрастных андезитах и андезитобазальтах находятся включения, представленные шпинелевыми перидотитами, серпентинизированными гарцбургитами, эклогитоподобными породами, габброидами и троктолитами, что свидетельствует о наличии здесь уже иного (мафического) типа коры. Пахачинские вулканы находятся на продолжении предполагаемой оси спрединга Командорской котловины и по петролого-геохимическим характеристикам сопоставляются с вулканидами интердуговых рифтов [Богданов, Кепежинкас, 1988].

Тектонические особенности окраинной структуры

Итак, если рассматривать структуру северо-западного обрамления Командорской котловины в целом, то можно сказать следующее. Для нее характерна своеобразная всеерная вергентность складчатых и разрывных нарушений (рис. 39). Во внешней полосе, прилегающей к Корьякскому хребту, складки опрокинуты на северо-запад и север, а плоскости надвигов наклонены на юг и юго-восток. В полосе, прилегающей непосредственно к Командорской котловине, наблюдается обратная картина, т.е. юго-восточная опрокинутость складок и северо-западное падение плоскостей надвигов.

При пересечении охарактеризованных зон вкрест их простирания обращает на себя внимание различная степень тектонизации комплексов во внешней, центральной и внутренней частях покровно-складчатого сооружения. В полосе, протягивающейся вдоль фронта Вывенковского надвига, ширина которой составляет 15—20 км, выявлена максимальная смятость и нарушенность геологических образований. Такая же (или, во всяком случае, близкая) складчато-разрывная тектоника наблюдается в полосе, прилегающей к побережью. Интенсивность деформаций этих зон убывает в глубь сооружения и характеризуется относительной простотой, вплоть до появления протяженных моноклиналей, сложенных верхнемеловыми и палеогеновыми породами. В зонах же сильной нарушенности преобладают опрокинутые и изоклинальные складки и многочисленные разрывы.

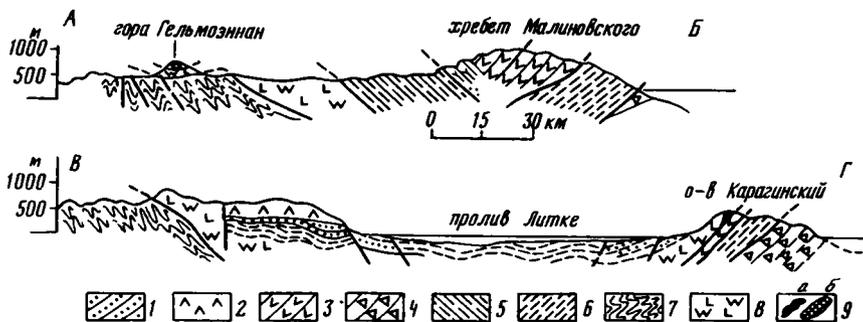


Рис. 39. Характер деформаций в Олюторско-Камчатской системе

1 — неоген-четвертичные отложения; 2, 3 — вулканиты: 2 — Апукско-Вывенского пояса (N_2-Q_1), 3 — Карагинско-Говенской зоны (Ф); 4 — осадочный меланж; 5—7 — флишиодные комплексы: 5 — Ильпино-Пахачинской зоны (Ф), 6 — о-ва Карагинский (K_2-P_3), 7 — Укэляятской зоны (К—Ф); 8 — кремнисто-вулканогенный комплекс Вывенско-Ватынской и Карагинско-Говенской зон (К); 9 — гипербазит-габбровый комплекс в аллохтонном залегании: а — офиолитовый меланж, б — дунит-пироксенит-габбровая ассоциация

Положение профилей см. на рис. 38

Структурно-формационные комплексы Корьякско-Камчатского региона, слагающие охарактеризованные зоны, оказались пространственно сближенными в относительно узкой системе, несмотря на дисгармоничность складчатых и разрывных нарушений. При этом имела место тенденция последовательного омоложения толщ в направлении от Восточно-Азиатского континента к Тихому океану.

Подавляющее большинство комплексов является принадлежностью островных дуг и краевых морей, и лишь некоторые из них отвечают внутренним частям океанического бассейна. Не исключается наличие среди аккретированных комплексов и микроконтинентов.

В процессе формирования структур региона был создан единый тектонический план без существенных перестроек в интервалах времени от позднего мела до среднего миоцена, что иллюстрируется характером разреза ильпинской серии. Главный этап аккреции пришелся здесь на средний миоцен, зафиксированный крупным региональным несогласием в основании молассового комплекса [Гладенков, 1985а,б].

КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРОЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Командорская впадина и ограничивающий ее на востоке подводный хребет Ширшова исследовались геофизическими методами, драгировками и одной скважиной. Материал весьма скудный, поэтому приводимые здесь краткие данные могут рассматриваться лишь как сугубо предварительные.

Разрез осадочного чехла Командорской котловины в объеме от верхнего миоцена (?) до плейстоцена вскрыт скв. 191 [Cooper et al., 1977]. Забой остановлен на глубине 900 м и достиг базальтов, возраст

В подстилающих их породах наблюдаются складки волочения, в общем параллельные плоскостям надвигания.

Вулканогенно-осадочный комплекс. Наиболее полно комплекс развит на п-ове Говена, где различаются две толщи — туфолавовая и существенно туфошлишиоидная. В составе первой преобладают разнообразные туфобрекчии, туфы, алевролиты и аргиллиты и покровы базальтов и андезитобазальтов. Общая мощность толщи составляет 1500—2000 м.

Туфошлишиоидная толща разделяется на ряд пакетов; в одних из них преобладают туфы, переслаивающиеся с алевролитами, аргиллитами и песчаниками, в других наблюдаются пачки ритмичного флишиоидного чередования терригенных пород с примесью вулканомиктового материала. В песчанниковой части ритма заметна градационная слоистость. Редкие покровы базальтовых лав характерны для средней части разреза толщи. Здесь же иногда присутствуют туфобрекчии и туфокогломераты.

На о-ве Карагинский вулканогенно-осадочный комплекс отличается резкой фациальной изменчивостью и фрагментарными разрезами. Значительную роль здесь играют грубообломочные породы, разделенные покровами базальтов мощностью от 6 до 30—35 м.

На п-ове Говена рассматриваемому комплексу отвечают вочвинская и (или) говенская свиты, в которых обнаружены остатки микрофауны преимущественно палеогенового возраста. Вопрос о возрасте комплекса на о-ве Карагинский менее ясен. Условно он определяется в объеме от маастрихта—дания до эоцена включительно.

Соотношения вулканогенно-осадочного комплекса с другими, как правило, тектонические. Сам комплекс дислоцирован неравномерно. Флишиоидная и туфогенная его части смяты в сложные и разнообразные по форме и амплитуде складки, тогда как породы вулканогенной части разреза образовали крутые складки с углами падения пород на крыльях не более 40°. Структура разбита разломами различной крутизны на чешуи и пластины. Некоторые из них тектонически перекрывают офиолитовый меланж.

В западной части о-ва Карагинский местами обнажается толща туфогенно-терригенных пород с горизонтами и пачками вулканомиктовых конгломератов и туфобрекчий. Она выделена в свиту мыса Тонс и, по-видимому, является аналогом одной из толщ вулканогенно-осадочного комплекса. Возраст свиты колеблется от среднего эоцена до нижнего миоцена, а мощность ее не более 450 м.

Флишиоидный комплекс. На о-ве Карагинский породы комплекса слагают полосу северо-восточного простирания шириной от 5—7 до 15—20 км. На севере острова в его состав входят песчано-алевролитовая, флишево-алевролитовая, спилит-алевролитовая и алевролитовая толщи (данные С.А. Мельниковой). В центральной части острова Б.К. Долматов и другие исследователи закартировали аргиллитовую, песчаниковую и песчано-аргиллитовую толщи.

Выделенные толщи содержат пакеты ритмичного переслаивания слоев песчаников и алевролитов равной мощности (5—15 см). В некоторых районах среди алевролитовых пачек, когда они не входят

во флишевые ритмы, наблюдались олистолиты и олистоплаки спилитизированных базальтов, линзы серпентинизированных перидотитов, пластины, сложенные породами кремнисто-вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов. Некоторые контакты олистолитов с алевролитовым матриксом подорваны, и в этих случаях создается впечатление, что олистостромовые толщи напоминают осадочный меланж, хотя таковым они не являются.

Существуют различные, и притом весьма противоречивые, данные о возрасте флишоидного комплекса, поскольку он обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и включает пластины, сложенные однофациальными, но разновозрастными толщами как мелового, так и палеогенового возраста. В относительно ненарушенных разрезах ильпинской свиты на п-ове Говена фауна моллюсков соответствует эоцену—олигоцену, а на о-ве Карагинский отвечает среднему эоцену.

Строение флишоидного комплекса определяется его существенной пластичностью, что приводит к образованию сложных структур. Пластины и чешуи собраны в опрокинутые складки разных размеров. Они, в свою очередь, нарушены разломами, ориентированными приблизительно параллельно осевым поверхностям складок. Детали внутренней структуры флишоидного комплекса рассмотрены выше, в гл. 1.

Комплекс осадочного меланжа. Характерен больше для о-ва Карагинский, а на п-ове Говена обнаруживаются лишь отдельные его фрагменты. Отличительная черта комплекса — его интенсивная тектонизация. Он состоит из матрикса и содержащихся в нем разнообразных включений. Матрикс представлен тектонизированными аргиллитами и алевролитами, а включения — будинами, глыбами, пластинами и обломками разных размеров, которые сложены песчаниками, кремнистыми породами, туфами, базальтами, редко габброидами.

Породы комплекса осадочного меланжа обладают исключительно выдержанным падением на северо-запад; реже наблюдается обратное залегание, приуроченное к перегибам изоклиналильных синформных складок. Ширина выходов тектонизированных аргиллитов и алевролитов колеблется в разных районах от нескольких сот метров до первых километров. Собранные в матриксе планктонные фораминиферы, радиолярии и моллюски позволяют высказать предположение, что его накопление происходило в палеоцене—эоцене; возможны некоторые отклонения от этого возрастного рубежа.

Комплекс субазральных вулканитов. На складчатые структуры западного обрамления Командорской впадины наложен почти недеформированный пояс субазральных вулканитов плиоцен-раннечетвертичного возраста. Он протягивается от верховьев р. Апуки через бассейн р. Пахачи и низовья бассейна р. Вывенки и далее уходит на Камчатский перешеек. В составе пояса, по данным П.К. Кепежинска [1985], преобладают андезиты известково-щелочной и толеитовой серий.

В низовьях р. Вывенки плиоцен-раннечетвертичные вулканиты содержат включения, представленные породами, метаморфизованными

в гранулитовой фации, реже амфиболитами и анатектическими биотитовыми гранитоидами. Таким образом, можно предполагать, что в основании пояса эффузивов известково-щелочного ряда находятся фрагменты древней континентальной коры. Подобные примеры не являются исключением на активной окраине запада Тихого океана. Они известны в кайнозойском вулканическом поясе Японии, в пределах Курильской островной дуги и в некоторых других районах.

Нахождение фрагментов дорифейской коры на севере Камчатки, очевидно, связано с деструкцией окраин Восточно-Азиатского континента и отторжением от него отдельных блоков, перемещенных на восток и юго-восток [Тектоника..., 1980]. Такой вывод основан на сравнении гранулитовых ксенолитов низовьев р. Вывенки с метаморфическими комплексами Омолонского, Тайгоносского и Охотского массивов, Срединного Камчатского и Ганальского хребтов. Они оказались почти идентичными по составу слагающих их минеральных ассоциаций и условиям образования.

В то же время в Пахачинском хребте в разновозрастных андезитах и андезитобазальтах находятся включения, представленные шпинелевыми перидотитами, серпентинизированными гарцбургитами, эклогитоподобными породами, габброидами и троктолитами, что свидетельствует о наличии здесь уже иного (мафического) типа коры. Пахачинские вулканы находятся на продолжении предполагаемой оси спрединга Командорской котловины и по петролого-геохимическим характеристикам сопоставляются с вулканидами интердуговых рифтов [Богданов, Кепежинкас, 1988].

Тектонические особенности окраинной структуры

Итак, если рассматривать структуру северо-западного обрамления Командорской котловины в целом, то можно сказать следующее. Для нее характерна своеобразная всеерная вергентность складчатых и разрывных нарушений (рис. 39). Во внешней полосе, прилегающей к Корьякскому хребту, складки опрокинуты на северо-запад и север, а плоскости надвигов наклонены на юг и юго-восток. В полосе, прилегающей непосредственно к Командорской котловине, наблюдается обратная картина, т.е. юго-восточная опрокинутость складок и северо-западное падение плоскостей надвигов.

При пересечении охарактеризованных зон вкрест их простираения обращает на себя внимание различная степень тектонизации комплексов во внешней, центральной и внутренней частях покровно-складчатого сооружения. В полосе, протягивающейся вдоль фронта Вывенковского надвига, ширина которой составляет 15—20 км, выявлена максимальная смятость и нарушенность геологических образований. Такая же (или, во всяком случае, близкая) складчато-разрывная тектоника наблюдается в полосе, прилегающей к побережью. Интенсивность деформаций этих зон убывает в глубь сооружения и характеризуется относительной простотой, вплоть до появления протяженных моноклиналей, сложенных верхнемеловыми и палеогеновыми породами. В зонах же сильной нарушенности преобладают опрокинутые и изоклиналильные складки и многочисленные разрывы.

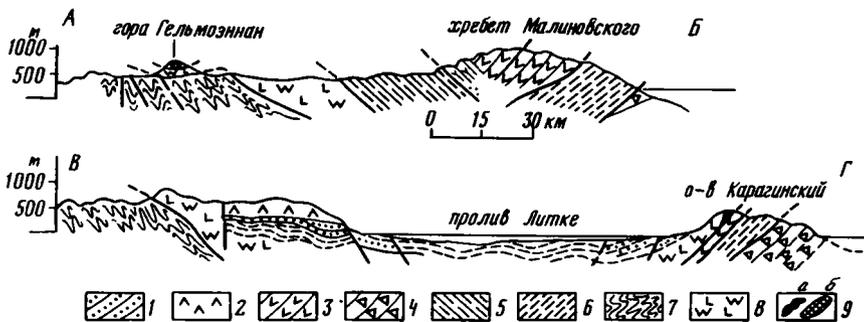


Рис. 39. Характер деформаций в Олюторско-Камчатской системе

1 — неоген-четвертичные отложения; 2, 3 — вулканиты: 2 — Апукско-Вывенского пояса (N_2-Q_1), 3 — Карагинско-Говенской зоны (P); 4 — осадочный меланж; 5—7 — флишодные комплексы: 5 — Ильпино-Пахачинской зоны (P), 6 — о-ва Карагинский (K_2-P_3), 7 — Укзляяской зоны (K—P); 8 — кремнисто-вулканогенный комплекс Вывенско-Ватынской и Карагинско-Говенской зон (K); 9 — гипербазит-габбровый комплекс в аллохтонном залегании: а — офиолитовый меланж, б — дунит-пироксенит-габбровая ассоциация

Положение профилей см. на рис. 38

Структурно-формационные комплексы Корьяско-Камчатского региона, слагающие охарактеризованные зоны, оказались пространственно сближенными в относительно узкой системе, несмотря на дисгармоничность складчатых и разрывных нарушений. При этом имела место тенденция последовательного омоложения толщ в направлении от Восточно-Азиатского континента к Тихому океану.

Подавляющее большинство комплексов является принадлежностью островных дуг и краевых морей, и лишь некоторые из них отвечают внутренним частям океанического бассейна. Не исключается наличие среды аккрецированных комплексов и микроконтинентов.

В процессе формирования структур региона был создан единый тектонический план без существенных перестроек в интервалах времени от позднего мела до среднего миоцена, что иллюстрируется характером разреза ильпинской серии. Главный этап аккреции пришелся здесь на средний миоцен, зафиксированный крупным региональным несогласием в основании молассового комплекса [Гладенков, 1985a, б].

КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРОЕНИЯ КОМАНДОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Командорская впадина и ограничивающий ее на востоке подводный хребет Ширшова исследовались геофизическими методами, драгировками и одной скважиной. Материал весьма скудный, поэтому приводимые здесь краткие данные могут рассматриваться лишь как сугубо предварительные.

Разрез осадочного чехла Командорской котловины в объеме от верхнего миоцена (?) до плейстоцена вскрыт скв. 191 [Cooper et al., 1977]. Забой остановлен на глубине 900 м и достиг базальтов, возраст

которых по первым К-Аг определениям составил 29,6 млн лет. Позднее он был переопределен и оказался равным 9,8 млн лет (сообщение А.К. Купера). Последнее значение возраста базальтов более вероятно, так как лучше согласуется с общей геологической обстановкой.

В западной части котловины наблюдается увеличение мощности отложений до 4 км. Этот осадочный клин шириной 15—20 км прослеживается от Олюторского залива вдоль восточного побережья о-ва Карагинский до п-ова Озерный. Далее он в основном поворачивает на юг и заканчивается в вершине входящего угла океана, образованного сочленением Курильских и Алеутских структурных зон [Ven-Avraġam, Соорег, 1981]. Данному клину соответствует отрицательная гравиметрическая аномалия, указывающая на существование желоба, заполненного компенсированными осадками [Гайнанов и др., 1969]. К нему приурочена зона 7-балльных землетрясений [Сейсмическое..., 1980].

Параллельно западной границе предполагаемого желоба, уже на суше, севернее 59° с.ш., протягивается только что рассмотренный пояс субазральных эффузивов, в пределах которого вулканическая активность прекратилась в плейстоцене, чем этот район отличается от Камчатского пояса ныне действующих вулканов, расположенного на его южном продолжении.

Чтобы представить себе особенности глубинного строения Командорской котловины, нужно было рассмотреть некоторые ее параметры в сравнении с Алеутской. Обнаружились при этом следующие различия: мощность земной коры в первой из них составляет 10—12, а во второй 15—16 км; тепловой поток равен соответственно 210 мкал/см², а мощность осадочного чехла в центре котловин 0,5—1 и 4,5—5 км [Соорег et al., 1977]. Все сказанное, несомненно, свидетельствует о более молодом возрасте формирования Командорской котловины.

Узкая зона высокого теплового потока в Командорской котловине расположена асимметрично. Она смещена на запад, к подножию континентального склона о-ва Карагинский, и прослеживается на север, к устью р. Пахахи, а на юге подходит к северному континентальному подножию Командорских островов. Отметим, что на континентальной террасе этого склона Командорских островов располагаются активные вулканы, свидетельствующие также о позднекайнозойских тектонических движениях. На молодой возраст котловины косвенно указывает и анизотропное строение верхней мантии под ней.

О подводном хребте Ширшова опубликовано несколько работ по результатам морской экспедиции на НИС "Дмитрий Менделеев". Крутой западный его склон сложен амфиболитами, габбро-диабазами и габброидами. Чуть восточнее в верхней части склона подняты кремнисто-вулканогенные глубоководные образования верхнего мела и палеогена [Богданов и др., 1983; Богданов, Непрочнов, 1984]. Этот набор пород сходен с отдельными компонентами офиолитовой ассоциации о-ва Карагинский. Следующая к востоку ассоциация пород представлена базальтами кайнозойского облика с абсолютным возрастом 35 млн лет. Далее залегают верхнемиоценовые

диатомиты, песчаники, конгломераты и брекчии. Состав галек и обломков в конгломератах и брекчиях соответствует драгированным магматическим и осадочным породам коренного ложа. В южной части хребта были драгированы туфы андезитов, возраст которых составляет 16,8 млн лет [Соорег et al., 1977].

Для выяснения палеотектонических связей Командорской котловины с прилегающими структурами не менее важным является вопрос о строении Командорских островов. Обычно они рассматривались как западное окончание единой Алеутской островной дуги [Ивашенко и др., 1984; Шмидт, 1978]. На самом же деле Алеутская дуга не единая, а разделяется на две части — алеутскую и командорскую. Заложение первой из них произошло в эоцене, и в дальнейшем, вплоть до голоцена, она активно себя проявляла. Петролого-геохимические особенности вулканических пород Алеутских островов и положение этой части дуги между Тихим океаном, с одной стороны, и глубоководными впадинами Берингова моря — с другой, позволяют относить их к разряду энсиматических образований.

На Командорских островах вулканическая деятельность проявлялась в эоцене, позднем олигоцене — раннем миоцене и плиоцене. Эоценовые вулканы здесь представлены контрастной базальт-риолитовой и шошонитовой сериями, которые на Алеутских островах неизвестны. Есть еще некоторые существенные различия: комплексы палеогеновых фораминифер Командорских и Алеутских островов, согласно данным М.Я. Серовой, не сопоставляются между собой. Кроме того, в работах Ю.А. Жегалова установлено присутствие в палеогеновых конгломератах Командорских островов большого числа галек и валунов, сложенных экзотическими породами — гнейсами, амфиболитами, зелеными сланцами, гранитоидами, не свойственными смежным районам.

ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Петролого-геохимические и формационные особенности вулканических и осадочных пород, слагающих охарактеризованные зоны в пределах континента и акватории Берингова моря, дают возможность установить их тектоническую принадлежность и позволяют в то же время восстановить палеогеодинамические обстановки в конце мела и в кайнозое.

Меловой (кампан-маастрихтский) флиш Укэляйтской зоны мог формироваться в глубоководном прогибе на океанической коре. Со стороны Корякского хребта (Майницкая и Хатырская зоны), который к концу мела представлял собой относительное поднятие, в бассейн поступали обвальнo-оползневые образования, отложившиеся в виде олистостромовых горизонтов и линз, как это запечатлено в разрезах северной части Укэляйтской зоны. Одновременно в этом бассейне шло накопление кремнистых пород, сочетавшееся с подводной вулканической деятельностью.

Какие события происходили в конце мела в Вывенско-Ватынской зоне, ныне соседствующей с Укэляйтской? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо проанализировать состав и строение слагающих

ее вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов. Предполагается, что самый ранний из них толлит-базальтовый комплекс неоднороден. Одна группа базальтов (большая) обнаруживает сходство с толлитами спрединговых зон, а вторая (подчиненная) группа представляет собой породную ассоциацию, переходную к базальтам островных дуг, что, вероятно, является следствием геохимической неоднородности мантийного источника, из которого выплавлялись базальты гытгынского типа.

Все остальные вулканические породы кампан-маастрихтского возраста, переслаивающиеся с туфами, граувакками и терригенными породами, относятся к известково-щелочной серии. Они представлены базальтами, андезитобазальтами, реже средними и кислыми лавами и формировались либо на поднятиях островных дуг (одной или нескольких?), либо, если они занимают подчиненное положение в разрезах, в прогибах, соседствующих с островными дугами. Замечено постепенное возрастание количества обломочного материала вверх по разрезу с появлением конгломератов, брекчий, туфогравелитов и вулканомиктовых песчаников, образующихся в мелководных условиях.

Если классифицировать Вывенско-Ватынскую зону в целом, то можно сказать, что она является принадлежностью островодужной системы энсиматического типа, в пределах которой активная вулканическая деятельность практически прекратилась к началу палеогена.

Тем временем океаническая кора Укэлятского глубоководного бассейна вовлеклась в субдукцию вблизи края Корякского континентального массива, в результате чего стал активно действовать энсиалический вулканический пояс, получивший название Куюльского или Западно-Камчатско-Корякского. Фрагменты пояса сейчас обнажаются на восточном побережье Маметчинского залива, в бассейне р. Куюл, и далее продолжают с перерывами на северо-восток, к верховьям р. Майн и в бассейн р. Анадырь. Пояс, ориентированный примерно параллельно современным тихоокеанским простирианиям, принадлежит к структурным образованиям андийского типа, однако в отличие от окраинно-континентального Охотско-Чукотского пояса он сложен известково-щелочными вулканитами с резким преобладанием в них натровых серий над калиевыми.

К востоку от Куюльского вулканогенного пояса находился глубоководный желоб. Осадконакопление в нем носило регрессивный характер с тенденцией к увеличению грубообломочного материала вверх по разрезу. Некомпенсированные условия осадконакопления постепенно сменились компенсированными, а к началу олигоцена породы подверглись некоторому скупиванию, с возможным образованием аккреционной призмы.

Еще восточнее располагалась сложно построенная островодужная система, состоящая из Вывенского поднятия (в палеоцене и эоцене оно местами было выведено выше уровня моря), Ильпинского прогиба и действующей Карагинско-Говенской вулканической дуги. Ильпинский прогиб, судя по формациям, выполняющим Ильпинско-Пахачинскую зону, в палеоцене и эоцене мог занимать либо террасу

островной дуги, либо пространство между дугами. Об этом свидетельствует заметное увеличение вулканомиктового материала (туфов, граувакк, обломков базальтов и андезитобазальтов) в юго-восточной части зоны. В центральной части прогиба следы вулканической деятельности отсутствуют, и здесь распространены исключительно терригенные формации с флишевыми горизонтами. Можно предположить, что Ильинский прогиб на месте своего первоначального положения был достаточно широким и лишь впоследствии произошло значительное сокращение его коры.

Карагинско-Говенская дуга состояла из ряда островов и поднятий, сменяющих друг друга по простиранию и вкрест. Между ними располагались относительно неглубокие прогибы. Весьма активная вулканическая деятельность сопровождалась выбросами пирокластических продуктов разной размерности, вплоть до крупных брекчий и валунов. Столь резкая контрастность рельефа, распознаваемая по особенностям строения обломочного и туфолавого материала, вероятно, была обусловлена высокой сейсмичностью всей островодужной системы.

Островодужная система с востока сопровождалась глубоководным желобом и зоной субдукции, отражением которой является осадочный меланж о-ва Карагинский. Это — типичное аккреционное образование, свойственное многим районам континентального обрамления Северной Пацифики.

В олигоцене субдукция океанической коры под Карагинско-Говенскую дугу прекращается, и вслед за этим происходит быстрое сближение островодужного поднятия с субконтинентальным блоком северо-восточной части Корякского нагорья. В результате возник следующий латеральный ряд структур: активная окраина с вулканическим поясом — желоб — окраинное море — неактивное островодужное поднятие с аккреционным клином в его фронтальной части.

Наиболее значительные по масштабам явления в рассматриваемом регионе связаны с миоценовой коллизией. Она нашла отражение в среднемиоценовом региональном несогласии, в деформациях, сучивании коры и прекращении субдукции. В результате образовалась новая окраина континента за счет приращения деформированных пород островодужного поднятия и аккреционного клина.

Сразу же после коллизии началось раскрытие Командорской котловины и произошло формирование в ней молодой океанической коры. Ее наращение компенсировалось на востоке сучиванием с образованием подводного хребта Ширшова около предполагаемого трансформного разлома. К западу от оси спрединга компенсация осуществлялась за счет субдукции океанической коры под кору переходного типа, принадлежащую причлененной островной дуге.

С этим процессом так или иначе коррелируются плиоцен-раннечетвертичный известково-щелочной вулканизм Камчатского перешейка, приближение Командорской дуги к ее современному местоположению, а также образование Пахачинско-Апукского рифта, находящегося в пределах суши на продолжении оси спрединга.

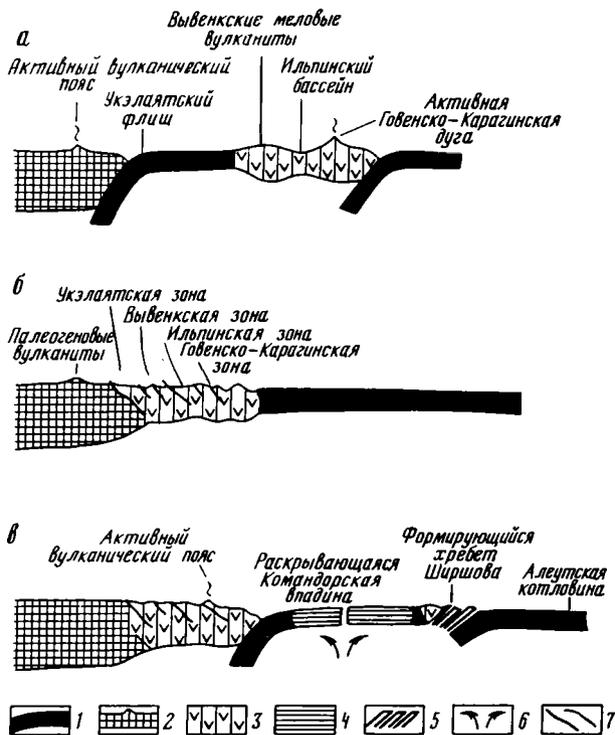


Рис. 40. Палеогеодинамические реконструкции западной части Беринговоморского региона для эоцена — P_2 (а), миоцена — N_1^{1-3} (б) и плиоцена — N_2 (в)

1—4 — типы коры: 1 — океаническая, 2 — континентальная, 3 — островных дуг, 4 — новообразованная кора Командорской впадины; 5 — осадочный чехол хребта Ширшова; 6 — зона спрединга; 7 — разломы

Смена во времени и в пространстве геодинамических обстановок показана на рис. 40.

Резюмируя изложенный материал, можно сделать следующие выводы.

1. Мел-кайнозойская эволюция Корьякско-Камчатского региона определялась взаимодействием континентальной и океанической плит, следствием чего явилось формирование палеогенового Западно-Камчатско-Корьякского вулканогенного пояса и приключенной к нему сложно построенной Олюторско-Камчатской системы. В пределах последней расшифровываются разнообразные тектонически сближенные комплексы островных дуг, глубоководных желобов и краевых морей, офиолитовой ассоциации, внутриокеанических островов и поднятий, микроконтинентов.

2. Мы не обладаем в настоящее время представительными палеомагнитными и палеонтологическими данными, чтобы уверенно судить о первоначальном местонахождении тектоностратиграфических тер-

рейнов и масштабах их перемещения. Первые палеомагнитные определения палеошироты по маастрихтским породам о-ва Карагинский показали результат, соответствующий 40° с.ш. (данные Д.В. Коваленко). Они согласуются с соображениями, основанными на широких сопоставлениях с районами Южной Аляски и Канадских Кордильер, чередные образования которых находились в более южных широтах на весьма значительных расстояниях от окраины Евразийско-Американского континента.

3. Предпринятые палеогеологические реконструкции Анадырско-Корякского региона вытекают из плито-тектонических представлений. Удалось показать, что последний этап спрединга в Командорской котловине произошел в среднем миоцене. Этому предшествовали коллизия комплексов островодужной системы с континентом и становление тектонического плана, близкого к современному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы по геологии, петрологии, геодинамике и стратиграфии кайнозоя слабо изученных районов — о-ва Карагинский, п-ова Говена и некоторых других, смежных с ними и составляющих западное обрамление Командорской котловины Берингова моря — показывают, что эти районы взаимосвязаны происхождением и историей развития.

При рассмотрении истории развития предлагается мобилистская модель образования складчатых и покровных структур. Доказывается существование аккреционной тектоники, суть которой заключается в неоднократном причленении фрагментов островных дуг и сопряженных с ними элементов к окраине новообразованного в мезозое Восточно-Азиатского континента, простирающегося западнее Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Индикаторами аккреционной тектоники являются покровы, зоны субдукционного меланжа, фрагменты офиолитового разреза и т.п. Их первоначальное местонахождение подкреплено в некоторых случаях немногочисленными палеомагнитными данными.

Главная эпоха аккреции пришлось на средний миоцен. В изученных районах повсеместно прослеживаются предсреднемиоценовое несогласие и перестройки структурного плана. С этой эпохой так или иначе связаны тектонические преобразования по периферии Тихого океана, ускорение спрединга и субдукция. Предложена модель образования Командорской котловины и ограничивающего ее с востока хребта Ширшова. Согласно этой модели, раскрытие новообразованной Командорской впадины происходит после столкновения Олюторского блока с аккреционной системой Северной Корьякии. При движении этого блока к окраине Евразии находившаяся в его тылу (на востоке) океаническая Палеокомандорская кора взаимодействовала с Алеутской, в результате чего происходит первый этап формирования подводного хребта Ширшова. Затем на его западных склонах вследствие перераспределения напряжений возникает рифт, а впоследствии — спрединговая зона, перемещавшаяся к западу. Формирование новообразованной коры компенсировалось поглощением более тяжелой Палеокомандорской океанической коры под подчлененным Олюторским блоком на западе и некоторым скупиванием коры на востоке, в хребте Ширшова. В таком аспекте данная модель является в известной степени оригинальной.

В работе систематизирован большой фактический материал, анализ которого позволяет реконструировать палеогеодинамические обстановки. В ней содержатся данные по петрологии магматических комплексов, их геохимии и петрохимии, на основании анализа которых сделаны сравнения с современными приокеаническими зонами запада Тихого океана.

Естественно, что выявленные историко-геологические закономерности применительно к Западному Беринговоморью не могут быть признаны бесспорными, тем не менее они вытекают из того практического материала, которым к настоящему времени располагают авторы.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Дмитриенко Н.К. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.

Аверина Г.Ю. Новые данные о возрасте кремнисто-аргиллитовой толщи острова Карагинский (Камчатская область) по микрофауне // Экология и биогеография микроорганизмов (фораминиферы, остракоды, радиолярии, наннопланктон) в связи с совершенствованием детальных стратиграфических схем: Тез. IX Всесоюз. микропалеонтол. совещ., Ухта, 1983 г. М.: ГИН АН СССР, 1983. С. 1.

Аверина Г.Ю. Возраст кремней острова Карагинский (Камчатская область) по радиоляриям // Радиолярии и биостратиграфия: Информ. материалы. Свердловск, 1987. С. 5—8.

Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 3. С. 111—123.

Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Там же. 1979. № 1. С. 85—96.

Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И. Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 19—35.

Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.

Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183—1187.

Богданов Н.А., Кеpezинскas П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 3—11.

Богданов Н.А., Кеpezинскas В.В., Федорчук А.В., Усова Л.В. Магматические

и метаморфические породы подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 16—48.

Богданов Н.А., Непрочнов Ю.П. Геология глубоководных впадин Берингово моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. С. 4—11. (XXVII МГК. Симпоз. С. 06.2.3: Доклады; Т. 6, ч. 2).

Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 196 с.

Борсук А.М., Цветков А.А. Магматические формации западной части Алеутской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 9. С. 20—36.

Борсук А.М., Цветков А.А., Чернышев И.В., Журавлев Д.С. Эволюция магматизма Алеутской островной дуги // Петрология. М.: Наука, 1984. С. 32—41. (XXVII МГК. С. 09: Доклады; Т. 9).

Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21—35.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

Вишневецкая В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст Ватинской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 71—78.

Гайнанов А.Г., Косминская И.П., Строев П.А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 8. С. 3—11.

Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с.

Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30: Северо-Восток СССР, ч. 1: Геологическое описание. 548 с.

Гладенков А. Ю. Осадочные неогеновые отложения междуурья Пахачи и Алуки (юг Корякского нагорья) // Литосфера: Вопросы геологии и охраны среды. М.: Наука, 1985а. С. 24—25.

Гладенков А. Ю. Осадочный верхний кайнозой обрамления Командорской впадины // Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985б. С. 25—26.

Гладенков Ю. Б. Иолдни неогена Северо-Восточной Камчатки (Ильинский полуостров) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 1. С. 141—147.

Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.

Гладенков Ю. Б. Климатические колебания в неогене северной части Камчатки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 2. С. 407—409.

Гладенков Ю. Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Там же. 1984. Т. 274, N 3. С. 678—680.

Гладенков Ю. Б., Витухин Д. И., Орешкина Т. В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. Ч. 1. С. 62—65.

Гладенков Ю. Б., Гречин В. И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о-в Карагинский) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 49, N 5. С. 72—81.

Гладенков Ю. Б., Луцкина Н. В. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, N 5. С. 1169—1172.

Гладенков Ю. Б., Маргулис Л. С., Шанцер А. Е. и др. Корреляция геологических событий позднего миоцена—плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 9. С. 5—19.

Гладенков Ю. Б., Шанцер А. Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, N 4. С. 35—41.

Гнибиденко Г. С. Тектоника Командорской впадины // Геология Командорской впадины. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 5—12.

Голяков В. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка // Геология и геофизика. 1966. N 10. С. 98—102.

Дитмар А. В., Успенский А. Н. К вопросу о взаимоотношениях между ватинской и ильинской сериями в бассейнах рек Укэлята, Ачайваяма и Матыскена (Корякское нагорье) // Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963. С. 106—108.

Добрецов Н. Л., Конников Э. С., Медведев В. Н., Склярлов И. И. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнекаледонские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34—58.

Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187, N 5. С. 1117—1119.

Долматова Л. М. Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские острова, о-в Карагинский) // Микрорепалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 76—82.

Дундо О. П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья: Проект унифицированной и корреляционной схем // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Наука, 1974. С. 3—16.

Ермаков Б. В., Коляда А. А., Василенко Л. В. и др. Стратиграфическое расчленение ритмичных терригенных отложений центральной части Корякского нагорья // Там же. С. 65—69.

Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.

Жегалов Ю. В. Стратиграфия третичных отложений Командорских островов // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Госгортехиздат, 1961. С. 198—204.

Жегалов Ю. В. Командорские острова // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31: Камчатская область, Курильские и Командорские острова, ч. 1: Геологическое описание. С. 645—676.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Томуртоого О., Коптева Л. И. Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнекаледонские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 7—19.

Иващенко Р. У., Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф. Геология Командорских островов // Владивосток: изд. СахКНИИ, 1984. 192 с.

Ирвин Т. Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией

и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241—300.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
Кеpezжинскas К.Б., Дагис Л.А., Зоркина Л.С., Прусевич Н.А. Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок // Геология и геофизика. 1984. N 2. С. 11—25.

Кеpezжинскas П.К. Физико-химические условия кристаллизации маловодных андезитовых расплавов (по данным термобарогеохимии) // Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985. С. 22—23.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

Коляда А.А. О взаимоотношениях между Ильпийской и Ватынской сериями (Корякское нагорье) // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 137—141.

Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. Шовные зоны как тип глубинных разломов (на примере Карагинско-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, N 3. С. 683—685.

Кравченко-Бережной И.Р. Происхождение высокоглиноземистых толеитов (на примере базальтов о-ва Карагинского) // Геологические процессы литосферы. М.: Наука, 1986. С. 8—11.

Липман Р.Х. Значение радиоларий для стратиграфического расчленения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, N 6. С. 67—88.

Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1968. 20 с.

Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976. С. 27—39. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).

Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).

Мельникова С.А. Допалеогеновые метаморфические и вулканогенно-кремнистые образования, вмещающие интрузии гипербазитов о-ва Карагинского // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан:

Кн. изд-во, 1976. С. 44—45. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).

Мельникова С.А., Домратов Б.К. К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Карагинский // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1973. С. 42—56.

Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. N 4. С. 144—149.

Орешикина Т.В. Комплексы диатомей морских неогеновых отложений о-ва Карагинский (Восточная Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 11. С. 57—66.

Орешикина Т.В. Морские диатомы из палеогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1982. С. 159—162.

Орешикина Т.В. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 5. С. 60—73.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.

Пичугина Г.К., Ермаков Б.В., Баженова О.К. Новые данные по стратиграфии южной части Корякского нагорья // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 48—52.

Пичугина Г.К., Криштофович Л.В., Егизаров Б.Х. Схема стратиграфии палеогеновых и миоценовых отложений северо-западной части Олюторско-Камчатской складчатой области // Там же. С. 42—47.

Поздеев А.И. К стратиграфии неогеновых вулканогенных образований Корякского нагорья // Тез. докл. XIV Тихоокеан. науч. конгр. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 96—97.

Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

Пронина И.Г. Биостратиграфия палеогена Ильпийского полуострова по моллюскам (Восточная Камчатка) // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: Всесоюз. нефт. н.-и. геол.-развед. ин-т, 1981. С. 35—45.

Пушкаръ В.С. Биостратиграфия донных осадков по диатомеям // Геологическая история Берингова моря. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1981. С. 26—29.

Решения Второго Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1982. 134 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Салин Ю.С., Челебаева А.И. Новые данные о морских неогеновых отложениях западного побережья залива Корфа на Камчатке // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1977. С. 95—100.

Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. С. 278—283.

Серова М.Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 127).

Серова М.Я. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ юго-западной части Корякского нагорья (п-ов Говена) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 2. С. 412—415.

Серова М.Я. Планктонные фораминиферы верхнепалеоценовых отложений п-ова Говена (Корякское нагорье, северо-западная часть Тихоокеанской провинции) // Вопр. микропалеонтологии. 1970. Вып. 13. С. 168—179.

Серова М.Я. Планктонные фораминиферы палеогена и неогена северной части Тихоокеанской провинции // Там же. 1978. Вып. 21. С. 162—181.

Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н. Палеоген южной части о-ва Карагинский (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. N 11. С. 73—82.

Симкин Г.С. Тектонические покровы и серпентинитовый меланж острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, N 4. С. 55—59.

Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 10. С. 12—28.

Тавлани М., Лангсет М. Динамика океанической коры // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 28—54.

Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование

возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майна-Кайкине (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 11. С. 139—146.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 286 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Федорчук А.В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. N 1. С. 37—46.

Федорчук А.В., Гладенков А.Ю., Дмитриев Д.А. Вулканогенно-осадочные серии о-ва Беринга (Командорские острова) и их возраст // Вопросы строения литосферы. М.: Наука, 1987. С. 16—22.

Храмов Н.А., Салин Ю.С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 12—23. (Тр. Ин-та вулканологии СО АН СССР; Вып. 23).

Храмов Н.А., Флоренский И.В., Салин Ю.С. К методике картирования геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 129—135.

Цветков А.А., Федорчук А.В., Гладенков А.Ю., Аркелянц М.М. Новые данные о геологическом строении о-ва Беринга // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, N 6. С. 1427—1431.

Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород драгированных с хребта Ширшова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 11. С. 80—85.

Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Мчедlishvili П.А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М.: Наука, 1966. С. 67—85.

Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю. Аккреционная призма западного обрамления Командорской глубоководной впадины // Геология океанов и морей: Тез. докл. VII Всесоюз. шк. по морской геологии. М.: ИО АН СССР, 1986. Т. 2. С. 48—49.

Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. К тектонике о-ва Карагинский // Геотектоника. 1989. N 1. С. 121—123.

Шапиро М.Н. Обломки липаритов и гранитов в мел-палеогеновых толщах о-ва Карагинский: (Состав и проблемы источ-

ников) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, N 5. С. 23—33.

Шапиро М.Н., Петрина Н.М. Новые данные о геологическом строении о-ва Карагинский (Берингово море) // Тихоокеан. геология. 1985. N 1. С. 108—110.

Шараськин А.Я. Проблемы активных окраин в свете данных глубоководного бурения // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 131—138.

Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1986. Vol. 87. P. 393—481.

Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N // Science. 1969. Vol. 165, N 3898. P. 1112—1113.

Averina G.Yu. The age of the cherts from Karaginsky Island (Bering Sea) // XVI. Pacif. sci. Congr.: Abstracts. Seoul, 1987. P. 21.

Averina G.Yu. Finding of Paleogene radiolarian at the north of Kamchatka (Bering Sea region) // Geologica and Palaeontologica. First Intern. conf. on radiolaria (EURORAD-V): Abstracts. Marburg, 1988. P. 8.

Barron J.A. Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling Project // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980. Vol. 56/57, pt 2. P. 641—685.

Barron J.A. Late Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of middle-latitude eastern North Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 63 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1981. Vol. 63. P. 507—538.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites — application to some ophiolites // Canad. J. Earth Sci. 1979. Vol. 16, N 9. P. 1874—1882.

Ben-Avraham Z., Cooper A.K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92, pt 1. P. 485—495.

Campbell A., Clark B. Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. N 57. P. 1—61.

Cawthorn R.G., O'Hara M.J. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis // Amer. J. Sci. 1976. Vol. 276. P. 309—329.

Clark B.L., Campbell A.S. Eocene radiolarian faunas from the Mt. Diablo area, California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1942. N 39. P. 1—112.

Clark B.L., Campbell A.S. Radiolaria from the Kreycenhagen formation near Los Banos, California // Geol. Soc. Amer. Mem. 1945. N 10. P. 1—66.

Colley H.C., Warden A.J. Petrology of New Hebrides // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 10. P. 1635—1646.

Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. The Bering Sea — a multifarious marginal basin // Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. Wash. (D.C.): AGU, 1977. Vol. 1. P. 437—459.

Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea basin // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 81, N 8. P. 1119—1126.

Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. Vol. 157. P. 801—803.

Dietrich V., Emmermann R., Puchelt H., Keller J. Oceanic basalts from the Tyrrhenian basin, DSDP Leg 42A, Hole 373 A // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1978. Vol. 42, pt. 1. P. 515—530.

Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific // J. Petrol. 1973. Vol. 14, N 3. P. 420—466.

Flower M.F.J. Anorthosite genesis: The mid-ocean ridge analogue // Geology. 1984. Vol. 12, N 11. P. 651—654.

Foreman H. Upper Maestrichtian radiolaria of California // Paleontol. Assoc. London Spec. Pap. 1968. N 3. P. 1—82.

Hart S. Chemical variance in deep ocean basalts // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1976. Vol. 34. P. 301—331.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28. P. 283—297.

Hess H.H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor // Proc. XVII Symp. Colston Res. Soc. Univ. Bristol. L.: Butterworths, 1965. P. 317—333.

Holloway J.B., Burnham C.W. Melting relations of basalts with equilibrium water pressure less than total pressure // J. Petrol. 1972. Vol. 13, N 1. P. 1—29.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common vol-

- canic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523—548.
- Koizumi I.* Tertiary diatom flora of Oga peninsula, Acita Prefecture, northeast Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2.* 1968. Vol. 40, N 3. P. 171—240.
- Koizumi I.* The Late Cenozoic diatoms of the sites 183—193, Leg 19 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1973a. Vol. 19. P. 805—855.
- Koizumi I.* The stratigraphic ranges of marine planktonic diatoms and diatom biostratigraphy in Japan // *Mem. Geol. Soc. Jap.* 1973b. N 8. P. 34—44.
- Koizumi I.* Late Cenozoic diatom biostratigraphy of the Circum-North Pacific region // *J. Geol. Soc. Jap.* 1975. Vol. 81, N 10. P. 611—627.
- Koizumi I.* Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // *Ibid.* 1985. Vol. 91, N 3. P. 195—211.
- Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321—355.
- O'Hara M.J., Yoder H.S.* Formation and fractionation of basic magmas at high pressures // *Scott. J. Geol.* 1967. Vol. 3, N 1. P. 67—117.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19, N 2. P. 290—300.
- Pearce J.A., Norry M.G.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 69. P. 33—47.
- Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E.* et al. Chemical characteristics of island arc basalts: implications for mantle sources // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30, N 3. P. 227—256.
- Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E.* Radiolaria, Leg 14 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1972. Vol. 14. P. 495—648.
- Presnall D.C., O'Donnel T.H., Brenner N.L.* Cusps on solidus curves as control for primary magma composition, a mechanism for producing oceanic tholeiites of uniform composition // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 9. P. 1771—1777.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1974. N 151. P. 1—31.
- Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* Terrane accretion, production, and continental growth: A perspective based on the origin and tectonic fate of the Aleutian—Bering Sea region // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 3. P. 43—47.
- Serri G., Saitta M.* Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins: A comparison // *Ofioliti.* 1980. N 5(2/3). P. 241—264.
- Shervais J.W.* Ti—V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 2. P. 101—118.
- Steinack P.L., Gibson J.M.* Age and correlation of the Eocene Ulatisian and Nazarian stages, California reply // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 3. P. 535—536.
- Sun S.-S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 44. P. 119—138.
- Treves B.* Il Complesso Casanova nell'area d'Suvero, La Spertia: sedimentologia e provenienza dei clasti // *Ofiolit.* 1983. N 8. P. 165—168.
- Whitford D.J., Nickolls I.A., Taylor S.R.* Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 3. P. 341—356.
- Wood D.A., Varet J., Bougault H.* et al. The petrology, geochemistry and mineralogy of North Atlantic basalts: A discussion based on IPOD leg 49 // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1979. Vol. 49. P. 597—655.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Геологическое строение п-ова Говена и о-ва Карагинский (В.Д. Чехович, И.Р. Кравченко-Бережной, Г.Ю. Аверина)	4
Структурно-формационные комплексы	7
Особенности тектонического строения западного обрамления Командорской впадины	94
О структурных связях о-ва Карагинский и п-ова Говена	109
Глава 2. Олигоцен и неоген Командорской впадины и ее обрамления (А.Ю. Гладенков)	110
Разрезы Командорской впадины и ее обрамления	112
Корреляция разрезов	124
Условия накопления кайнозойских отложений	128
Глава 3. Позднемеловая—кайнозойская история Корякско-Камчатского региона и Командорской котловины Берингова моря (Н.А. Богданов, С.М. Тильман, В.Д. Чехович)	131
Геологическое строение континентальной окраины	131
Краткий очерк строения Командорской котловины	143
Палеогеологические реконструкции	145
Заключение	150
Литература	152

CONTENTS

Foreword	3
Chapter 1. Geological structure of the Govená peninsula and Karaginsky Island <i>(V.D. Tchekhovitch, I.R. Kravchenko-Berezhnoi, G.Yu. Averina)</i>	4
Structural-formational complexes	7
Peculiarities of tectonic structure of the Komandor basin west framing	94
On structural relation of the Karaginsky Island and Govená peninsula	109
Chapter 2. Oligocene and Neogene of the Komandor basin and its framing <i>(A.Yu. Gladenkov)</i>	110
Sections of the Komandor basin and its framing	112
Correlation of sections	124
Cenozoic deposits accumulation environments	128
Chapter 3. Late Cretaceous—Cenozoic evolution of the Koryak-Kamchatka region and the Komandor basin of Bering Sea <i>(N.A. Bogdanov, S.M. Tielman, V.D. Tchekhovitch)</i>	131
Geologic structure of continental margin	131
Review of the Komandor basin structure	143
Palaeogeological models	145
Conclusions	150
References	152

Научное издание

**Чехович Вадим Дмитриевич
Богданов Никита Алексеевич
Кравченко-Бережной Игорь Романович и др.**

**ГЕОЛОГИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
БЕРИНГОВОМОРЬЯ**

*Утверждено к печати
Институтом литосферы АН СССР*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технические редакторы *Г.П. Каренина, И.И. Джиоева*
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 39836

Подписано к печати 14.12.89. Т – 15249
Формат 60×90/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,3. Уч.-издл. 12,2
Тираж 400 экз. Тип. зак. 2181
Цена 2 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 40 к.