



А.А. Пейве

СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.А. Пейве

**СТРОЕНИЕ
И СТРУКТУРНОЕ
ПОЛОЖЕНИЕ
ОФИОЛИТОВ
КОРЯКСКОГО ХРЕБТА**

Труды, вып. 393

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *Ю.М. Пущаровский*



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

1984

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.A. Peyve

STRUCTURE AND STRUCTURAL POSITION
OF THE KORVAK RIDGE OPHIOLITES

Transactions, vol. 393

Пейве А.А. Структура и структурное положение офиолитов Корякского хребта. — М.: Наука, 1984 (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 393).

В работе существенно уточнена сложная покровно-складчатая структура района. Получены новые данные по вещественному составу и структурному положению пород офиолитовой ассоциации, что в совокупности позволило разработать новую трактовку истории тектонического развития Корякского хребта. Устанавливаются два возрастных интервала существования океанической коры (палеозойско-триасовый и юрско-меловой) с различным характером офиолитового разреза. Такие же этапы отмечаются и в западной части Аляски, что позволяет полностью воссоздать историю формирования тектонических структур северной части Тихоокеанского подвижного пояса. Детально описаны отдельные серпентинитовые меланжи и габбро-гипербазитовые массивы. Приводится геохимическое сопоставление различных пород офиолитовой ассоциации Корякского хребта.

Табл. 15, ил. 50, библиогр.: с. 95—99 (140 назв.).

Рецензенты:

М.С. Марков, Н.А. Богданов

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*,
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников

Reviewers:

M.S. Markov, N.A. Bogdanov

Editorial board:

Academician *A.V. Peyve* (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of Academy of Sciences
of the USSR *P.P. Timofeev, V.G. Gerbova, V.A. Krashenninnikov*

Responsible editor

Corresponding Member of Academy of
Sciences of the USSR *Yu.M. Pushcharovsky*

ВВЕДЕНИЕ

Корякский хребет является северо-восточной частью Корякско-Камчатской складчатой области и простирается от бухты Угольной на юго-запад на 450 км при ширине 120 км. Корякско-Камчатская область, расположенная по периферии Тихого океана, характеризуется незавершенностью процессов образования континентальной коры [Марков и др., 1979]. В целом рассматриваемый регион отличается исключительно широким распространением офиолитовых покровов. Гранитоиды встречаются относительно редко, причем резко преобладают породы плагиигранитной формации.

В Корякском хребте наиболее широко распространены вулканогенно-кремнистые и туфо-терригенные серии с возрастным диапазоном поздний палеозой—палеоген. Все они интенсивно дислоцированы с образованием покровов и сложных систем складок. Наиболее крупные тектонические движения имели место в юре—мелу.

Наличие офиолитовых покровов является одной из характернейших черт геологии Корякского хребта. Хорошая обнаженность и сравнительная доступность района позволяют подходить к решению многих вопросов, касающихся происхождения пород офиолитовой ассоциации и становления офиолитовых покровов. Естественно, что названные вопросы прямо связаны с проблемой преобразования океанической земной коры в континентальную, весьма актуальной и до конца не решенной.

До настоящего времени нет обобщающих работ по составу и структурному положению офиолитовых покровов Корякского хребта, хотя отдельные вопросы, связанные с офиолитовой тематикой, рассматривались рядом исследователей.

В предлагаемой работе сделана попытка выяснить тектоническое строение и состав разрозненных и разновозрастных выходов пород офиолитовой ассоциации Корякского хребта, а также сопоставить их с офиолитами, развитыми на возможном восточном продолжении структур хребта на Аляске, для выявления особенностей процесса преобразования океанической коры в континентальную в северной части Тихоокеанского пояса. Разработка темы существенна не только для выяснения структурной эволюции Корякского хребта и отдельных общих вопросов геологии офиолитов, но и для правильной ориентации поисков и прогнозирования полезных ископаемых. Следует отметить, что в Корякском хребте в условиях хорошей обнаженности достаточно полно представлены практически все члены офиолитовой ассоциации.

Основной фактический материал был собран в ходе полевых работ, проводимых в составе Корякской экспедиции ГИН АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Исследования были начаты автором в 1977 г. Они проводились путем крупномасштабного площадного картирования как габбро-гипербазитовых массивов и серпентинитовых меланжей, так и узловых районов сочленения различных структурно-формационных комплексов. В работе использованы оригинальные петрохимические и геохимические анализы, а также учтены материалы и литературные данные по некоторым другим офиолитовым комплексам, в особенности по офиолитам Аляски.

В результате проведенных исследований получены новые данные по вещественному составу и структурному положению пород офиолитовой ассоциации Корякского хребта. Значительно уточнены также структурные взаимоотношения между основными структурно-формационными комплексами, что в совокупности позволило разработать новую трактовку истории тектонического развития Корякского хребта. Устанавливается два возрастных интервала существования океанической коры (палеозойско-триасовый и юрско-меловой) с различным характером офиолитового разреза. Такие же этапы отмечаются и в западной части Аляски.

Автор полагает, что содержащиеся в работе данные по составу и структурному

положению офиолитовых покровов Корякского хребта следует использовать при составлении геологических карт, проведении последующих геологосъемочных работ и прогнозных оценках. Детальные описания отдельных серпентинитовых меланжей и габбро-гипербазитовых массивов значительно полнее, чем раньше, характеризуют геологическое строение структурно-формационных комплексов, что может способствовать более обоснованному поиску ряда полезных ископаемых, связанных с породами офиолитовой ассоциации.

Работа выполнена в Лаборатории тектоники приокеанических зон Геологического института АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР Ю.М. Пушаровского, которому автор глубоко признателен.

При проведении полевых исследований, а также при написании настоящей работы автор пользовался ценными советами, консультациями и практической помощью С.В. Руженцева, С.Д. Соколова, М.С. Маркова, С.Г. Бялобжеского, В.А. Аристова, С.В. Богдановой, Н.Ю. Брагина, В.Н. Григорьева, А.Д. Казимирова, К.Г. Каледы, Г.Е. Некрасова, С.А. Паланджяна, А.А. Савельева, Г.Н. Савельевой, Р.М. Юрковой. Всем перечисленным лицам, а также коллективу Лаборатории автор выражает искреннюю благодарность.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ПО ОФИОЛИТАМ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Систематическое геологическое изучение Корякского хребта началось около 30 лет назад (в 50-е годы), главным образом в связи с исследованиями, проводимыми Корякской экспедицией НИИГА и Анадырской экспедицией СВГТУ. В это время появились работы И.И. Бушуева [1954], Н.П. Аникеева, И.Е. Драбкина, В.А. Титова [Аникеев и др., 1957], И.М. Русакова, Б.Х. Егизарова [1958] и ряда других исследователей, посвященные вопросам статиграфии, тектоники и магматизма Корякского хребта. Предлагалась схема тектонической зональности Корякии. Выделялся ряд крупных антиклинальных структур северо-восточного простирания, в ядрах которых, как тогда полагали, вскрываются докембрийские и верхнепалеозойско-нижнемезозойские отложения; отмечались многочисленные тела гипербазитов, габброидов и гранитоидов, которые все без исключения рассматривались как интрузивные. Термин "офиолит" в этих работах не использовался, хотя описывались магматические и вулканогенно-осадочные ассоциации, которые соответствовали определению офиолитов, данному Г. Штейнманом на 14-й сессии Международного геологического конгресса в 1927 г. [Steinmann, 1927].

В 1960 г. вышла книга М.В. Богидеовой и В.Т. Матвеевко "Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района", в которой принята схема стратиграфического расчленения, предложенная И.М. Русаковым и Б.Х. Егизаровым [1958]. Выделяются докембрийские хлорит-серицит-кварцевые сланцы (янданайская свита), палеозойские яшмы, основные эффузивы, кремни с линзами известняков, а также туфы, песчаники и алевриты. Трансгрессивно залегающие отложения мезозоя по этой схеме имели ограниченную площадь распространения в пределах Корякского хребта. М.В. Богидеовой и В.Т. Матвеевко подчеркивается специфика магматизма Корякского нагорья, состоящая "...в широком развитии интрузий основных и ультраосновных пород и в сравнительно ограниченном — интрузий кислой магмы" [Богидеова, Матвеевко, 1960, с. 21]. Отмечается, что большинство гипербазитовых тел залегают в кремнисто-спилитовых толщах "в виде довольно мощных (до 2—3 км) пластовых залежей, внедрившихся в поверхность напластования пород" [Там же, с. 22]. Особо подчеркивается, что метаморфизм в экзоконтактовых зонах вмещающих пород проявлен очень слабо.

Б.Х. Егизаровым [1968, 1969] в Корякской складчатой области выделено несколько тектонических периодов со своим типом осадконакопления и магматизмом. Первый геосинклинальный период отвечал позднему докембрию и представлен зелеными сланцами янданайской свиты. Второй геосинклинальный период по времени — ордовик — поздняя пермь — представлен вулканогенно-кремнистыми отложениями. К этому этапу приурочены гипербазиты, которые вместе с вулканогенно-кремнистыми отложениями "образуют палеозойскую офиолитовую формацию" [Егизаров, 1963, с. 29]. Пояс гипербазитов, прослеживающийся в бассейны рек Хатырки и Великой, назван Корякским. Он практически целиком расположен в пределах Корякского хребта.

Возраст вулканогенно-кремнистых отложений Корякского хребта рассматривается Б.Х. Егизаровым [1963] как палеозойский на основании находок палеозойской фауны в линзах известняков. По мнению Ю.Б. Гладенкова [1963, 1964], рассматривавшего офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки, известняки с палеозойской фауной — это экзотические глыбы, а вмещающие их вулканогенно-кремнистые породы сопоставляются с хорошо фаунистически охарактеризованными отложениями верхней юры — нижнего мела (пекульнейская серия). Последняя "является типичной офиолитовой формацией, формировавшейся в условиях эвгеосинклинального режима" [Гла-

денков, 1963, с. 19]. Развитие района (по Ю.Б. Гладенкову) началось с излияния основной магмы в позднеюрско-раннемеловое время, затем в раннемеловое время последовало внедрение интрузий гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, а в позднемеловое время снова произошло излияние базальтов, а также внедрение даек и штоков габброидов.

В 30-м томе Геологии СССР [1970] обобщается материал, накопленный по геологии Северо-Востока СССР к концу 60-х годов. По схеме, рассматриваемой в приложении к этому тому, Корякское нагорье относится к Охотской складчатой области и подразделяется на ряд крупных антиклиналей (Тамватнейскую, Хатырскую) и синклиналей (Алькатваамскую и др.).

В книге П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой "Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса" [1965] впервые обоснована возможность существования крупных тектонических покровов в Корякском нагорье. В ней отмечается, что "здесь многие разрывы приурочены к ультраосновным интрузивным телам, которые представляют собой прекрасную смазку для движения надвиговых чешуй [Кропоткин, Шахварстова, 1965, с. 38].

К 70-м годам в отечественной тектонике вообще сильно укрепились позиции мобилизма. Этому способствовало много фактов, которые ранее не были известны. Были описаны крупные шарьяжи и сдвиги, серпентинитовые меланжи, различного рода олистостромы, обосновано, что офиолиты континентов — это не что иное, как фрагменты океанической коры.

В 1970—1975 гг. были описаны тектонические покровы, серпентинитовые меланжи, олистостромы и в Корякском нагорье [Александров, 1973; Александров и др., 1975; Богданов, 1970; Бялобжеский, Чехов, 1974; Иванов, Баратов, 1974; Невретдинов, 1975]. Тем самым начался пересмотр взглядов на структуру Корякского хребта.

Так, Н.А. Богданов [1970] предполагает наличие в юго-восточной части Корякского хребта тектонических чешуй, которые перемещались с востока на запад (обдукция) в сочетании с поддвигом ложа океана под континент по почти горизонтальным поверхностям.

В работах А.А. Александрова [1973] и А.А. Александрова с соавторами [1975] на основании материалов геологической съемки и тематических работ в Корякском хребте установлено наличие трех структурно-формационных зон восток-северо-восточного простиранья. С севера на юг это соответственно: Майницкая, Алькатваамская и Эконайская зоны (рис. 1). Каждая из них характеризуется покровным строением, наличием серпентинитовых меланжей, присутствием различных членов офиолитовой ассоциации.

Эта точка зрения нашла наиболее полное выражение в совместных работах сотрудников ГИНа АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР [Руженцев, Бялобжеский и др., 1977, 1978; Александров, 1978]. Основные выводы, к которым приходят авторы, сводятся к следующему. В пределах Корякского хребта выделяется ряд структурно-формационных комплексов, образующих систему совмещенных покровных масс. Установлено, что из выделенных трех зон Майницкая являлась корневой областью покровов Эконайской зоны, включающих вулканогенно-кремнистые толщи палеозоя, дайковый и габбро-плагиогранитный комплексы палеозойской офиолитовой ассоциации. Окончательно покровная структура сформировалась в предмаастрихтское время.

Пристальное внимание исследователей привлекают к себе вулканогенно-кремнистые породы Эконайской зоны Корякского хребта. В работах С.П. Игуменцева с соавторами [1976, 1977], Г.П. Тереховой и О.Г. Эпштейна [1979] дается литолого-стратиграфическое описание двух выделенных разновозрастных комплексов: вулканогенно-кремнистого комплекса палеозоя и кремнисто-вулканогенного кампана, находящихся в тектонических соотношениях. В.А. Аристовым и Н.Ю. Брагиним [1980] по методу объемного выделения радиолярий было установлено, что часть толщ, относимых к верхнему палеозою, на самом деле имеет поздне триасовый возраст, а позднепалеозойский возраст имеют известняки и отдельные участки сложно дислоцированных кремней в триасовой толще.

В ряде работ показано, что габбро-гипербазитовые массивы в Корякском хребте распространены сравнительно широко, имеют сложное строение и состав. Монография Г.В. Пинуса с соавторами "Альпийские гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы" [1973] является крупной сводкой фактического материала по ультра-

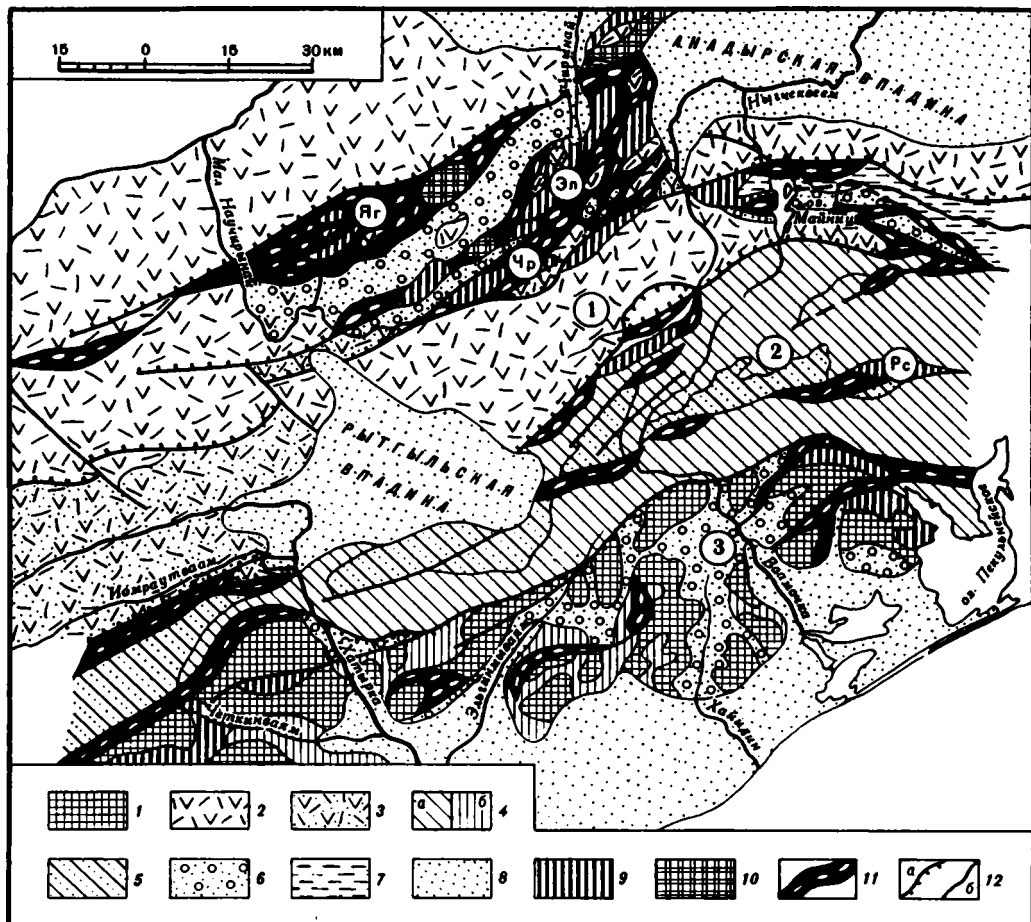


Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-восточной части Корякского нагорья [Александров, 1978]
 1 — вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя (C_1 — P_2); вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения верхней юры—мела (J_3 — K); 2 — верхнеюрско-меловые, 3 — верхне-меловые (сеноман-туронские); 4 — преимущественно терригенные отложения верхней юры—мела: а — в Алькатваамской структурной зоне, б — в Эконайской структурной зоне; 5 — палеогеновая моласса; 6 — мезозойские олистостромосодержащие отложения и автокластические брекчии (нерасчлененные); 7 — палеоген-неогеновые терригенные отложения; 8 — неоген-четвертичные рыхлые отложения наложенных впадин; 9 — габбро, габбро-амфиболиты, плагиограниты (полосчатый комплекс); 10 — гипербазиты; 11 — серпентинитовый меланж (Яг — Ягельный, Эл — Эльгеваямский, Чр — Чирыйна, Рс — Росомашинский); 12 — надвиги (а) и крутопадающие разломы (б)
 Цифры на схеме в кружках — структурные зоны: 1 — Майницкая, 2 — Алькатваамская, 3 — Эконайская

основным породам района. В ней описаны три пояса гипербазитов: Западно-Чукотский, Корякский и Хатырский. По мнению авторов, гипербазиты имеют протрузивную природу и располагаются на различных стратиграфических уровнях нижнего мела. Выделяются два типа гипербазитов: первичные и вторичные. Последние возникли по серпентинитам при внедрении в них интрузий габбро и плагиогранитов. Точка зрения об интрузивном происхождении и протрузивном становлении ультрабазитовых массивов развивается также в работах Л.И. Анисеевой [1976], Г.Г. Кайгородцева, З.А. Жарковой [1976], О.Н. Иванова [1979], В.В. Велинского [1979] и др.

Иной взгляд на габбро-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья как на реликты древней океанической коры обосновывается М.С. Марковым, С.В. Руженцевым, Г.Е. Некрасовым, С.А. Паланджяном, Ю.А. Колясниковым, С.Г. Бялобжеским,

С.Д. Соколовым, А.Д. Казимировым, А.Д. Чеховым и др. [Руженцев и др., 1979, 1981; Некрасов, 1980; Бялобжеский, 1979; Колясников, 1977; Марков, Некрасов, 1979; Паланджян, 1981; Паланджян и др., 1982]. В 1979 г. ГИНОм АН СССР и Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом (СВКНИИ) ДВНЦ АН СССР была опубликована Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей масштаба 1:2500000, а в 1980 г. вышла в свет объяснительная записка к этой карте — книга "Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана". В основу структурного районирования был положен принцип выделения областей с разным временем становления континентальной земной коры и гранитно-метаморфических слоев. Корякский хребет на ней относится к области с формирующейся в настоящее время континентальной корой с позднемеловым гранитно-метаморфическим слоем [Тектоника..., 1980].

Несмотря на сравнительно многочисленные публикации, в геологии Корякского хребта остается много неясных вопросов. Особенно это касается структурных и вещественных соотношений между различными офиолитовыми покровными пластинами, серпентинитовыми меланжами, габбро-гипербазитовыми массивами. Не вполне ясны условия образования офиолитов, их тектоническая и вещественная эволюция в ходе формирования континентальной коры Корякского хребта. В данной работе сделана попытка решить эти вопросы. Предварительно, однако, необходимо остановиться на двух терминах, которыми автор широко пользуется, — "офиолиты" и "меланж", поскольку они не всегда однозначно понимаются разными исследователями.

Г. Штейнман [Steinmann, 1927] предложил термин "офиолиты" для ассоциации пород, включающей ультрабазиты, основные эффузивы и кремни. Представлялось, что ассоциация возникла на ранних стадиях заложения геосинклиналей.

А.В. Пейве [1969] была предложена концепция, исходя из которой офиолитовые ассоциации с характерным для них разрезом, встречающиеся в континентальной коре, являются фрагментами древней океанической коры. Эта гипотеза получила широкое распространение; в настоящее время она разрабатывается большинством геологов, занимающихся офиолитами.

В книге "Офиолиты" Р.Г. Колман [1979] обобщил и проанализировал все существующие взгляды на происхождение и состав офиолитов. В офиолитовую ассоциацию в современном понимании входят: а) ультрабазитовый комплекс (дуниты, гарцбургиты, перцолиты); б) габброидный кумулятивный комплекс (переслаивание габброидов, перидотитов и пироксенитов); в) комплекс даек (как правило, основного состава); г) вулканогенно-кремнистый комплекс (подушечные лавы, яшмы, кремни). Такой разрез является полным, но часто вследствие тектонических причин отдельные члены офиолитового разреза отсутствуют. Иногда между габброидами и дайковым комплексом имеются крупные тела плагиогранитов.

В понятие "меланж" разными исследователями вкладывается несколько отличный смысл. Сам термин "меланж" (автокластический меланж) был введен И. Гринли в 1919 г. По К. Хсю [Hsü, 1968], меланж имеет только тектоническую природу и представляет собой картируемые тела, состоящие из блоков разнообразных пород размером до нескольких километров в длину, заключенных в сильно рассланцованном, обычно в глинистом матриксе. Эта точка зрения разделяется рядом советских геологов [Пейве, 1969; Хаин, 1969; Книппер, 1971], однако придающих большее значение серпентинитовому матриксу.

А. Гансер [Gansser, 1960] в понятие "меланж" вкладывал иной смысл. По его мнению, меланж — это осадочное образование, состоящее из глыб различных пород, заключенных в осадочном цементе. В данном определении отождествлены понятия олистостромы и меланж. Позднее А. Гансер [Gansser, 1974] предложил термин "офиолитовый меланж", который понимается как олистостромовая (осадочная) и тектоническая смесь офиолитового материала и осадков океанического происхождения с экзотическими блоками. Матрикс меланжа может быть либо офиолитовым (рассланцованный серпентинит), либо осадочным, в основном флиш. В основании меланжа — всегда тектонический контакт. Меланж может быть трансгрессивно перекрыт осадочной толщей. В областях покровного строения офиолитовый меланж часто тектонически перекрыт аллохтонными ультрабазитами. Главное отличие меланжа от олистостромы состоит в том, что последние находятся в нормальном (без перерывов в осадконакоплении) осадочном разрезе. Хотя А. Гансер и указывает на отличие меланжа от олистостромы,

но в само понятие меланжа по-прежнему вкладывается осадочное происхождение.

На Пенроузской конференции в 1978 г., специально посвященной меланжам (г. Санта-Барбара, США), было дано следующее определение: "Меланж — это общий термин, описывающий картируемое (в масштабе 1:25 000 и мельче) тело, состоящее из обломков разнообразных пород, обычно находящихся в сильно тектонизированном матриксе" [Silver, Beutner, 1980]. Этот термин может быть применен при описании любого процесса перемешивания (гравитационной, тектонической и другой природы). Более точного определения меланжа на конференции дано не было.

В данной работе термин меланж (офиолитовый меланж) используется для описания тектонической смеси, состоящей из блоков и глыб различного состава, возраста, размера и конфигурации, заключенных в рассланцованном серпентинитовом матриксе. В таком понимании термин впервые использовался А.Л. Книппером [1971].

ГЛАВА II

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Как уже говорилось, для Корякского хребта А.А. Александровым [1978] было предложено деление на три структурно-фациальные зоны (с севера на юг): Майницкую, Алякватваамскую и Эконайскую (см. рис. 1). Это деление учитывало сложное покровно-чешуйчатое строение Корякского хребта. Причем, Майницкая и Эконайская зоны рассматривались как аллохтоны (во всяком случае на значительной площади распространения), а Алякватваамская — как автохтон по отношению к ним. Эта точка зрения получила развитие в дальнейших работах С.В. Руженцева, С.Г. Бялобжеского, А.Д. Казиминова, С.Д. Соколова [Руженцев, Бялобжеский и др., 1977, 1978, 1979; Бялобжеский, 1979].

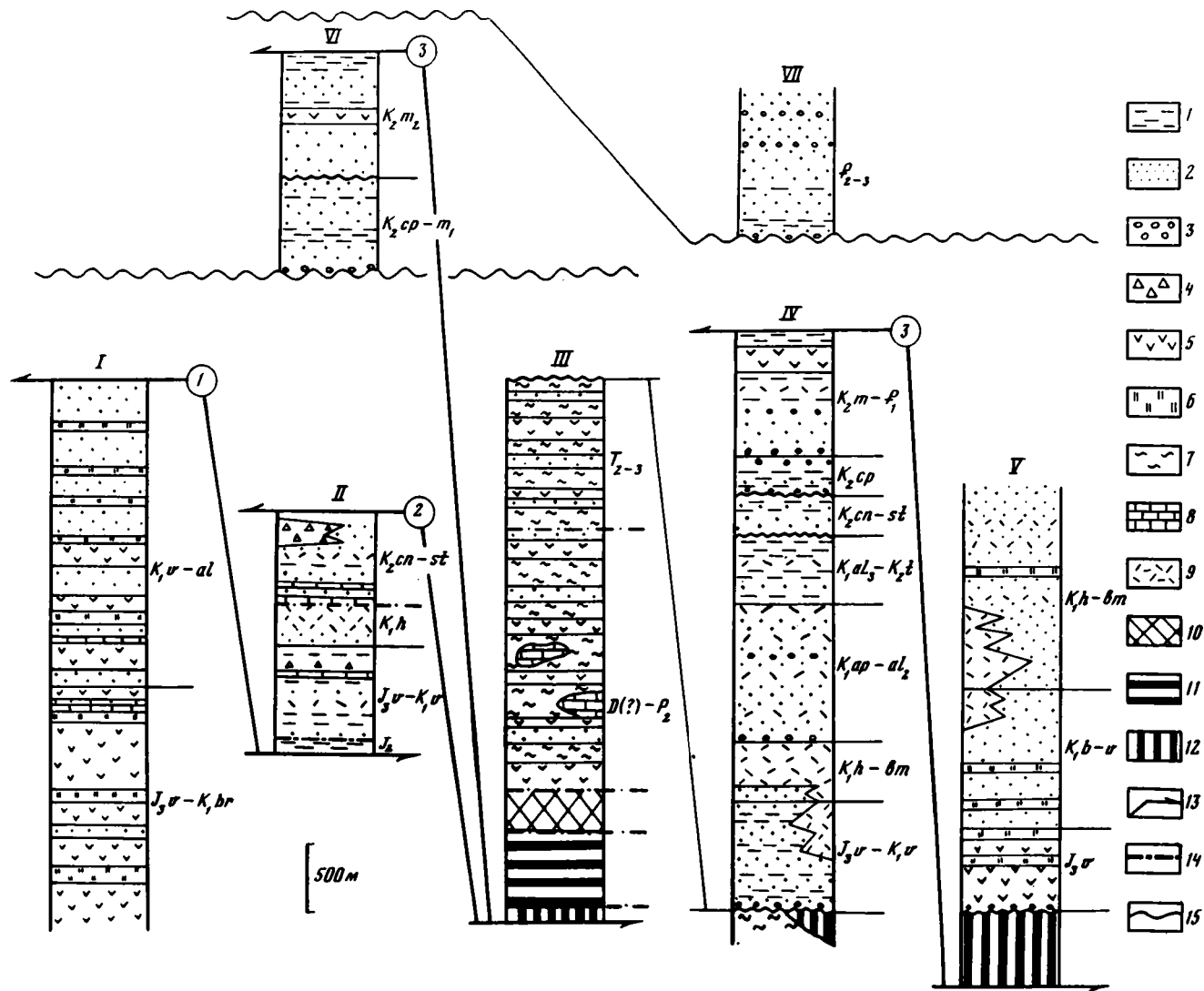
В ходе продолжавшихся исследований, охвативших значительно большей по площади регион, возникли сомнения в трактовке строения и структурного положения Эконайской и южной части Алякватваамской зон [Аристов и др., 1982; Пейве, 1982; Руженцев и др., 1982]. Было показано, что более правильным является выделение не трех зон, а большего числа структурно-формационных покровных комплексов.

В Корякском хребте устанавливаются следующие структурно-формационные комплексы (снизу вверх и с юга на север): Янранайский, Накыпыйлякский, Эконайский, Алякватваамский и Майницкий (рис. 2). Янранайский комплекс рассматривается как относительный автохтон, все остальные — являются сложно построенными покровными (аллохтонными) массивами, имеющими часто исключительно сложную внутреннюю структуру. Проведенные палинспастические реконструкции показали, что каждый из отмеченных комплексов соответствует определенной, существовавшей в мезозое структурно-формационной зоне. Янранайская зона была наиболее южной, приближенной к океану, соответственно Майницкая — наиболее северной. Структурно-формационные комплексы слагали систему островных дуг и междугловых бассейнов, обрамлявших Тихий океан в позднелюрско-меловое время.

Янранайский, Накыпыйлякский и Эконайский комплексы соответствуют выделенной А.А. Александровым Эконайской зоне [Александров, 1978]. Ниже дается общая характеристика стратиграфического разреза каждого из отмеченных структурно-формационных комплексов.

Отложения Янранайского структурно-формационного комплекса вскрываются в ряде тектонических окон (междуречье Ваамочка—Опука), из-под туфо-терригенных (J_3-K_1) или вулканогенно-кремнистых (PZ_3-T) пород.

Основание комплекса нигде не вскрыто. Наиболее широко отложения Янранайского комплекса обнажены в бассейне рек Хаййидин, Янранай, Якенмывеем, а также в районе правобережья р. Хатырки (бассейны рек Четкинваям, Линлиретваам, Инаськваам). На западе установлены два типа разрезов. Первый представлен базальтами, содержащими прослои яшм и песчаников (присутствуют в резко подчиненном количестве, слагают отдельные сравнительно тонкие, 1—2 м пласты), другой разрез отличается равномерным переслаиванием полимиктовых песчаников, яшм, базальтов. Оба разреза охарактери-



зованы одинаковым комплексом радиоларий, выделенных из яшм [Аристов и др., 1982]. Из нижней части толщи Н.Ю. Брагиным определены радиоларии: *Pantanellium corrigianensis* Pess., *Cecrops septemporatus* (Parona), *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Parvicingula khabakovi* (Zham) и др. (берриас-готерив); из верхней: *Acaeniothyle umbilicata* (Rust), *A. diaphrogonia* Forem., *Dictyomitra somphedia* Forem., *Crolanium triquertrum* Pess., *Zifondium lassenensis* Pess., *Ultranapora* sp. (баррем-альб). В то же время было подтверждено, что в поле развития нижнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений (бассейн р. Якенмывеем) присутствует литологически сходная верхнемеловая (K_2 ср) толща [Игуменцев и др., 1976, 1977; Руженцев и др., 1978] с неясными взаимоотношениями с нижнемеловыми породами. Максимальная мощность нижнемеловых отложений достигает 2,5–3 км.

В междуречье Хатырка—Опука Янранайский комплекс характеризуется несколько иным разрезом. В основании здесь залегает толща переслаивающихся базальтов, яшм и песчаников. Базальты образуют отдельные пласты мощностью до 5–10 м и слагают примерно треть разреза. Из яшм выделены волжские радиоларии [Аристов и др., 1982]: *Pantanellium riedeli* Pess., *Hsuum maxwelli* Pess., *Parvicingula altissima* (Rust.), *Podobursa triacantha* (Fish.), *Napora luspensis* Pess. и др. Видимая мощность толщи 1–1,5 км. Выше расположен горизонт песчаников (300 м) и мощная (не менее 0,8–1 км) толща переслаивающихся песчаников и яшм. Последние содержат остатки радиоларий берриас-готерива. На левобережье р. Опуки и в верховьях р. Рубикон в песчано-яшмовой толще есть отдельные пласты серых перекристаллизованных битуминозных известняков мощностью 2–5 м. Иногда сохраняется их ракушняковая основа. В этом случае порода состоит из скопления брахиопод и двустворок берриасового возраста.

Породы Накупыйлякского структурно-формационного комплекса также обнажены на южном склоне Корякского хребта (междуречье Ваамочка—Опука), где обычно залегают выше вулканогенно-кремнистых отложений автохтона.

Среднеюрские породы в виде небольших изолированных выходов обнажаются в бассейне рек Линлиретваам Первая — Линлиретваам Третья (на западе района) и в бассейне р. Песчаной (на востоке). Это коричневые битуминозные мергели с фауной пеллеципод: *Mytiloceras elegans* (Kosch), *M. cf. morii* (Hayami) и аммонитов: *Pseudolioceras* sp. indet. (ааленский ярус) мощностью около 60 м [Руженцев и др., 1979]. Контакт с перекрывающими верхнеюрско-меловыми отложениями пекульнейской свиты (J_3v-K_1v) сорван. Последние наиболее широко распространены в бассейне рек Островная, Накупыйляк, Инаськвваам Первая, Инаськвваам Вторая, Рубикон, а также в Пнакских горах. В основном разрез свиты представлен однообразными грубообломочными алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои вулканических песчаников, туфов среднего и реже кислого состава. Характерно присутствие темных пелитоморфных и светло-серых органогенно-обломочных известняков, образующих линзы и прослои мощностью до 5–8 м. Начиная с конца волжского века и особенно в валанжине здесь на простирации толщи формируются тела грубообломочных микститов, состоящих из глыб (размером до 50 м), габбро, плагиогранитов, кремней, базальтов, цементированных песчано-гравийным материалом. Мощность микститовых прослоев изменяется от 5 м до первых сотен метров. Отложения свиты содержат обильные фаунистические остатки волжско-валанжинского возраста [Паракецов и др., 1974; Александров и др., 1975; Руженцев и др., 1979; Дундо, 1974]. Суммарная мощность свиты достигает 700–800 м.

Отложения готерива—баррема развиты эпизодически (бассейны рек Островной, Инаськвваам Первая, Инаськвваам Третья), постепенно надстраивая породы пекульнейской свиты. Это характерные зеленовато-серые плитчатые песчанистые известняки

Рис. 2. Схема взаимоотношения структурно-формационных комплексов Корякского хребта

1 — алевролиты, аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — микститы; 5 — базальты; 6 — яшмы; 7 — кремни; 8 — известняки; 9 — средние и кислые туфы; 10 — габброиды, диабазы, плагиограниты; 11 — полосчатые габбро и гипербазиты; 12 — ультрабазиты и серпентиниты; 13 — сланцы; 14 — сланцы; 15 — трансгрессивное наложение

Цифрами в кружках показано время надвигания: 1 — средне-меловое, 2 — предкампанское (стадия предмастрихтское), 3 — предэоценовое. Комплексы: I — Янранайский, II — Накупыйлякский, III — Эконайский, IV — Альтайский, V — Майницкий; неавтохтоны: VI — Эконайский, VII — Корякский

(10–20 м), содержащие остатки *Coloniceramus colonicus* (Poch.), *Cylindroteuthis* sp., *Lima* sp., *Camptonectes* sp. (K_1h) [Руженцев и др., 1982]. Выше следует горизонт (70–80 м) алевропелитов и песчаников, переслаивающихся с кремнистыми туффитами и пепловыми туфами. Коньяк-сантонские отложения установлены только в междуречье Ваамочка–Хатырка, где они несогласно перекрывают различные горизонты пекульнейской свиты. В основании разреза это ракушняка и песчаные известняки с фауной: *Inoceramus uwajimensis* Jeh., *In. cf. crassicollis* Body L. (K_2cn), липаритовые туфы, вулканомиктовые песчаники, мощностью 150–190 м. Верх разреза — это глинисто-кремнистые сланцы, а также переслаивающиеся горизонты кислых туфов, туфо-алевролитов, вулканомиктовых песчаников, охарактеризованных фауной: *Scalarites* (?) sp., *Tetragonites* sp., *Scipponoceras* vel., *Baculites*, *Inoceramus* (*amakusensis*?) sp. *indet.*, *Hypophylloceras* sp., *Yokoyamoceras* (?) sp., *Inoceramus naumanni* Yok., *In. lingua* Goldf., *Patella* (?) sp., *Mytilus* sp., *Scalarites* sp., *In* (*Sergipia*) sp. *indet.* (K_2st) [Руженцев и др., 1982].

По простиранию данная толща часто замещается мощными горизонтами микститов, наиболее широко представленных в бассейне р. Накыпыйляк и на водоразделе рек Накыпыйляк и Островной. Микститы по составу и стратификации очень близки к сходным образованиям нижнего мела, однако они гораздо мощней (500–1000 м) и слагают часто выдержанные на многие километры толщи. Состав глыб достаточно постоянен: габброиды, плагиограниты, кератофиры, кремни, известняки, базальты. Размер глыб обычно варьирует в пределах 1–10 м. Однако местами есть блоки мощностью до 200–300 м и протяженностью до 1–1,2 км (стрелка р. Накыпыйляк — р. Каменистая). Матрикс микститов представлен угловатыми обломками песчаной и гравийной размерности плагиогранитов, кремней, разнообразных эффузивов, кварца, плагиоклаза, аргиллитов.

Эконайский структурно-формационный комплекс сложен средние (?) — верхнепалеозойско-триасовыми офиолитами. Это пластины полосчатых габбро и гипербазитов, лейкократовых габбро, габбро-диабазов, вулканогенно-кремнистых пород (слоистых кремней, базальтов, фтанитов и т.д.) с фауной верхнего палеозоя, тектонически залегающих на более молодых отложениях Янранайского и Накыпыйлякского структурно-формационных комплексов. Остановимся на вулканогенно-осадочных породах Эконайского структурно-формационного комплекса, а нижние части офиолитового разреза будут рассмотрены в гл. IV.

Вопрос о распространении палеозойских отложений в Корякском хребте до конца не решен. Впервые их описали И.М. Русаков и Б.Х. Егизаров [1958]. По их мнению, почти все вулканогенно-кремнистые отложения рассматриваемого района имели позднепалеозойский возраст. Прямо противоположную точку зрения отстаивал Ю.Б. Гладенков [1963, 1964], включавший их в верхнеюрско-нижнемеловые отложения пекульнейской серии на основании трактовки известняков с палеозойской микрофауной как инородных тел (клиппены) в вулканогенно-кремнистой толще.

Вулканогенно-кремнистые отложения представляют собой толщу слоистых фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев, реже яшм, туффитов, алевролитов, песчаников. В виде прослоев присутствуют подушечные основные эффузивы, часто спилитизированные. Их количество в разрезе обычно не превышает 20–30%, хотя изредка базальты слагают подавляющую часть разреза. Характерно присутствие тел известняков. Обычно известняки имеют округлую или эллипсовидную форму, иногда это протяженные на сотни метров линзовидные тела. В целом разрезы вулканогенно-кремнистой толщи крайне однообразны. В ней отсутствуют точные маркирующие горизонты, а возраст отдельных ее частей определяется на основании редких находок микрофауны (главным образом фораминифер) в известняках. Все это, а также исключительно широкое развитие процессов будинажа, катаклаза и милонитизации затрудняет расчленение палеозойской толщи на отдельные картируемые пачки.

Наиболее полно стратиграфия палеозойских вулканогенно-кремнистых отложений разработана Г.П. Тереховой и О.Г. Эпштейном [1979], выделившими в районе р. Ваамочки пять толщ общей мощностью 5 км: 1) гольцовскую (D_{2-3}) — спилиты, фтанитоиды, аргиллиты, линзы известняков с фауной кораллов; 2) какомэйскую (C_1) — спилиты, кремни, песчано-глинистые отложения; 3) островнинскую (C_2) — спилиты, фтаниты, яшмы; 4) северскую (C_{2-3}) — спилиты, яшмы, известняки; 5) накыпыйлякскую (P_{1-2}) — фтанитоиды, известняки и спилиты. В составе разреза преобладают фтанитоиды

ды, кремни — 40%, спилиты — 35%, терригенные породы, известняки, кислые и средние туфы, кварцевые кератофиры — 25%. Данный разрез является сводным, а возрастные датировки основаны на сборах макрофауны в известняках, хотя последние далеко не всегда являются одновозрастными вмещающими породами. Это было подтверждено изучением микрофауны вмещающих кремнистых толщ [Аристов, Брагин, 1980].

Наиболее достоверные данные о возрасте вулканогенно-кремнистых пород были получены при выделении объемным способом конодонт и радиоларий. На левобережье р. Хатырки В.А. Аристовым и Н.Ю. Брагиным [1980] установлены два типа отложений, слагающих чешуи. Первый включает яшмы, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кремнями и спилитами (яшмы преобладают). В низах толщи собраны остатки радиоларий: *Haplodiacanthus* (H. ex gr. *livitoflexus*), *Latenofistula* sp. (L. ex gr. *astricta*), *Latenodiota* sp., *Triactofenestrella* sp., *Albaillella* ex gr. *amphyplicata* и др. (C₁—P_{1s}), в верхах — радиоларии: *Albaillella* sp., *Arrectoalatus* sp., *Follicucullus* sp. и конодонты: *Prioniodella latidentata* Tatge (P, возможно низы T₁; определения Б.Б. Назарова, В.А. Аристова).

Второй тип включает серые кремни, фтаниты, реже яшмы и спилиты. Из кремней выделены радиоларии и конодонты двух уровней. Первый охарактеризован радиолариями: *Emiluvia cochleata* Nak. et Nish., *Dictyomitrella deweveri* Nak. et Nish., *Jeharaia elegans* Nak. et Nish., *Archaeospongoprunum japonicum* Nak. et Nish., *A. helicum* Nak. et Nish., *Tripocyclia acythus* de Wever, *Saturnosphaera* sp. и конодонтами: *Gondolella* sp., *Prioniodella* sp., *Neogondolella* cf. *longa* B. et St. (T₂—T₃), второй — радиолариями: *Capnodoce* cf. *crystallina* Pess., *C. cf. venusta* Pess., *Dictyomytra pessagnoii* Nak. et Nish., *Capnuosphaera* aff. *mexicana* Pess., *Dictiomitrella?* sp., *Saturnosphaera* cf. *pileata* Nak. et Nish. и конодонтами: *Metapolygnathus abneptis* Huck., *M. bidentatus* (Mosher) карбон-пермского возраста.

К юго-западу от р. Хатырки практически все вулканогенно-кремнистые отложения, ранее относимые к верхнему палеозою по определениям криноидей и фораминифер в известняках [Русаков, Егизаров, 1958; Звезда, 1977], видимо, имеют средне-позднетриасовый возраст, так как кремнистые породы охарактеризованы радиолариями и конодонтами, близкими описанным в предыдущем комплексе. Известняки же являются более древними образованиями, попавшими в триасовый осадочный бассейн.

Отложения всех трех рассмотренных структурных элементов несогласно, с базальными конгломератами перекрыты толщей преимущественно терригенных пород верхнего мела, широко распространенных на всей территории южного склона Корякского хребта, где они выполняют систему обширных мульд. В пределах междуречья Хатырка—Опука в нижней части разреза — это конгломераты, грубослоистые песчаники, черные алевролиты с фауной: *Inoceramus Schmidtii* Mich. In. *sachalinensis* Sok. (K₂cp), мощность 150—200 м; в средней части разреза — черные полимиктовые массивные песчаники и алевролиты с фауной: *Inoceramus balticus* Boehm., *Hypophylloceras ramosum* (K₂cp₂—m₁) и *Inoceramus kusiroensis* Nag et Mat., I. aff. *djusalensis* Sob., *Neophylloceras ramosum* (Meek.), N. aff. *hetonaiense* Mat., *Pachydiscus* (*Neodesmoceras*) *obsoletiformis* Johnes (K₂m), мощность 400—500 м; в верхней части — алевролиты, мелкозернистые песчаники, аргиллиты и отдельные покровы базальтов условно даний-палеоценового возраста, мощностью 100—150 м.

В принципе сходный разрез установлен в междуречье Хатырка—Ваамочка. Однако мощность отложений здесь больше. Характерно преобладание более грубых терригенных пород и мощных пачек базальтоидов (высокореченская свита).

Алькатваамский структурно-формационный комплекс сложен мощной толщей мезозойских туфо-терригенных отложений, часто расчлененных на ряд пластин, находящихся в покровных соотношениях [Казимиров, 1982]. До недавнего времени первичные соотношения между Алькатваамским и Эконайским структурно-формационными комплексами были неясными, так как на большей части Корякского хребта эта граница подорвана крутым молодым (кайнозойским) разломом. Нами установлено, что на правобережье р. Хатырки отложения Алькатваамского комплекса, начиная с верхов юры, трансгрессивно перекрывают офиолитовые покровы Эконайского комплекса. Здесь непосредственно выше вулканогенно-кремнистой залегают терригенная толща пекульнейской свиты (J_{3v}—K_{1v}). Ее нижний контакт местами сорван, местами же сохраняется горизонт конгломератов и конглобрекчий (водораздел среднего течения рек Реляваам и Четкинваам), состоящих из кремней,

реже плагиогранитов, известняков и серпентинитов. Указанные конгломераты (максимальная мощность 30–40 м) рассматриваются нами как базальный горизонт верхне-мезозойской толщи Аляктаваамского комплекса. Пекульнейская серия в нижней части включает грубослоистые песчаники с линзами гравелитов с фауной: *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. orbicularis* (Hyatt.), *B. cf. piochii* (Gabb.) (J_3v_1); *Buchia tenuicollis* (Pavl.), *B. cf. flexuosa* (Parak.), *B. lahusei* (Pavl.), *B. ex gr. fischeriana* (Orb.) (J_3v_3); мощностью 90–100 м; в верхней — мелкозернистые песчаники, алевропелиты, витрокластические туфы с фауной: *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. lahusei* (Pavl.), *B. robusta* (Pavl.) (K_1br_1); *Buchia aff. okensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. cf. surensis* (Pavl.), *B. krotovi* (Pavl.) (K_1br); *Buchia crassa* (Pavl.), *B. cf. incitoides* (Pavl.), *N. cf. crassicollis* (Keys.), *B. tolmatsihowi* (Sok.) и др. (K_1v); мощностью 200–250 м (все определения Г.И. Паракецова и К.В. Паракецова).

Выше отложений пекульнейской свиты залегает горизонт туфов, вулканомиктовых песчаников, условно относимых к готериву. Готерив-аптские отложения южной части Аляктаваамского структурно-формационного комплекса установлены только в бассейне р. Студеной (левобережье Хатырки). Здесь имеются алевролиты, аргиллиты, песчаники с фауной: *Aucellina caucasica* Orb., *Nuculana* sp., *Eotetragonites* (?) sp. (K_1ar) (данные В.П. Похилайнена, А.Д. Чехова, С.Г. Бялобжеского).

Альб-туронские отложения на правобережье р. Хатырки (левобережье р. Четкинвяам и среднее течение р. Змейки) образуют небольшие выходы, залегающие на породах пекульнейской свиты (J_3v-K_1v). Это полимиктовые песчаники с прослоями черных алевролитов. Содержат остатки *Inoceramus* (*Taenioceramus*) *pirponicus* Nag. et Mat., *In. tichljawajamensis* Ver., *In. aff. korjakensis* Ter. (K_2cm-t_1). Видимая мощность около 100–120 м.

Сенонские отложения широко распространены на водоразделе рек Четкинвяам и Реляваам, а также севернее, в бассейне рек Змейки и Лагерной. Коньяк-сантонские отложения здесь отсутствуют. Разрез начинается с кампана, залегающего на всех более древних породах. В основании разреза имеется горизонт мелкогалечных конгломератов, гравелитов, грубозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов с фауной: *Inoceramus sachalinensis* Sok., *In. schmidtii* Mich. (K_2cp); мощность 150–200 м. Далее следует второй горизонт гравелитов и грубых песчаников (10–15 м) и, наконец, толща алевропелитов и алевролитов с фауной: *Inoceramus balticus* Boehm., *Neophylloceras* (*Neophylloceras*) *groenlandites* Birk. ($K_2cp_2-m_1$); мощность 300–350 м (все определения В.П. Похилайнена). Разрез завершается песчаниками и алевролитами с фауной: *Ostrea* sp., *Bivalvia* gen. indet., *Mastra* (?) sp., indet., *Bivalvia* gen. indet. ($K_2m_2-P_1$); мощность 300–400 м [Волобуева, 1972; Волобуева, Красный, 1979].

Таким образом, для разреза верхнего мезозоя южной части Аляктаваамского комплекса в междуречье Хатырка—Опука характерны сравнительно небольшие мощности, относительная грубость осадков, наличие серии перерывов и выпадение коньяк-сантонских, а на большей части территории — готерив-аптских и альб-нижнесеноманских отложений.

Наиболее полно разрез Аляктаваамского структурно-формационного комплекса представлен на востоке Корякского хребта. Он подробно рассмотрен в работах О.П. Дундо [1974; Егiazаров и др., 1965], К.В. Паракецова, В.П. Похилайнена, Г.П. Тереховой [1974], А.А. Александрова [1978], А.Д. Казимирова [1982] и др. Принципиальных отличий в его строении здесь нет. Разрез также начинается с отложений пекульнейской свиты и практически непрерывно продолжается до палеоцена. Мощности отложений гораздо выше, чем в южных разрезах Аляктаваамского комплекса.

Отличительной особенностью северной части Аляктаваамского комплекса (хребты Кенкерен, Изнурительный) является то, что здесь имеются триасовые и нижне(?) -среднеюрские отложения, слагающие систему тектонических клиньев. Это туфо-терригенные породы, лавы и туфы среднего и кислого состава, мелководные песчаные известняки [Чехов, Бычков, 1980; Зинкевич, 1981] общей мощностью 1–1,5 км.

Основной стратифицированный разрез начинается (как и в других районах развития Аляктаваамского комплекса) с отложений пекульнейской свиты (J_3-K_1v), несогласно залегающих на офиолитах и нижнемезозойских породах. Разрез неполный (заканчивается отложениями сенона), наблюдаются многочисленные перерывы.

В основании Майницкого структурно-формационного комплекса вскрываются породы офиолитовой ассоциации, представленные глыбами и

пластинами гипербазитов, габброидов, находящихся в серпентинитовом меланже. Кроме них, встречаются обломки кремнисто-вулканогенных образований с радиоляриями и конодонтами верхнего палеозоя—триаса. Меланжи перекрыты базальтами, яшмами, граувакками чирьнайской серии (J_3-K_1). На юге и северо-востоке порода Майницкого комплекса надвинуты на меловые терригенные отложения Аляктаваамского структурно-формационного комплекса и его формационных аналогов (Великореченско-Рарытчинская зона).

Выполняющие Майницкий структурно-формационный комплекс верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены мощной вулканогенно-кремнисто-терригенной толщей. Нижняя ее часть — это переслаивающиеся ярко-красные яшмы, подушечные миндалекаменные базальты, вулканические песчаники и туфы основного состава. Базальные конгломераты толщи содержат обломки кремней, габброидов, серпентинитов. В яшмах этой части разреза определены многочисленные радиолярии [Аристов и др., 1982]: *Parvicingula blowi* Pess., *Sphaerostylis lanceola* (Parona), *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zit., *Eucyrtidium khabakovi* Zham., *Stichopifidium planocephala* Kosl., *Præoconocaryomma magimamma* (Rust.), *Paronaella* sp., *Theocampe* sp., *Hsuum* sp., *Orbiculiforma* sp., *Conosphaera* sp., *Acanthosphaera* sp. (J_3v), *Pantanellium* cf. *corriganensis* Pessagno, *Parvicingula boesii* (Parona), *Holocryptocapsa* sp. (K_1v-h). В прослоях терригенных пород есть фауна двустворок: *Buchia* cf. *okensis* Pavl., *B.* aff. *krotovi* Pavl., *B.* cf. *volgensis*, *B.* cf. *inflata* Toul., *B.* cf. *nicifermis* Pavl., *B.* cf. *crassa* Pavl., указывающая на раннемеловой возраст вмещающих пород [Александров, 1978]. Мощность около 2000 м. Выше по разрезу встречаются переслаивающиеся туфы основного и среднего состава, граувакковые песчаники, гравелиты и конгломераты, содержащие линзы и прослои туфобрекчий, кремней, реже покровы базальтов и альбитофиров. Вверх по разрезу эта пестро построенная толща постепенно переходит в однообразные массивные и грубослоистые плохо сортированные граувакки, состоящие из обломков основных эффузивов, кремней, яшм, спилитов, а также кварца, плагиоклаза, пироксенов и амфиболов. Возраст этой части разреза на основании единичных находок фауны датируется готерив—барремом (?) [Александров, 1978]. Мощность 2500 м.

В западной части Корякского хребта (междуречье Хатырка—Великая) указанные отложения наращиваются толщей чередования алевролитов, песчаников и туфов среднего состава с остатками иноцерамов и аммонитов сеноман—туронского возраста [Зинкевич, 1977]. Мощность до 1000 м.

Аляктаваамский и Майницкий структурно-формационные комплексы трансгрессивно перекрыты единым неавтохтонным чехлом алевролитов, песчаников, конгломератов полимиктового состава эоцен—олигоценового возраста изменчивой мощности [Егизаров и др., 1965].

ГЛАВА III

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Структура Корякского хребта сформировалась в результате двух процессов: горизонтального перемещения масс горных пород, в основном проявившегося до эоцена, и послеоценовых движений по крутым разломам. Эти последние привели к образованию крупных сводовых поднятий, в пределах которых вскрыты дозоценовые толщи, и прогибов, выполненных в значительной степени третичными отложениями. На территории рассматриваемого района с юга на север выделяются следующие элементы послеоценовой структуры: Нижнехатырский прогиб, Хатырское поднятие, Иомраутско-Майницкий прогиб, осложненный Рытгыльской и Анадырской впадинами и Корякским поднятием.

Корякское и Хатырское поднятия являются крупнейшими выступами палеозойских и мезозойских пород, протягивающимися в юго-западном направлении примерно на 300—400 км при средней ширине 60—70 км. Их дозоценовая внутренняя структура и будет рассматриваться ниже. Как уже отмечалось, дозоценовая структура Хатырско-го и Корякского поднятий обусловлена тектоническим совмещением крупных аллох-

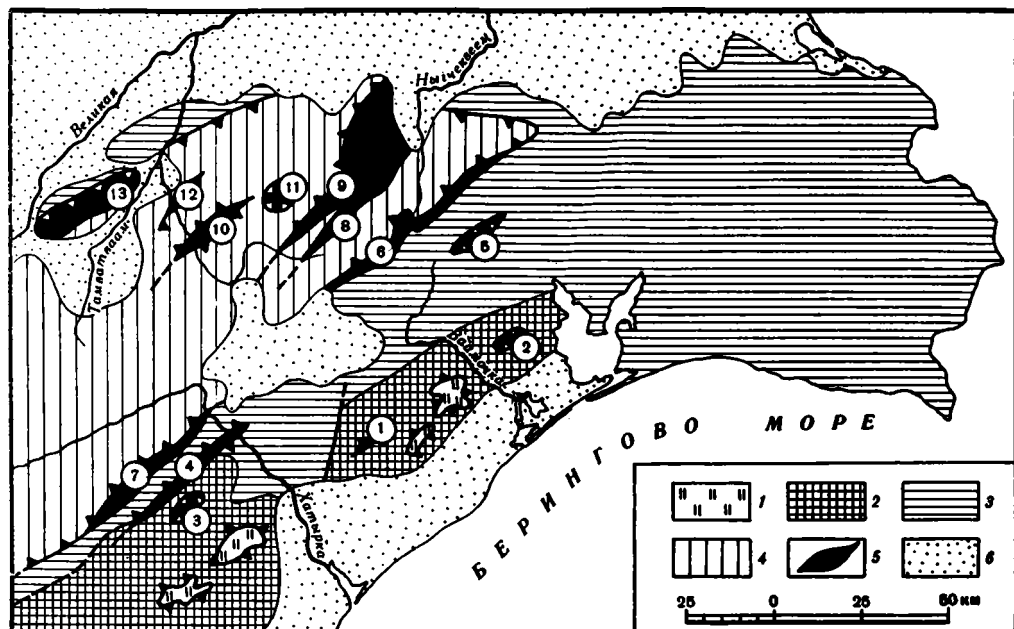


Рис. 3. Схема расположения структурно-формационных комплексов Корякского хребта

Комплексы: 1 — Янранайский, 2 — Накыпыйлакский и Эконайский, 3 — Алькатваамский, 4 — Майницкий; 5 — серпентинитовые меланжи и габбро-гипербазитовые массивы; 6 — кайнозойские прогибы и наложенные впадины

Цифрами в кружках на схеме показаны основные массивы габбро и гипербазитов (2 — Эконайский, 3 — Наенкийский, 11 — Красный, 13 — Тамватнейский, 12 — Малонаучирынайский) и серпентинитовые меланжи (1 — район р. Бурной, 4 — Четкинвалемский, 5 — Росомашинский, 6 — Рытгильский, 7 — Иомраутский, 8 — Эльгевый, 9 — Чирыйнайский, 10 — Ягельный)



Рис. 4. Схематический структурный профиль через Корякский хребет

1 — терригенные отложения Нижнехатырского прогиба (P_{2-3}); 2 — эконайский неоватхтон ($K_{2,3} - m$); структурно-формационные комплексы: 3 — Янранайский, 4 — Накыпыйлакский, 5 — Эконайский, 6 — Алькатваамский, 7 — Майницкий; 8 — серпентинитовые меланжи; 9 — тектонические границы

тонных масс. Снизу вверх здесь выделяются следующие тектонические единицы, отвечающие структурно-формационным комплексам: Янранайский автохтонный комплекс и покровы — Накыпыйлакский, Эконайский, Алькатваамский и Майницкий. Как было показано работами в пределах Хатырского поднятия в междуречье Ваамочка—Хатырка [Руженцев и др., 1979], Накыпыйлакский и Эконайский покровы образуют Эконайскую систему, сформировавшуюся в сеноне (в предмаастрихтское время). Совмещенные пластины были здесь перекрыты неоватхтонным чехлом, включающим маастрихт-палеоценовые (?) отложения. Алькатваамский и Майницкий покровы слагают Корякскую систему, возникшую позднее. Она перекрыта эоцен-олигоценым неоватхтонным чехлом. Первичные структурные соотношения между пластинами Эконайской и Корякской систем в междуречье Ваамочка—Хатырка не ясны, так как контакт между ними проходит по крутому послеолигоценному разлому.

В целом дозоценовая структура Корякского хребта вырисовывается как гигантский покровный синклиниорий (рис. 3, 4). Его ядро выполнено вулканогенно-яшмово-граувакковыми толщами Майницкого покрова. С севера, востока и юга они обрамляются отложениями Аляктаваамского структурно-формационного комплекса. Далее к югу из-под них вскрыты отложения покровов Эконайской системы. Ниже остановимся на обосновании покровных соотношений и характеристике внутренней структуры покровов.

ХАТЫРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Междуречье Ваамочка — Хатырка. Соотношения Янранайского структурно-формационного комплекса и перекрывающих покровов на этой территории рассмотрены в ряде работ, специально посвященных этому вопросу [Руженцев и др., 1979; Бялобжеский, 1979]. Поэтому мы не будем на нем подробно останавливаться. Отметим только, что янранайские базальты, яшмы и песчаники (J_3-K) слагают антиформы, имеющие четкую куполовидную форму. Наиболее крупная, Янранайская антиформа расположена в бассейне рек Ваамочка, Янранай и Хайидин. Ее ширина достигает 20–25 км. Ядро сложено красными базальтами, яшмами и темно-серыми песчаниками автохтона (J_3-K), сравнительно полого ($20-50^\circ$) погружающимися под черные или серые кремни верхнего палеозоя—триаса, реже под туфо-терригенные отложения верхней юры—мела. В апикальной части купола (гора Зубец) выше меловых вулканогенно-кремнистых пород автохтона сохраняются залегающие практически горизонтально останцы палеозойско-триасовых пород. Аналогичные соотношения (обычно очень наглядные) установлены и западнее в бассейне р. Эльгинмываям [Руженцев и др., 1979].

Структура Накыпыйлякского и Эконайского покровов сложна. Налегание эконайской офиолитовой ассоциации (PZ_3-T) на юрско-меловые отложения Накыпыйлякского структурно-формационного комплекса доказано во многих местах междуречья Ваамочка—Хатырка [Александров, 1978; Бялобжеский, 1979; Руженцев и др., 1978]. Наиболее четко такие взаимоотношения видны в бассейне р. Ионайвеем и в Пнакских горах, где интенсивно брекчированные ультрабазиты, габбро, плагиограниты, базальты и кремнистые породы, смятые в мелкие дисгармоничные складки, залегают на туфах и песчаниках неокома или нижнего сенона (коньяк—сантон). Наряду с такими соотношениями нередко встречаются и обратные, что интерпретируется [Руженцев, Бялобжеский и др., 1977; Бялобжеский, 1979] как перевернутое покровное залегание. В междуречье Ваамочка—Хатырка установлено, что породы Накыпыйлякского комплекса слагают ядра опрокинутых к югу (вплоть до лежащих) антиформ, крылья которых образованы эконайскими офиолитами. Выявлены, по крайней мере, три таких антиформы. Их ширина достигает 15–25 км. Характерно присутствие многочисленных более мелких (часто опрокинутых) складок, осложненных надвигами.

Как уже отмечалось, в этом районе (междуречье Ваамочка—Хатырка) первичные соотношения Эконайской и Корякской систем покровов не выяснены. В верховьях Ваамочки и Рытгыльвеем наиболее низким из вскрытых комплексов являются отложения Аляктаваамского структурно-формационного комплекса. Региональная структура Корякской системы принципиально отличается от Эконайской, она значительно проще. В пределах северного склона Хатырского поднятия аляктаваамские и майницкие покровы смяты в систему вытянутых в северо-восточном направлении анти- и синформ. Осевые поверхности складок полого погружаются к северо-западу, и аляктаваамские серии в этом направлении сменяются майницкими (рис. 5, 6). В бассейне р. Красивой они погружаются под эоцен-олигоценные отложения Иомраутско-Майницкого прогиба.

В рассматриваемом районе Аляктаваамский покров состоит из двух пластин: Нижней и Верхнеальктаваамской. Нижняя представлена толщей туфо-терригенных отложений со стратиграфическим диапазоном верхняя юра—маастрихт, верхняя — более грубыми и менее мощными волжско-готеривскими отложениями. Эти толщи слагают ядра антиформ. Необходимо отметить налегание юрско-неокомских слоев верхней пластины на сенонские породы нижней, четко устанавливаемое здесь во многих местах [Пейве, 1980; Руженцев и др., 1982]. Майницкий покров, также представленный двумя пластинами, выполняет синформы. Налегание майницких серий на аляктаваамские фиксируется здесь особенно четко, так как в основании первых практически повсеместно присутствует более или менее мощный пласт Рытгыльского серпентинитового меланжа.

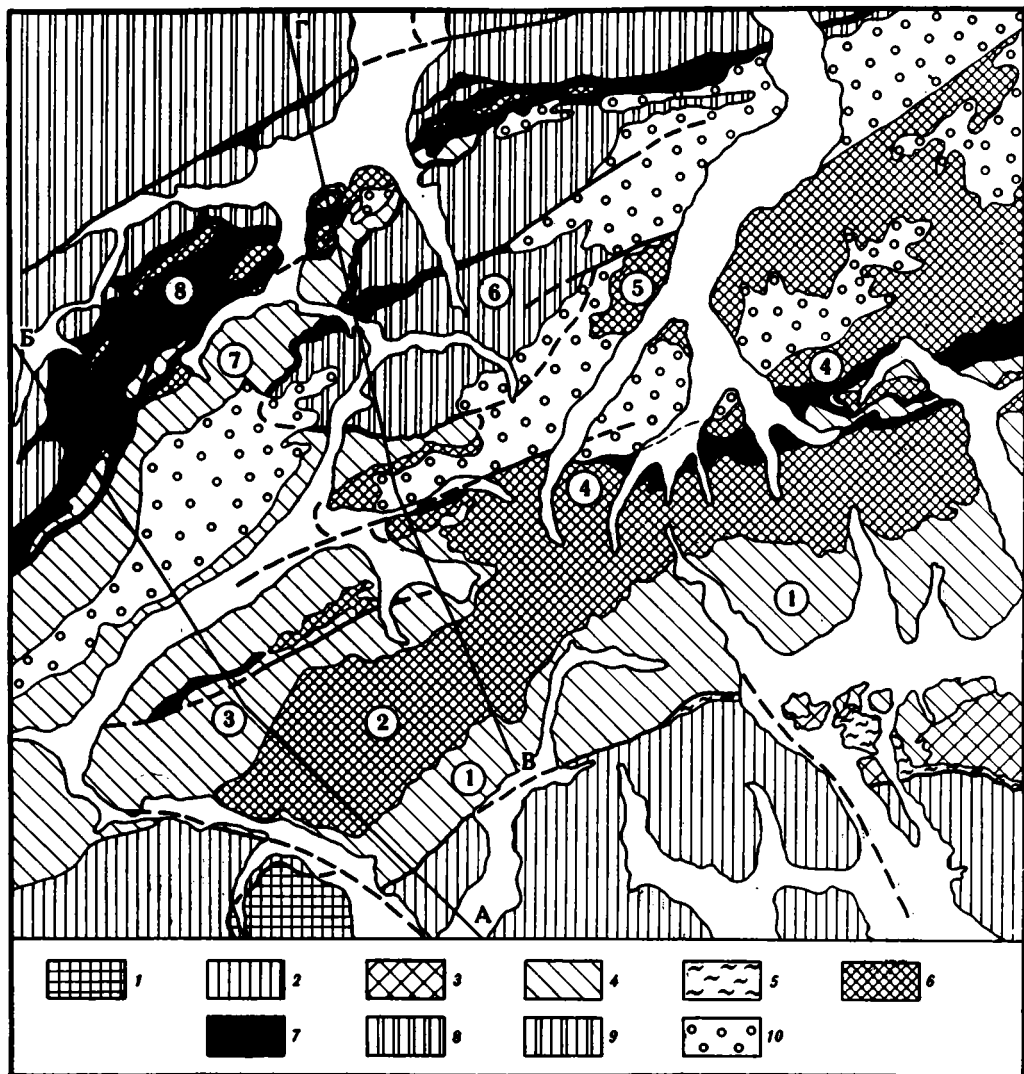


Рис. 5. Структурная схема южного крыла Корякского покровного синклинория с линиями профилей [Руженцев и др., 1982]

1 — автохтон; 2 — Эконайская система покровов; 3–9 — Корякская система покровов: 3–5 — Нижнеалькатваамский покров (3 — юрско-нижнемеловые, 4 — верхнемеловые–палеоценовые отложения, 5 — серпентинитовый меланж), 6 — Верхнеалькатваамский покров (юрско-нижнемеловые отложения), 7–8 — Нижнемайницкий покров (7 — серпентинитовый меланж, 8 — юрско-нижнемеловые отложения), 9 — Верхнемайницкий покров (юрско-меловые отложения); 10 — Корякский неоавтохтон (эоцен-олигоценовые отложения)

Цифры на схеме: 1 — Гольцовая антиформа, 2 — Скалистая синформа, 3 — Туманная антиформа, 4 — Росомашинская синформа, 5 — Тынельская антиформа, 6 — Кельмывеевская синформа, 7–8 — Находкинская антиформа: 7 — Исгуйская антиклиналь, 8 — Рыттыльский меланж

Междуречье Хатырка–Олука. На характеристике структуры этого района мы остановимся подробнее, так как здесь получен новый материал, во многом уточняющий строение покровов Корякского хребта. Покровная структура в междуречье Хатырка–Олука в целом имеет следующий вид. В первом приближении здесь выделяются две полосы дислокаций: южная (фронтальная) и северная.

Южная полоса в структурном отношении представляет собой систему вытянутых в северо-восточном направлении гребневидных антиклиналей. Их крылья сло-

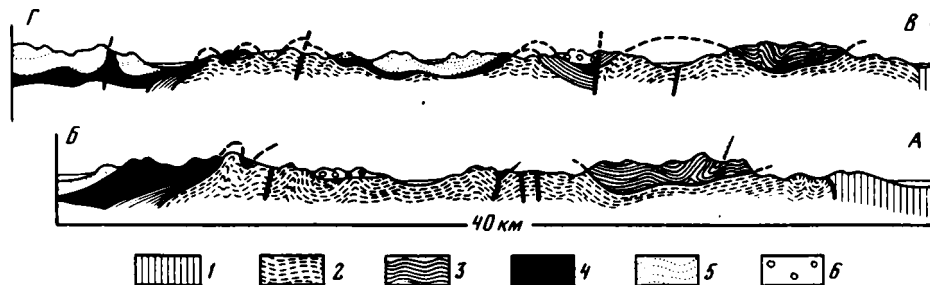


Рис. 6. Геологические профили через южное крыло Корякского покровного синклиория [Руженцев и др., 1982]

1 — Эконайская система покровов; 2 — верхнемеловые—палеоценовые отложения (Нижнеалькатваамский покров); 3 — верхнеюрские—нижнемеловые отложения (Верхнеалькатваамский покров); 4—5 — майнищие покровы; 4 — серпентинитовый меланж, 5 — юрско-меловые отложения чирынайской серии; 6 — эоцен-олигоценые отложения (неоавтохтон)

жены породами неоавтохтона (K_2sr-m), ядра — породами Янранайского, Накыпыйлакского и Эконайского (преимущественно кремни) структурно-формационных комплексов. Осевые поверхности складок резко (флексуобразный перегиб) погружаются к югу и юго-востоку, вследствие чего в основном меловые отложения неоавтохтона Эконайской системы уходят под эоцен-олигоценые породы Нижнехатырской впадины. Характерна морфология отмеченных антиклиналей. Это вытянутые (длина до 25 км, ширина 2–6 км) брахиформные структуры, наклоненные или опрокинутые к юго-востоку. Они обладают простыми и очень четкими периклиналями, маркируемыми изгибом слоев неоавтохтона, падение которых здесь редко превышает 45° , чаще же равно $30-40^\circ$. Слои на северо-западных крыльях падают к северо-западу под углами $20-45^\circ$. Юго-восточные крылья наклонены обычно круче.

В качестве примера рассмотрим Понаргскую антиклиналь, расположенную северо-восточнее верховьев р. Рубикон. Антиклиналь обладает четко выраженной юго-западной периклиалью, в пределах которой верхнемеловые (K_2sr-m) слои неоавтохтона трансгрессивно залегают на сложно смятых отложениях Янранайского (J_3v-K_1), Накыпыйлакского (пекульнейская свита, J_3-K_1v) и Эконайского (преимущественно кремни — T_3) структурно-формационных комплексов. Слои неоавтохтона наклонены под углами $40-45^\circ$ (рис. 7). При переходе к юго-восточному крылу наклон слоев достигает $45-60^\circ$, далее к северо-востоку залегание становится вертикальным, а в верховьях р. Панаргыеве слои запрокидываются к северо-западу (сначала под углами $60-70^\circ$, далее $25-30^\circ$). Здесь же по контакту пород ядра и крыльев появляется сложный скол (плоскость падает к северо-западу под углами $20-45^\circ$, амплитудой до 1,5–2 км. При переходе к северо-восточной периклинали структура вновь упрощается. Падение становится нормальным, осложняющий скол исчезает. В принципе так построены все антиклинали южной полосы дислокаций.

Как уже отмечалось, ядра антиклиналей сложены породами Янранайского, Накыпыйлакского и Эконайского комплексов. В отличие от восточных районов, по-видимому, в результате вторичного ссещивания здесь не удастся установить закономерную последовательность пластин в разрезе. Для рассматриваемой полосы характерно хаотическое переслаивание по вертикали относительно тонких пластин. Так, например, для Понаргской антиклинали их последовательность следующая (снизу вверх): а) серые кремни и базальты (Т); б) яшмы, базальты, песчаники (J_3v-K_1); в) кремни (Т), содержащие тонкие просечки серпентинитов; г) алевропелиты, песчаники, туфы (J_3-K_1v); д) серые кремни (Т). Мощность каждой из пластин не превышает первых сотен метров.

В пределах Таметкунской антиклинали, находящейся в нескольких километрах северо-западнее Понаргской, в ее ядре вскрываются следующие пластины (снизу вверх): а) яшмы (K_1); б) кремни (Т); в) яшмы, песчаники (K_1); г) песчаники, алевропелиты, туфы (J_3-K_1v); д) кремни (Т), габбро, серпентиниты; е) алевропелиты, туфы (K_1v-h); ж) кремни (Т). Наиболее сложная структура наблюдается вдоль юго-восточного крыла антиклинали, где в связи с ее общим опрокидыванием к юго-

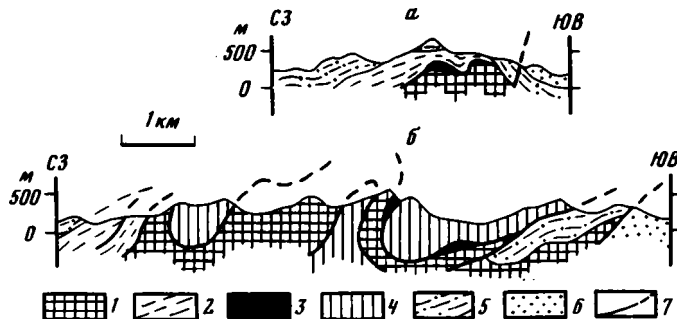


Рис. 7. Геологические профили через Понарскую антиклиналь (а — юго-западная периклиналь, б — центральная часть складки)

1 — Яранайский автохтон: яшмы, песчаники, базальты ($J_3v - K_1$); 2 — Накыпыйлякский покров: песчаники, алевролиты, микситы, туфы ($J_3 - K_1h$); 3 — Эконайский покров: 3 — серпентиниты, 4 — кремни (T_{2-3}); 5 — неовавтохтон: песчаники, конгломераты ($K_{2cp} - m$); 6 — отложения Нижнехатырского прогиба: песчаники, алевролиты, конгломераты (P); 7 — разломы

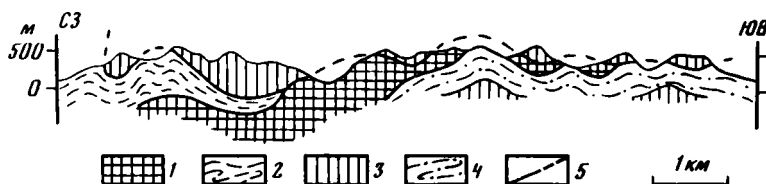


Рис. 8. Геологический профиль через юго-восточное крыло Таметкунской антиклинали

1 — Яранайский автохтон; 2 — Накыпыйлякский покров; 3 — Эконайский покров; 4 — неовавтохтон; 5 — разломы

востоку и появлением вдоль подвернутого крыла осложняющего надвига происходит выдавливание отмеченных пластин на верхнемеловые отложения неовавтохтона. Амплитуда перемещения не менее 5–6 км (рис. 8).

Таким образом, южная фронтальная полоса представляет собой зону чешуй, в пределах которой сложно переслаиваются породы автохтона (Яранайский комплекс), а также Накыпыйлякского и Эконайского покровов. Сложное чередование пластин объясняется неоднократностью их подвижек (повторное сдвигание). Такая структура была сформирована уже к кампану. Однако позднее (по-видимому, в олигоцене—миоцене) возникли гребневидные складки, в подвернутых крыльях которых появляются осложняющие надвиги амплитудой в несколько километров. В это время происходило дальнейшее усложнение фронтального пакета пластин.

Северная полоса дислокаций охватывает обширную территорию от долины р. Инаськввам Первая и р. Келинейваам на юге до р. Иомраутваам на севере. Она отличается относительно более простой и упорядоченной структурой, значительными размерами выделяемых элементов. В основном указанная полоса сложена эконайскими офиолитами, на севере и северо-востоке стратиграфически перекрытыми породами Алькатваамского структурно-формационного комплекса. Породы, подстилающие Эконайский аллохтон, вскрыты в многочисленных окнах. В морфологическом отношении это куполовидные изометричные антиформы диаметром от 1 до 10 км. Слои на их крыльях обычно падают под углами $20-45^\circ$. В их апикальных частях часто сохраняются останцы аллохтона. Последовательность покровных элементов здесь такая же, как в междуречье Ваамочка—Хатырка. Автохтон, представленный яранайскими яшмами, базальтами и песчаниками (K_1), как правило, слагает ядра куполов и перекрыт либо туфо-терригенной с олистостромой толщей ($J_3 - K_{1v}$, Накыпыйлякский покров), либо офиолитами ($PZ_3 - T$, Эконайский покров).

Стратиграфическое налегание пород Алькатваамского комплекса на пакет покровных пластин наиболее наглядно видно в пределах Реляваамского купола. Последний расположен в нижнем течении рек Реляваам и Четкинваам. В морфологическом отно-



Рис. 9. Геологический профиль через Реляваамский купол

1–2 – Янранайский автохтон: 1 – преимущественно базальты, 2 – преимущественно яшмы и песчаники (K_1); 3 – кремни (T_3); 4 – песчаники, алевропелиты (J_3-K_1 br); 5 – песчаники (K_2 cr – m); 6 – надвиги; 7 – сорванные стратиграфические границы

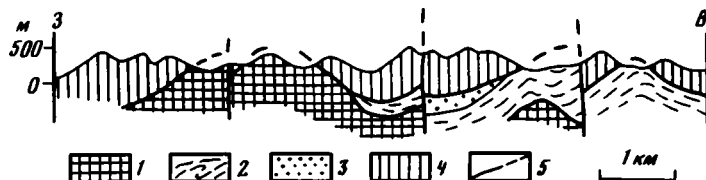


Рис. 10. Геологический профиль через водораздел рек Инаськввам Третья и Ватапввам

1 – Янранайский автохтон; 2–3 – Накыпыйлякский покров: 2 – песчаники (K_1 v), 3 – туфы (K_1 h); 4 – Эконайский покров, кремни (T_3); 5 – разломы

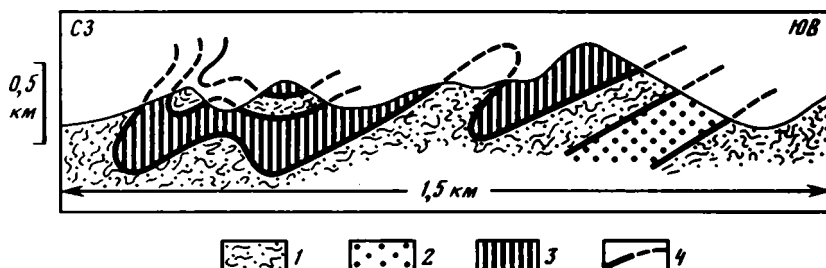


Рис. 11. Геологический профиль через район горы Наанкней

1 – кремни, спилиты, яшмы (PZ_3-T); 2 – милонитизированные и зеленокаменно-измененные лейкократовые габбро и плагиограниты; 3 – полосчатый комплекс; 4 – разломы

шении это изометричная, в плане округлая антиформа. В ее ядре обнажаются (снизу вверх): 1) красные базальты с прослоями яшм и песчаников (K_1); 2) черные кремни (T_3), трансгрессивно с базальными конгломератами перекрытые; 3) песчаниками и алевролитам (J_3 v), представляющими собой нижнюю пачку юрско-меловой толщи Алькатваамского комплекса. Все перечисленные горизонты залегают приблизительно параллельно. Янранайские слои (горизонты 1) падают под эконайские (горизонты 2) под углом $30-45^\circ$. Крылья относительно узкие, флексуровидные. Свод купола широкий и плоский. Наклон слоев не превышает здесь $10-15^\circ$. В пределах свода установлены осложняющие мутьды, выполненные триасовыми кремнями (рис. 9). Не менее четкие соотношения встречены нами примерно в 30 км западнее (верховья р. Инаськввам Третья). Здесь в пределах серии небольших (максимум до 1,5 км в диаметре) куполов (окон) в поле сплошного развития триасовых кремней и базальтов вскрыты либо яшмы, базальты и песчаники Янранайского комплекса (K_1), либо накыпыйлякские песчаники, алевропелиты и туфы (K_1 v–h) (рис. 10).

Офиолиты (PZ_3-T) смяты в систему морфологически разнообразных складок. Преобладают сжатые, вплоть до изоклинальных, опрокинутые к юго-востоку дислокации, осложненные продольными и диагональными сколами. Широко развиты процессы катаклаза и будинажа. Офиолиты здесь, так же как и на левобережье р. Хатырки, не представляют собой единую массу, а состоят из серии тектонических чешуй. Такое чешуйчатое строение изучалось нами в районе горы Наанкней (рис. 11). Снизу



Рис. 12. Геологический профиль через водораздел рек Линлиретваам Первая и Линлиретваам Вторая
1–2 – Накыйлылский покров: 1 – песчаники, алевролиты ($K_1, br - v$), 2 – туфы (K_1, h);
3–4 – Эконайский покров: 3 – серпентиниты, 4 – кремни (Т); 5 – песчаники (K_2, m); 6 – разломы

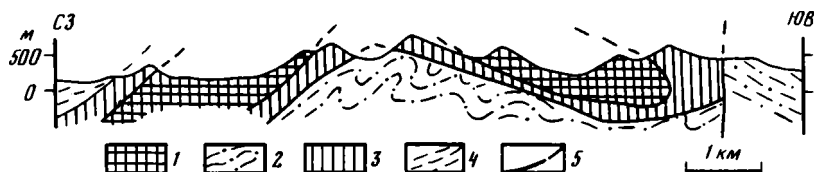


Рис. 13. Геологический профиль водораздела р. Линлиретваам Вторая и низовьев р. Четкинваям
1 – Янранайский автохтон, яшмы (K_1); 2 – Эконайский неавтохтон, песчаники ($K_2, cr - m$);
3 – Эконайский покров, кремни (Т); 4 – Аькатваамский комплекс, песчаники, алевролиты (J_3, v); 5 – разломы

вверх здесь выше серпентинитового меланжа наблюдается следующая система пластин: 1) кремни, базальты ($PZ_3 - T$); 2) лейкократовые катаклазированные габброиды и плагииграниты; 3) кремни, базальты ($PZ_3 - T$); 4) полосчатые габброиды и гипербазиты; 5) кремни, базальты ($PZ_3 - T$); 6) гипербазиты, габброиды.

Такая последовательность покровных пластин прослеживается по простиранию структуры, хотя отдельные ее члены могут выклиниваться. Пластины смяты в синформную складку, запрокинутую к югу. Замыкание складки картируется в верховьях р. Линлиретваам Вторая. Углы падения на крыльях от 30 до 70°. По направлению к востоку происходит воздымание шарнира складки. Ширина складки около 6 км. Пласт серпентинитового меланжа (Четкинваямский), подстилающий пакет пластин горы Наанкней, вскрыт в ядре антиклиналя, расположенной вдоль северо-западной окраины поля развития офиолитов ($PZ_3 - T$). По направлению к югу он, видимо, выклинивается. Во всяком случае в рассмотренных ранее структурах правобережья р. Хатырки серпентиниты встречаются редко, да и то в виде тонких (обычно 1–10 м) невыдержанных линз.

Сложная чешуйчатая структура горы Наанкней сформировалась, видимо, в результате послынного срыва различных горизонтов палеозойско-нижнемезозойской океанической коры с последовательным надвиганием одного горизонта на другой, начиная с верхних вулканогенно-кремнистых пород и кончая породами полосчатого комплекса. В ходе перемещения происходили процессы тектонического ссучивания, что привело к повторению в разрезе петрографически одних и тех же покровных пластин [Руженцев, Соколов, 1980; Пейве, 1982]. Эти деформации имели место в послетриасовое, но предволжское время, т. е. являются киммерийскими.

В пределах северной полосы дислокаций наблюдаются локальные зоны смятия, захватывающие и более молодые породы. Одна такая зона расположена в нижнем течении рек Линлиретваам Первая и Линлиретваам Вторая. Здесь офиолиты Эконайского покрова (в основном кремни) смяты в серию лежащих складок, осложненных продольными надвигами. В результате местами возникли пакеты тонких пластин, в пределах которых наблюдается многократное переслаивание триасовых кремней и туфогерригеновых отложений верхней юры–мела (рис. 12). Сходная структура есть несколько восточнее, на водоразделе р. Линлиретваам Вторая и нижнего течения р. Четкинваям. Ядро опрокинутой к югу лежащей складки сложено янранайскими яшмами и песчаниками (K_1), крылья – триасовыми кремнями (рис. 13). Осевая поверхность складки куполовидно изогнута, вследствие чего из-под ее лежащего крыла вскрыты маастрихские песчаники Эконайского неавтохтона.

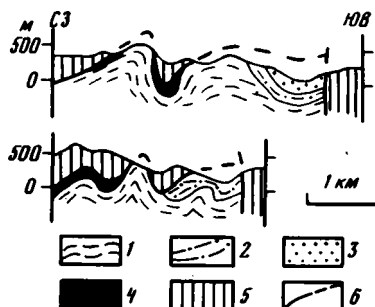
Из приведенных примеров видно, что Эконайская система покровов в послемаастрих-

тское время была дополнительно дислоцирована. В результате в ряде мест (например, бассейн р. Линдиретваам Вторая) отмечается налегание кремней (Т) непосредственно на кампан-маастрихтские отложения (Эконайский неовавтохтон) (рис. 14).

Алькатваамский структурно-формационный комплекс на территории междуречья Хатырка—Олука включает Четкинваямский серпентинитовый меланж и преимущественно терригенные и туфо-терригенные толщи верхней юры—маастрихта. Последние образуют две полосы. Одна из них (юго-западная) протягивается от правобережья р. Хатырки через долину р. Реляваам до низовьев р. Четкинваям и представляет собой плоскую мульду в офиолитах (PZ_3-T). Северо-западная полоса прослежена нами от вер-

Рис. 14. Геологические профили правобережья среднего течения р. Линдиретваам Вторая

1 — Накыпыйякский покров ($J_3 v - K_1$); 2-3 — Эконайский неавтохтон — алевролиты и песчаники: 2 — $K_2 sr$, 3 — $K_2 m$; 4-5 — Эконайский покров: 4 — серпентиниты, 5 — кремни (Т); 6 — разломы



ховьев р. Змейка до устья р. Иомраутваам. В структурном отношении это сравнительно просто построенная моноклиналь, погружающаяся к северо-западу под третичные отложения Иомраутско-Майницкого прогиба. На левобережье р. Хатырки обе полосы смыкаются.

Юрско-меловые отложения мульды дислоцированы своеобразно. Вся толща расслоена на три сорванные, смещенные одна относительно другой пластины: юрско-неокомскую, сеноман-туронскую и кампан-маастрихтскую. Поверхности срыва приурочены к поверхностям угловых несогласий. Каждая из пластин дисгармонично смята в относительно простые, обычно пологие (наклоны слоев $15-30^\circ$) складки. В бассейне рек Змейки и Лагерной юрско-меловые отложения деформированы слабо. Углы падения моноклинали $30-40^\circ$. Иомраутско-Майницкий прогиб здесь сужен (ширина не более 3-5 км). С северо-запада он ограничен взбросом, плоскость сместителя которого под углом $50-80^\circ$ падает к северо-западу. На третичные или меловые отложения Алькатваамского структурно-формационного комплекса по этому разрыву надвинуты породы Иомраутского меланжа, нижнего структурного элемента Майницкого аллохтона.

КОРЯКСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Район оз. Майниц, р. Ныгчеквеам. Выше было сказано, что отложения Алькатваамского и Майницкого комплексов в пределах северной части Хатырского поднятия конформно смяты в серию анти- и синформ. В пределах южного крыла Корякского поднятия, севернее полосы развития третичных отложений имеется аналогичная система анти- и синформ (см. рис. 5 и 6). Строение рассматриваемых складок в целом похоже, поэтому ограничимся рассмотрением лишь наиболее характерной из них — Находкинской [Пейве, 1980; Руженцев и др., 1982].

Находкинская антиформа протягивается в северо-восточном направлении от Рытгыльской впадины до южного окончания оз. Майниц примерно на 60 км. Ее крылья сложены базальтами, яшмами и граувакками (J_3-K_1), ядро маркируется Рытгыльским серпентинитовым меланжем, из-под которого в виде серии окон различной формы и протяженности обнажаются либо сенонские (Нижнеалькатваамская пластина), либо юрско-валанжинские (Верхнеалькатваамская пластина) туфо-терригенные отложения. Вдоль северо-западного крыла антиформы количество серпентинитов резко сокращается. Здесь они образуют пласт мощностью 50-100 м. Местами он вообще выклинивается.

Сенонские (Нижнеалькатваамская пластина) и юрско-нижнемеловые (Верхнеалькатваамская пластина) отложения вскрыты из-под меланжа в ядрах серии куполов.

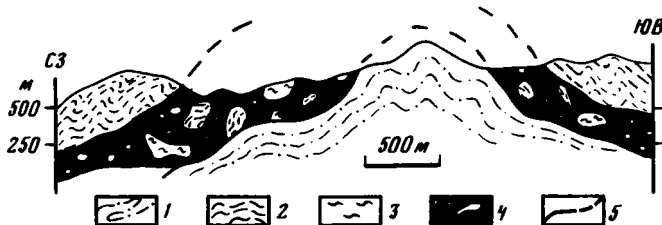


Рис. 15. Геологический профиль верховьев р. Находка

1 — Нижнеалькатваамский покров: алевропелиты, песчаники (K_2st — ср); 2 — Нижнемайницкий покров: яшмы, базальты, граувакки (J_3 — K_1); 3 — кремни с линзами известняков (PZ_3 — T); 4 — серпентинитовый меланж; 5 — разломы

Нами откартировано около 15 таких структур. В основном это небольшие (длина 1–3 км, ширина 0,5–1 км) складки, построенные однотипно. Они обладают четко выраженными крыльями и периклиналями, наклон слоев в пределах которых не превышает 45° (рис. 15). Лишь одна из антиклиналей достигает значительных размеров (Ичгуйская). По простиранию она прослеживается на 30–35 км. Ее ядро сложено сантонскими—маастрихтскими отложениями (Нижнеалькатваамская пластина). Слои в центральной части ядра сложно смяты, разбиты серией разломов. Вдоль северо-западного крыла складки сенонские. отложения перекрыты либо песчаниками и туфами берриас—готерива (Верхнеалькатваамская пластина), либо меланжем (Нижнемайницкая пластина).

Находкинская антиформа — наиболее северное тектоническое окно в пределах южного крыла Корякского покровного синклиниория. К северу от нее на огромных пространствах вскрыты образования Майницкого аллохтона, выполняющего осевую зону синклиниория; последняя выделяется нами как Майницкая синформа.

Внутренние структуры Нижне- и Верхнеалькатваамской пластин в общем однотипны, хотя напряженность дислокаций выше в верхней. В пределах Нижнеалькатваамской пластины дисгармония складок, в которые смяты ее юрско-меловые слои по отношению к плоскости ограничивающего надвига, выражена сравнительно слабо; иными словами пластина сминалась совместно с поверхностью сместителя.

Отложения Верхнеалькатваамской пластины смяты сильнее. Основным типом дислокаций в ее южной части являются гребневидные, более или менее сжатые антиклинали, иногда вплоть до изоклиналиных, разделенные широкими плоскими синклиналями. Вергентность складок юго-восточная. Вдоль подвернутых крыльев обычны осложняющие сколы, падающие к северо-западу. По направлению к северу характер деформаций сохраняется, однако степень напряженности складок возрастает за счет сужения синклиналей. По своей морфологии это типично гребневидные складки, характеризующиеся в целом параллельным или близким к таковому изгибом слоев (особенно в наименее напряженных структурах), развитием сколов по мере возрастания напряженности дислокаций, а также межпластового кливажа и дисгармонией на контакте разных по компонентности пачек.

В пределах северного крыла Корякского покровного синклиниория (хребет Кенкерен) присутствуют, по-видимому, только отложения Верхнеалькатваамской пластины. Они слагают единую крупную, сложно построенную антиформу. Покровные соотношения здесь в принципе те же, что и на юге. Однако северное крыло взброшено по отношению к ядру синклиниория (Майницкая синформа) сильнее. Поэтому мы не наблюдаем постепенной смены образований алькатваамского типа майницкими. Переход здесь резкий, а покровные соотношения менее отчетливые.

Плоскость сместителя, разделяющего Верхнеалькатваамскую и Верхнемайницкую пластины (Нижнемайницкая — вдоль северного крыла структуры срезана), лучше всего обнажена по правобережью нижнего течения р. Кенкеренеем (ниже впадения в него р. Кейтергынвеем). Она маркируется узкой полосой серпентинитового меланжа. Серпентиниты образуют пласт мощностью от нескольких до 100 м, погружающийся к югу под отложения чирынайской серии под углом 20 – 50° . Последовательность структурных элементов здесь следующая (рис. 16). В основании залегают алевропелиты и песчаники, содержащие остатки иноцерам сеноман-туронского возраста (Верх-

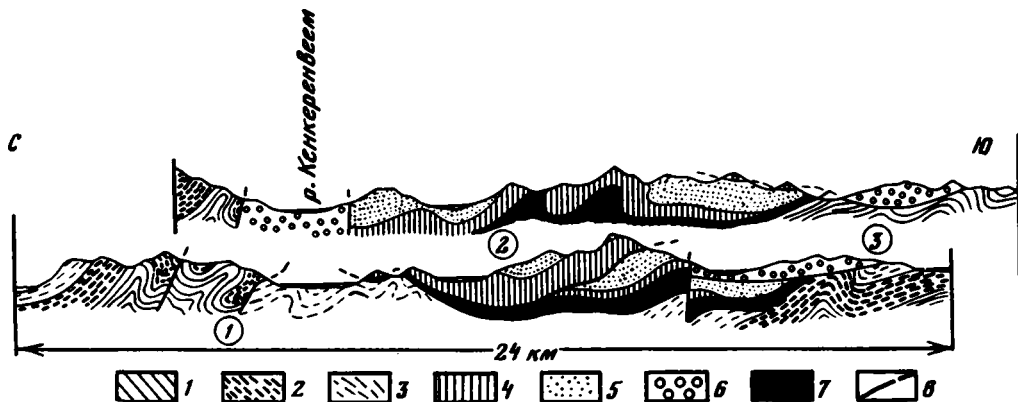


Рис. 16. Геологические профили через восточное окончание Майницкой синформы [Руженцев и др., 1982]

Отложения: 1 — юрско-валанжинские (Верхнеалькатаваамский покров), 2 — готерив-аптские (?) (Верхнеалькатаваамский покров), 3 — альб-сеноонские (Верхнеалькатаваамский покров), 4 — верхнеюрские-берриасовые (Верхнемайницкий покров); 5 — берриас-валанжинские (Верхнемайницкий покров), 6 — эоцен-олигоценные (неоавтохтон), 7 — серпентинитовый меланж (Нижне- и Верхнемайницкий покровы нерасчлененные); 8 — разломы

Цифры на схеме: 1 — Кенкеренская антиформа, 2 — Майницкая синформа, 3 — Тынельская антиформа

неалькатаваамская пластина). Выше следует отмеченный пласт меланжа. Перекрывающие меланж вулканогенно-кремнистая (радиолярии верхней юры—нижнего мела) и граувакковая (остатки бухий берриас—валанжина) толщи образуют Верхнемайницкую пластину.

Отмеченные соотношения наблюдаются и далее на восток (левобережье верховьев р. Нонмыкенвеем). Плоскость сместителя падает здесь к юго-западу и западу под углами $50-60^\circ$, а серпентиниты, габброиды и юрско-меловые отложения майницкого типа залегают на кампанских песчаниках. Далее простирание надвига становится широтным (бассейн рек Подгорная и Акробат), а наклон сместителя северным (угол $15-40^\circ$). Иными словами, серпентиниты, маркирующие разрыв, обрисовывают четкое центриклинальное окончание Майницкой синформы. Ее ядро выполнено здесь юрско-меловыми отложениями майницкого типа, крылья сложены верхнемеловыми породами алькатаваамского типа. К востоку от долины р. Нонмыкенвеем, в связи с воздыманием шарнира синформы отложения чирынайской серии (майницкие покровы) исчезают. Исключительное развитие здесь получают отложения алькатаваамского типа.

Майницкая синформа представляет собой осевую часть Корякского покровного синклиория. Она выполнена главным образом отложениями Верхнемайницкой пластины. Не исключено конечно, что в ядрах осложняющих ее антиклиналей местами вскрыты отложения Нижнемайницкой, а возможно, и Верхнеалькатаваамской пластины. Однако подавляющую часть структуры слагают вулканогенно-кремнистая и особенно граувакковая толщи юры—нижнего мела. Кроме того, здесь широко распространен серпентинитовый меланж.

Породы обоих майницких покровов очень сильно тектонически раздроблены, особенно горизонты, лежащие около плоскости надвига. Изменение пород иногда столь существенно, что их первичный состав визуально определить не удастся. Так, туфогерригенные породы превращаются в коричневато-сероватую, почти однородную массу, яшмы часто осветляются. Наряду с сильной тектонической раздробленностью по всем породам, входящим в майницкие покровы, по разветвленной системе трещин развиваются карбонаты и цеолиты, что в еще большей степени затрудняет диагностирование отдельных типов пород, но в то же время позволяет легко отличать эти породы от алькатаваамских, для которых такие процессы не характерны.

По направлению к западу, начиная от центриклинали, полоса развития отложений майницкого типа резко расширяется, а размер синформы в поперечнике достигает 30–40 км.

Внутренняя структура Верхнемайницкого покрова сопоставима с таковой у алькатва-амских покровов, хотя и отличается более пестрым набором дислокаций, главным образом из-за широкого распространения серпентинитов. В общем виде здесь выделяются две полосы дислокаций: южная и северная. Структура южной характеризуется преобладанием более простых нарушений. В основном это широкие мулдьы, обычно вытянутые в запад-северо-западном направлении. В пределах их плоских днщ слои редко наклонены круче $25-30^\circ$, хотя местами здесь наблюдаются мелкие, довольно напряженные антиклинальные перегибы. Обычно они различно ориентированы и в плане имеют причудливые очертания. Часто к подобного рода нарушениям приурочены выходы полимиктового серпентинитового меланжа. Последний образует, как правило, небольшие, однако многочисленные тела. Наблюдаются как конформные массы, вписывающиеся в складчатую структуру, так и секущие. Дискордантные тела количественно резко преобладают. По-видимому, первоначально отложения чирынайской серии в южной части аллохтона были дислоцированы сравнительно слабо. Возникший позднее комплекс нарушений был связан с послойным перераспределением серпентинитовой подкладки.

Район рек Чирынай, Ягельная, Тамватваам. Здесь преимущественно развиты обширные, ориентированные в северо-восточном направлении линейные складки. Наблюдается чередование широких синклиналей, выполненных базальтами, яшмами и граувакками (J_3-K_1), и сжатых (максимальная ширина 8–15 км), тянующихся на многие десятки километров антиклиналей. В ядрах антиклиналей вскрываются серпентинитовые меланжи с глыбами разнообразных пород; с юга на север это Чирынайский, Эльгеваямский и Ягельный [Александров, 1973, 1978; Александров и др., 1975]. Эльгеваямский и Чирынайский меланжи прослеживаются от верховьев р. Малый Научирынай на восток до Анадырской впадины, где в среднем течении и. Чирынай они сливаются.

Чирынайский меланж вскрывается в ядре линейной антиформной структуры, запрокинутой к юго-востоку, часто разбитой разнообразными разрывными нарушениями. Юго-западное замыкание меланжа наблюдалось нами в верховьях р. Малый Научирынай, где отчетливо видно падение обоих контактов меланжа под перекрывающие отложения Чирынайской серии (J_3-K_1). Северо-западный контакт меланжа повсеместно наклонен к северо-западу, хотя величина углов падения сильно изменяется. Южный контакт часто неопределим, так как он подорван молодым надвигом, по которому породы хребта Зубчатого надвинуты на меланж (последний погружается в юго-западном направлении). В меланже есть глыбы самых разнообразных пород. Наибольший интерес представляют крупные тектонические пластины габброидов и гипербазитов. Габброидные массивы (горы Средняя, Двойная, Седло) дислоцированы слабо. Как правило, вдоль тектонических контактов есть зоны катаклазированных пород мощностью 5–20 м, сами же массивы раздроблены только рядом субвертикальных разломов, практически без смещений.

Крупный дунит-гарцбургитовый массив Чирынайских гор, лежащий на меланже в виде единой пластины, разбит на серию чешуй и блоков мощностью в первые сотни метров (рис. 17).

Эльгеваямский меланж — это практически повсеместно крутопадающая к северо-западу тектоническая пластина. Особенно это хорошо видно между реками Лозовка и Эльгеваям. Здесь северный контакт с углами падения $30-50^\circ$ погружается на северо-запад под туфо-терригенные отложения чирынайской серии, а вдоль южного контакта серпентиниты лежат на породах чирынайской серии с углами падения $5-40^\circ$ (рис. 18). В меланже есть также крупные целикомые блоки габброидов (массивы гор Кекуры и Угрюмая) и гипербазитов (гора Средняя). На северо-восточном склоне горы Кекуры, практически в его центральной части обнажаются серпентинизированные гипербазиты (между габброидами), приуроченные, видимо, к субгоризонтальному разлому, по которому совмещены две пластины габброидов.

Ягельный меланж обнажается в ядре наиболее четкого антиформного поднятия. В юго-западной части (верховья р. Лесной) — это ряд изометричных или несколько вытянутых куполовидных поднятий, в ядрах которых обнажаются серпентиниты. Выше серпентинитов, образуя кровлю и крылья куполов, залегают габбро-диабазы, базальты, яшмы и граувакки (J_3-K_1). Углы наклона на крыльях колеблются от 20 до 50° (рис. 19). В верховьях р. Тополевой меланж расщепляется на ряд полос по крутопадающим разрывам, которые быстро выклиниваются. Разрывы, как правило, накло-

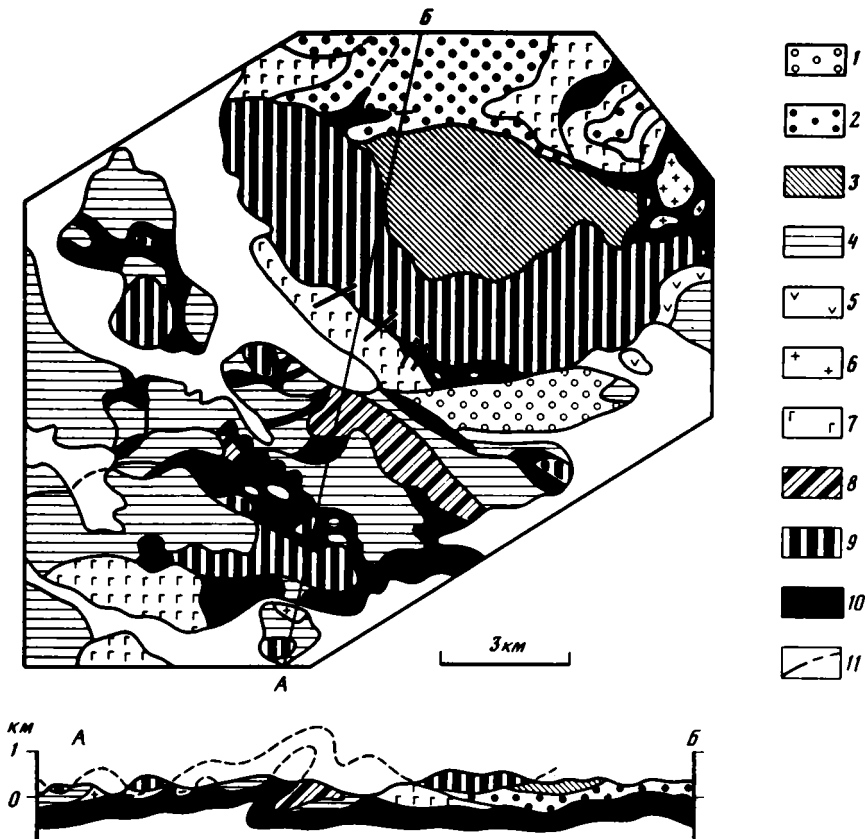


Рис. 17. Геологическая схема Чирынайских гор (с профилем)

1 — аргиллиты, алевролиты (P_2-3); 2 — туфопесчаники, гравелиты (K_1, h); 3 — альбитофиры, кератофиры (K_1, h); 4 — туфоалевролиты, яшмы, гравуакки ($J_3 - K_1$); 5 — диориты (P); 6 — субвулканические тела плагиогранитов и кварцевых кератофиров; 7 — амфиболовое габбро; 8 — габбро-гипербазитовый (полосчатый) комплекс; 9 — ультрабазиты; 10 — серпентиниты; 11 — разломы

нены к юго-западу под углами $50-90^\circ$ (рис. 20). Породы чирынайской серии в районе меланжа дислоцированы сравнительно слабо. Углы наклона слоев соответствуют наклону плоскости контакта с меланжем.

Особое место занимает гипербазитовый массив горы Красной. Это пластина, лежащая целиком на туфо-терригенных породах (J_3-K_1). Массив разбит на ряд крупных блоков вертикальными и наклонными зонами рассланцованных серпентинитов, по которым происходило дифференцированное смещение разных частей массива. Смещение шло не по одной, а по многочисленным параллельным плоскостям (по каждой на небольшую величину), разбивающим недеформированные ультрабазиты. Мощность таких зон сильно варьирует. С одной стороны, процесс деления на все большее число плоскостей приводит к тому, что они выклиниваются и наблюдаются дислокации уже на уровне минералов, с другой стороны, они могут сливаться в меньшее число плоскостей с более интенсивными деформациями. Плоскости деформаций четко маркируют зеркала скольжения с притертым черным серпентином. Такие дислокации захватывают все без исключения породы массива.

На севере Майницкого структурно-формационного комплекса есть две наклоненные к югу габбро-гипербазитовые пластины — Малонаучирнайская и Тамватнейская. Последняя надвинута на флишoids мелового возраста, сопоставляемые нами с отложениями Альтатваамского структурно-формационного комплекса, по крутому и протяженному



Рис. 18. Геологический профиль через верховья р. Лозовки

1 — базальты, яшмы, граувакки ($J_3 - K_1$); 2 — кремни с линзами известняков ($PZ_3 - T?$); 3 — зеленые сланцы (кварц-хлорит-эпидотовые); 4 — субвулканические тела плагиигранитного состава; 5 — ультрабазиты; 6 — серпентиниты; 7 — разломы

разлому. Остановимся только на структуре Тамватнейского массива, так как Мало-науцирынайский массив недостаточно изучен из-за плохой обнаженности.

Для Тамватнейского массива характерно сложное складчато-глыбовое строение (рис. 21, 22). Имеется несколько протяженных синклинальных складок, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями, разделенных антиклиналями, ядра которых сложены гипербазитами. Ширина синклиналей в среднем около 3 км, протяженность до 20 км. Они прослеживаются за пределы Тамватнейского массива в верхнемеловые отложения. Эти складки в пределах массива подорваны рядом надвигов небольшой амплитуды с падением к юго-востоку.

Тамватнейский массив разбит поперечными молодыми разломами (типа сбросов). Для него устанавливается тектоническое несогласие между комплексом гипербазитов и залегающими выше габброидами, диабазами и вулканогенно-терригенными отложениями. Часто контакты между комплексами подорваны с развитием вдоль них зон серпентинизации или просто зон катаклаза и милонитизации пород. Картирование показывает, что породы вулканогенно-терригенного комплекса ($J_3 - K_1$) сохранились в синформных складках. Одна такая складка прослеживается по простиранию массива

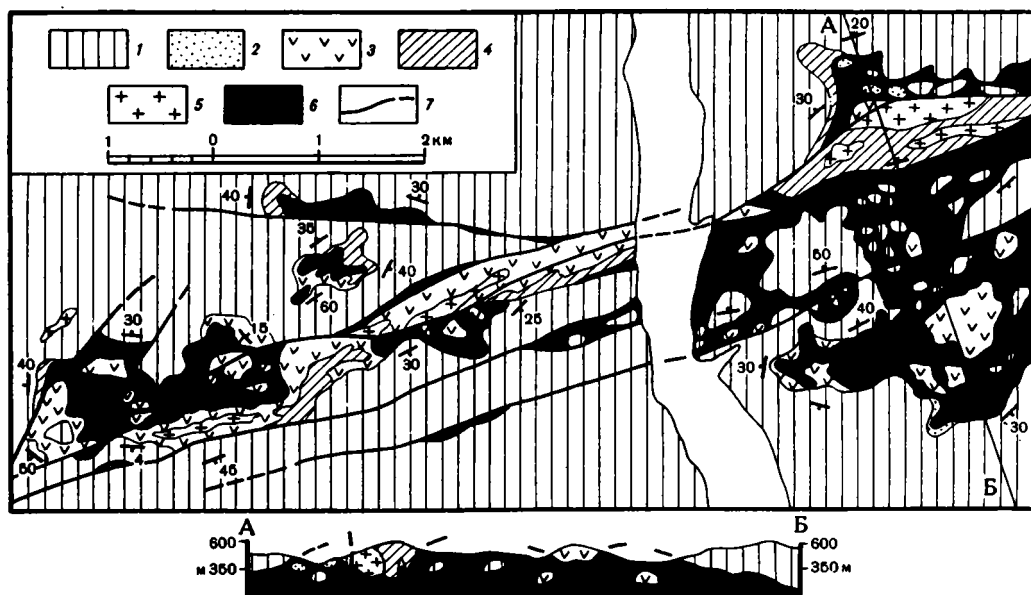
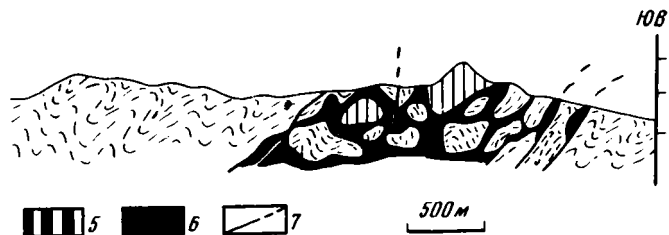


Рис. 19. Геологическая схема юго-западного замыкания Ягельного меланжа (с профилем)

1 — нерасчлененные базальты, яшмы, граувакки чирыйнайской серии ($J_3 - K_1$); 2 — песчаники, конгломераты (базальные слои чирыйнайской серии); 3 — основные эффузивы; 4 — диабазы; 5 — плагииграниты, кварцевые кератофиров; 6 — серпентиниты; 7 — разломы



от левобережья руч. Озорного до левобережья руч. Галечного на расстояние около 20 км при средней ширине 2–3 км. Контакт сравнительно пологий – $30\text{--}40^\circ$, отчетливо виден в рельефе, но иногда становится практически вертикальным, как, например, в междуречье Крестового и Вельмыеем. Вдоль контакта есть зоны дробления вулканических пород и серпентинитов. Ширина зоны контакта 5–20 м. На самом юге массива наблюдается, видимо, северное крыло другой синклинальной складки. Углы падения контакта 30° . Вся остальная часть складки скрыта под четвертичными отложениями. В антиформах вскрываются гипербазиты. Замеры элементов полосчатости в гиперба-

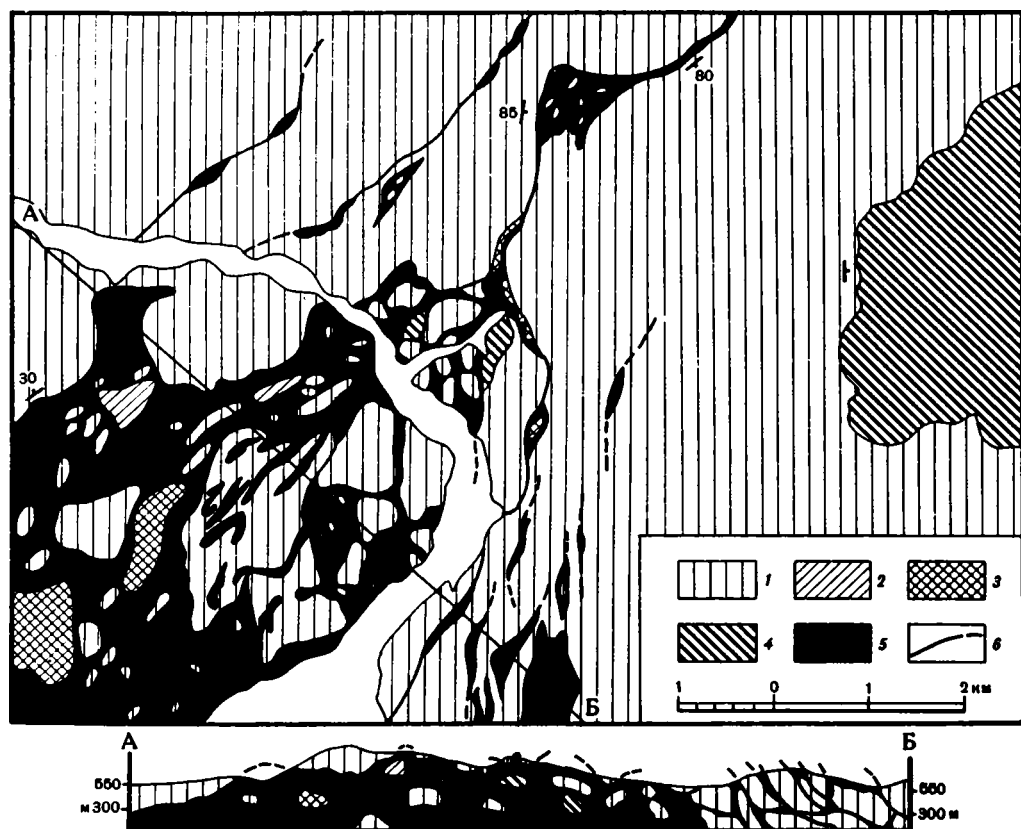


Рис. 20. Геологическая схема северо-восточного замыкания Ягельского меланжа (с профилем)
1 – нерасчлененные базальты, яшмы, граувакки ($J_3 - K_1$); 2 – диабазы; 3 – габбро; 4 – гипер-
базиты; 5 – серпентиниты; 6 – разломы

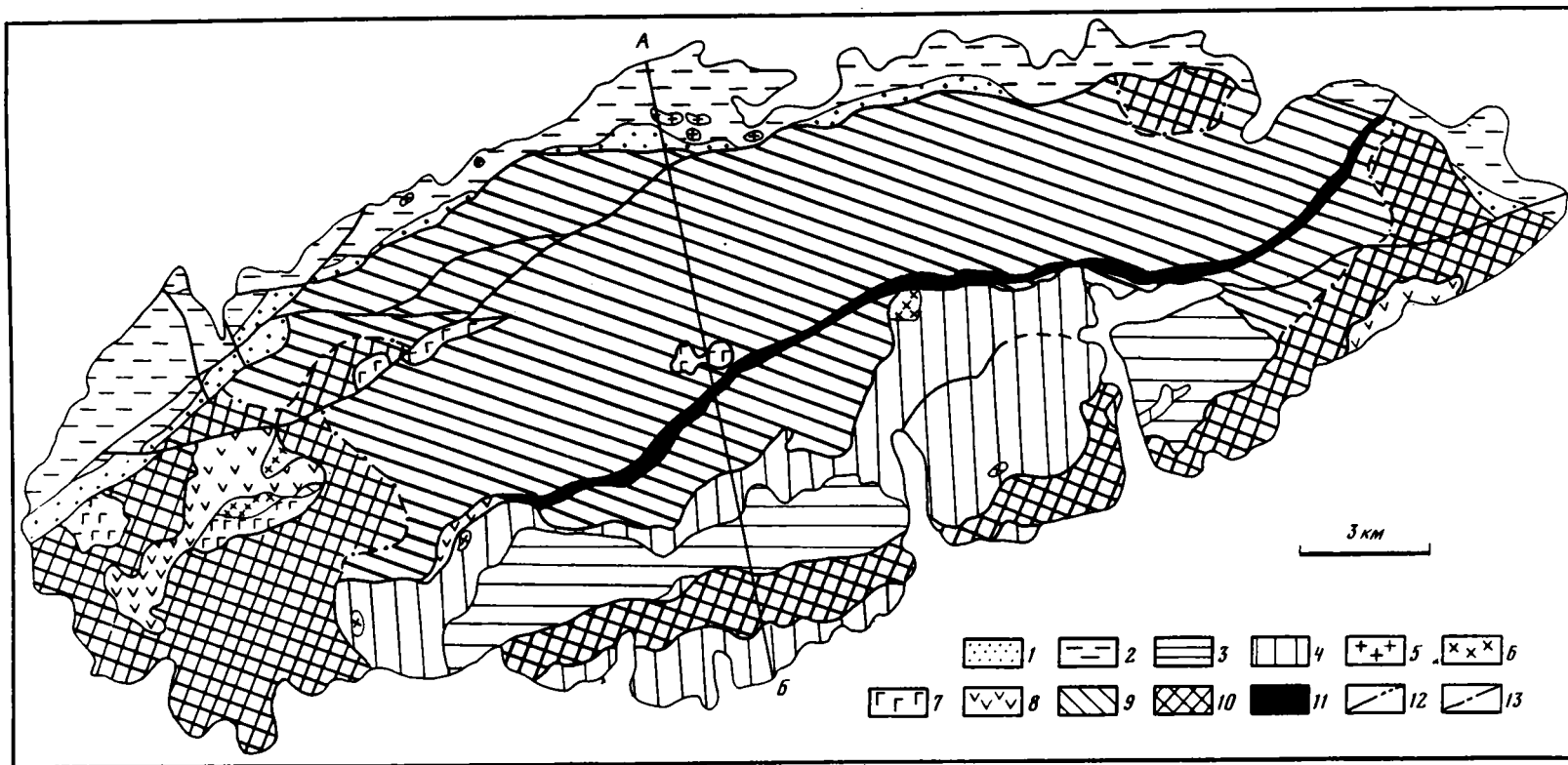


Рис. 21. Геологическая схема Тамватнейских гор

1 — серпентинитовые гравелиты (N); 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты (K_1 , ар — ал); 3 — гравелиты, песчаники (K_1 , ?); 4 — андезиты, базальты (J_3 — K_1 , ?); 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — плагииграниты (J_3 — K_1); 7 — габбро; 8 — габбро-диабазы (J_3 — K_1); 9 — полосчатые перидотиты; 10 — массивные перидотиты; 11 — серпентинитовый меланж; 12 — разломы; 13 — границы между перидотитами с разной структурой

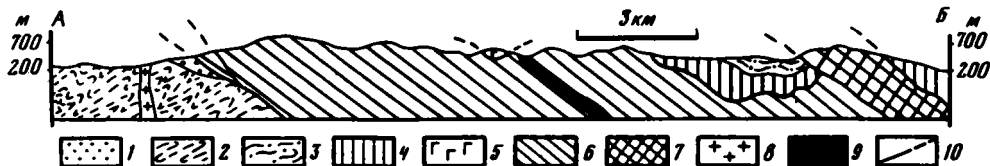


Рис. 22. Геологический профиль через Тамватнейские горы

1 — серпентинитовые гравелиты (N); 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты (K_1 , ар — ал); 3 — гравелиты, песчаники (K_1 ?); 4 — андезиты, базальты (J_3 — K_1 ?); 5 — габбро; 6 — полосчатые перидотиты; 7 — массивные перидотиты; 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — разломы

зитах позволяют на фоне в целом их беспорядочной ориентировки заметить в центральной части массива ряд сложных складок, оси которых направлены поперек общего простирання структур. Массив разбит многочисленными разломами разной амплитуды, возраста и простирання. Наблюдаются крутые разломы без видимых смещений с рассланцованными серпентинитами. Протяженность таких разломов невелика, до 5 км, и они не выходят за пределы поля распространения гипербазитов. Имеются молодые крутые сбросы, которые пересекают не только гипербазиты, но и все молодые породы, включая неогеновые. Такие разломы прослеживаются в основном на северо-западе и востоке массива. Для них характерно северо-восточное простирание и сравнительно небольшая протяженность (5–10 км).

Через весь массив по его осевой части проходит крупная разломная зона шириной 200–300 м, представленная мелкоглыбовым серпентинитовым меланжем. На востоке, в районе руч. Звонкого, эта зона уходит под вулканогенный комплекс (J_3 – K_1); на северо-западе она срезается плоскостью надвига массива на терригенный комплекс (K_1). Зона меланжа прослеживается в виде понижений в рельефе, резко выделяется по зеленому и молочно-белому цвету пород и представлена развалами оскольчатых серпентинитов, среди которых имеются многочисленные обломки и глыбы размером 1–3 м. Они имеют округлую форму, оглажены, на некоторых сохраняется серпентинитовая рубашка. Состав — разнообразные гипербазиты и габбро. Эта зона как бы представляет собой начальную фазу формирования крупных зон меланжа, которые мы наблюдали в других районах. Падение зоны — юго-восточное, угол близок к вертикальному.

Северная граница массива — это крупный разлом, по которому массив надвинут на север, на терригенные отложения тамватнейской свиты (K_1 , ар — ал). Этот разлом, видимо, — долгоживущая структура, так как к нему приурочена узкая, сжатая синклиналь, выполненная неогеновыми отложениями, состоящими из продуктов размыва гипербазитов. Разлом прослеживается в субширотном направлении на расстояние свыше 120 км. На западе он затухает в бассейне р. Великой, на востоке — в низовьях р. Чирынай. Мощность зоны разлома 1–3 км. В районе Тамватнейского массива зона разлома падает на юг под углом 40–50°. На северо-западе массива в результате посленеогеновых взбросов контакт между гипербазитами массива и тамватнейской свитой падает в обратном направлении, т. е. к северу. Отложения тамватнейской свиты смяты в серию линейных складок северо-западного простирання. Местами складки осложнены сбросами небольшой амплитуды.

Таким образом, структура Корякского хребта выглядит очень сложной. Это многочисленные пластины преимущественно мезозойских пород, лежащие одна на другой и часто смятые в лежащие складки с характерной южной вергентностью. В этой системе покровных комплексов имеются и офиолиты. На юге, в Эконайском структурно-формационном комплексе, фиксируется серия по-разному смещенных пластин преимущественно полосчатых габброидов, диабазов, базальтов, кремней (PZ_3 –Т) и других пород. Характерны крупные лежащие складки и общая тектонизация (в основном катаклиз) пород. Меланжи здесь распространены эпизодически в основании ряда пластин и не достигают большой мощности. Аькатваамский комплекс — это юрско-меловые (палеоценовые) туфо-терригенные породы, часто совмещенные в виде тектони-

ческих пластин одного возрастного диапазона без серпентинитов между ними. Серпентинитовые меланжи с глыбами офиолитов имеются только в его основании. В Майницком структурно-формационном комплексе наблюдаются в основном протяженные и мощные полосы серпентинитового меланжа с глыбами как палеозойско-триасовых, так и юрско-меловых офиолитов. Меланжи вскрываются в линейных антиформах, иногда в виде тектонических пластин, надвинутых на Аляктаваамский комплекс или на породы чирынайской серии, слагающие Майницкий структурно-формационный комплекс.

Каждый из выделяемых покровных элементов имеет свою вещественную характеристику. Тем самым покровы соответствуют либо целиком, либо частично структурно-формационным зонам, существовавшим здесь в мезозое. Анализ вергентности дислокаций, распределение офиолитов в структуре, характер фациальной изменчивости толщи указывают на то, что смещение аллохтонных масс шло с севера на юг. Установлены следующие этапы покровообразования: 1) киммерийский (послетриасовый, но доволжский) — формирование системы пластин палеозойско-триасовых офиолитов; 2) среднемеловой — шарырование Накыпыйлякской и Эконайской толщ на Янранайский автохтон; 3) предкампанский и предмаастрихтский — формирование Эконайской системы покровов соответственно в междуречье Хатырка—Опука и Ваамочка—Хатырка; 4) предэоценовый — образование покровов Корякской системы; 5) постэоценовый — формирование надвигов на границе Хатырского поднятия и Нижнехатырского прогиба. В период проявления меловых движений сохранялась устойчивая геодинамическая обстановка, обусловившая надвигание северных элементов на соседние южные.

ГЛАВА IV

ОФИОЛИТЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Породы офиолитовой ассоциации входят только в состав Эконайского, Аляктаваамского и Майницкого структурно-формационных комплексов Корякского хребта. Габброиды, плагиограниты, вулканогенно-кремнистые отложения (PZ_3-T) широко представлены в Эконайском комплексе. Серпентинитовый меланж имеется в основании Аляктаваамского комплекса. В составе офиолитов Майницкого комплекса преобладают серпентинитовые меланжи с многочисленными блоками ультрабазитов и вулканогенно-ашмово-граувакковых пород (J_3-K_1). Ниже дается последовательное описание офиолитов.

ЭКОНАЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ

Породы офиолитовой ассоциации Эконайского комплекса образуют обширный покров, залегающий на более молодых отложениях Янранайского и Накыпыйлякского комплексов (см. рис. 3). Однако Эконайский аллохтон нигде не образует единой массы. Как правило, он расслоен на три независимые в структурном отношении пластины: Эконайскую (серпентинизированные ультрабазиты, полосчатый габбро-гипербазитовый комплекс), Островную (лейкократовые габбро, габбро-диабазы, плагиограниты), Ионайскую (вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя (карбона) — верхнего триаса) [Руженцев и др., 1979]. Несмотря на такую расслоенность и дифференцированное смещение пластин, сравнительно часто сохраняется их первичное расположение в разрезе (ультрабазиты и габбро — внизу, вулканогенно-кремнистые породы — сверху).

Ультрабазиты распространены в Эконайском комплексе нешироко: они образуют сравнительно тонкие (редко до 30–50 м) серпентинитовые тела в подошве габброидов или входят в состав полосчатого комплекса. Известно лишь несколько участков, где ультрабазиты слагают значительные массы. Наиболее крупные выходы есть в районе Пнакских гор и в бассейне р. Накыпыйляк.

В районе Пнакских гор находится линза серпентинитового меланжа, расположенного по контакту Накыпыйлякского и Эконайского покровов. Его мощность превышает 200 м, а протяженность — 4,5 км. Серпентинитовая вмещающая масса содержит глыбы габброидов, плагиогранитов и кремней.

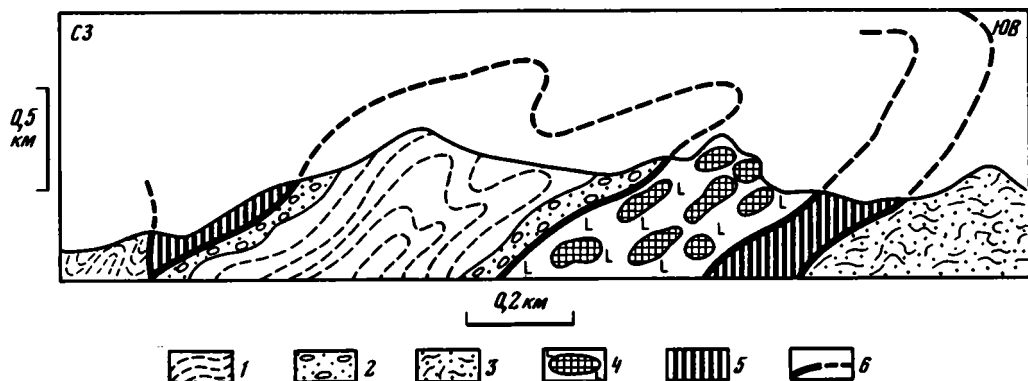


Рис. 23. Геологический профиль через район среднего течения р. Накыпыйлак

1—2 — Накыпыйлакский покров: 1 — алевролиты, аргиллиты, песчаники ($J_3v - K_2st$), 2 — олисто-
стромы (K_2); 3 — кремни, базальты, известняки ($PZ_3 - T$); 4 — серпентинитовый меланж; 5 —
массивные серпентинизированные ультрабазиты с линзами габброидов и пироксенитов; 6 — разломы

Восточнее, в бассейне р. Накыпыйлак, фрагменты офиолитовой ассоциации меланжированы слабее. Они смяты в опрокинутую к юго-востоку антиклиналь, в ядре которой обнажаются туфо-терригенные, с олистостромой отложения мела (Накыпыйлакский покров) (рис. 23). Крылья складки сложены ультрабазитами, представленными пироксенитами и дунитами, где пироксениты образуют линзы мощностью до 10—15 м, разделенные почти нацело серпентинизированными дунитами. В целом толща имеет линзовидно-слоистый облик, хотя местами по простиранию она переходит в меланжированную массу.

Наиболее широко породы габбро-гипербазитового комплекса развиты на правом берегу р. Хатырка, в районе горы Наанкней, а также на востоке (гора Эконай).

В районе горы Наанкней имеется мощный пакет пластин габброидов, гипербазитов (полосчатый комплекс), массивных габбро, диабазов, плагиогранитов, вулканогенно-кремнистых отложений, залегающий либо на базальтах, яшмах и песчаниках Янранайского комплекса, либо на туфо-терригенных отложениях Накыпыйлакского комплекса.

Снизу вверх (см. рис. 11) здесь установлена такая последовательность пластин.

Мощность, м

1. Вулканогенно-кремнистая толща (тонкоплитчатые слоистые кремни, красные яшмы, миндалекаменные подушечные базальты) до 2000
2. Катаклазированные плагиограниты и лейкокрестовые габброиды до 700
3. Базальты, кремни 100
4. Сложно построенный габбро-гипербазитовый (полосчатый комплекс) 500
5. Слоистые кремни 100
6. На двух возвышенных участках горы Наанкней расположены породы полосчатого комплекса 25—50

Несколько в стороне от описываемой системы пластин в виде отдельной тектонической пластины залегают массивные габбро-нориты мощностью 150—200 м.

Такая последовательность покровных пластин прослеживается по простиранию структуры, хотя отдельные ее члены могут выклиниваться. Картину осложняют многочисленные экструзивные штокообразные тела плагиогранитов — кварцевых кератофинов. Их точный возраст неизвестен и по структурным соотношениям определяется как юрский. Пакет пластин смят в крупную синформную складку, запрокинутую к югу и осложненную складками второго порядка.

В основании пластины, сложенной полосчатыми габброидами и гипербазитами, в нескольких местах наблюдаются массивные серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, но перехода к породам полосчатого комплекса найти не удалось.

Полосчатый габбро-гипербазитовый комплекс представлен чередованием оливиновых габбро, габбро-норитов, троктолитов, верлитов, дунитов. В системе полосчатости есть пироксениты. Комплекс раздроблен на блоки размером 20—100 м и мощностью 10—30 м, повернутые и перемещенные относительно друг друга, поэтому единого раз-

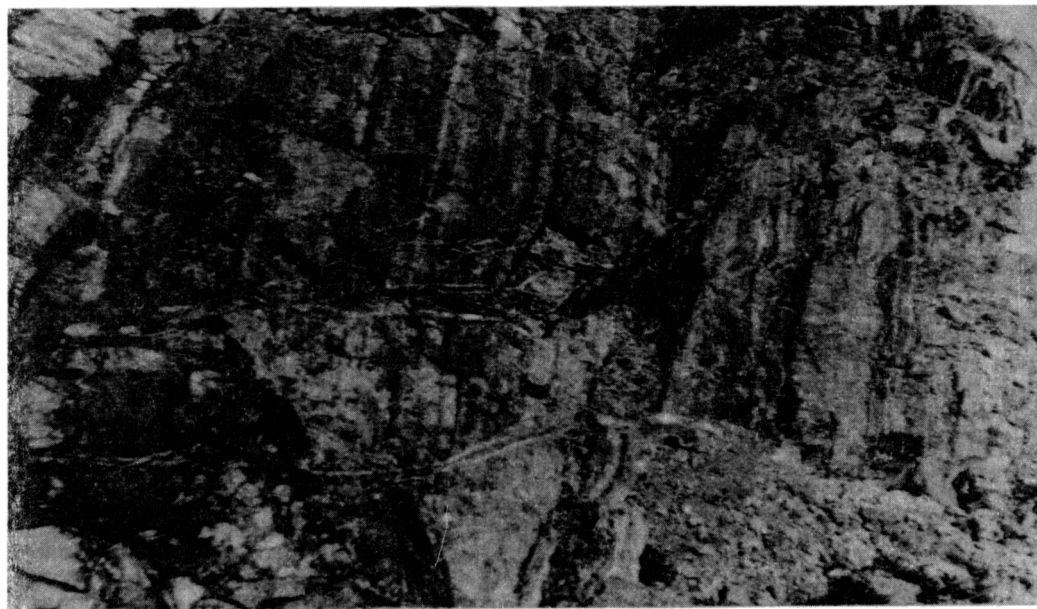


Рис. 24. Полосчатые габброиды (гора Наанкней)

реза наблюдать не удастся. Несколько условно выделяются две части разреза: существенно гипербазитовая и существенно габбровая. В первой преобладают полосы, состоящие в основном из диопсида и оливина в различных количественных соотношениях; есть также зерна энстатита и плагиоклаза. Прослои собственно габбрового состава имеют мощность от 1 см до 10 м. Какой-либо закономерности в их чередовании не наблюдается. В целом габброиды составляют около 30% пород этой части комплекса.

В габброидной части преобладают полосчатые габбро-нориты. Полосчатость обусловлена послойной концентрацией пироксенов и плагиоклаза (рис. 24). Наряду с пироксенами встречаются отдельные сегрегации оливина. Мощность лейкократовых полос 2 мм—15 см, меланократовых 3—6 мм. Последние составляют около 20% пород данной части комплекса. Переход между двумя выделяемыми частями можно считать постепенным.

В 5 км к западу от горы Наанкней находится пластина массивных габброидов (габбро-норитов) размером 3,5 X 1,5 км. Переходов от полосчатых к массивным габбро не наблюдается. Массивные габбро — это породы серо-зеленого цвета с габбровой, в отдельных участках гранобластовой структурой и массивной текстурой. Иногда видна уплощенность в расположении минералов.

Здесь есть также пластины плагиогранитов и лейкократовых габброидов. Породы катаклазированы, гидротермально проработаны и превращены в бесструктурную, легко разрушающуюся массу, на выветрелой поверхности зеленого или грязно-серого цвета с массой ветвящихся, паутиновидных, с раздувами жилок светлых минералов (кварца, пренита, кальцита). В этой переработанной массе есть отдельные будинь размером 0,1—5 м плагиогранитов и лейкократовых габбро, возможно диабазов.

Таким образом, офиолитовый разрез района горы Наанкней можно реконструировать следующим образом. В основании маломощные (10—50 м) остатки серпентинизированного дунит-гарцбургитового комплекса, далее существенно ультраосновные кумуляты полосчатого комплекса (верлиты, дуниты, троктолиты), переходящие в основные кумуляты. Мощность до 500 м.

Выше располагались массивные габбро-нориты, переходящие в лейкократовые разности и плагиограниты. Мощность до 700 м.

Данный комплекс перекрывался спилитизированными базальтами и кремнистыми осадками с фауной верхнего палеозоя—триаса. Мощность не менее 2 км.

Описанный офиолитовый разрез прорывают штокообразные тела плагиогранитов и их субвулканические разности (породы экструзивного облика).

В районе горы Эконай офиолиты представлены рядом тектонических пластин, залегающих на серпентинитовом меланже [Александров, 1978]. Здесь имеются серпентинизированные гипербазиты, полосчатые габброиды, вулканогенно-кремнистые породы, а также тела кварцевых кератофигов.

Соотношения между различными комплексами нарушены в результате послонных срывов, а также молодых (Р-N) крутопадающих разрывов. Здесь наблюдаются следующие комплексы: 1) массивные аподунитовые серпентиниты, часто рассланцованные и милонитизированные с линзами диопсидитов; 2) серпентиниты с линзами и прослоями пренитизированных, амфиболитизированных габбро-норитов (измененный полосчатый габбро-гипербазитовый комплекс); 3) массивные окварцованные габбро-нориты; 4) вулканогенно-кремнистые породы (основные вулканы, кварцевые кератофиры, радиоляриты, кремни) верхнего палеозоя—триаса.

Контакты между выделяемыми комплексами тектонические. Это послонные срывы, иногда приводящие к сдвиганию разрезов. В зонах контакта мощностью 5–15 м есть филлониты и пренит-амфиболовые динамосланцы. По границам серпентинитов и габброидов, в последних, развиваются зоны родингитизации мощностью до 10 м. Мощность полосчатого комплекса и массивных габбро-норитов достигает 500 м. Габброиды из полосчатого комплекса претерпели интенсивные зеленокаменные изменения (хлоритизация, эпидотизация, пренитизация, окварцевание). Несколько лучше сохранились массивные габбро-нориты, хотя и в них наблюдаются явления пренитизации плагиоклаза и амфиболитизации диопсида.

Таким образом, разрез офиолитов района горы Эконай реконструируется в таком же виде, как и разрез горы Наанкней, только в последнем породы претерпели меньшую тектонизацию и зеленокаменные изменения.

Рассмотрим петрографию и геохимию магматических пород, входящих в эконайскую офиолитовую ассоциацию.

Полосчатый комплекс горы Наанкней¹

Верлиты: на выветренной поверхности ржаво-желтого, на свежем сколе — темно-зеленого или черного цвета. Породы, как правило, с такситовой, редко с однородной текстурой. Минералогический состав постоянен, хотя количественные соотношения между минералами сильно варьируют. Верлиты состоят из оливина (30–60%), диопсида (20–40%), энстатита (5–10%), хромшпинелида (1–10%), титаномагнетита (1–5%).

Оливин на 70–90% серпентинизирован. Сохраняются только отдельные ядра размером 0,1–0,2 мм в центральных частях петлей серпентина. Оливин сильножелезистый ($100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 15 \div 18$), характерный для перидотитов полосчатых комплексов (табл. 1). В небольшом количестве присутствует NiO (0,12–0,20%), а также Cr_2O_3 (0,01–0,04%). Апооливиновый серпентин — как волокнистый, так и пластинчатый.

Моноклинный пироксен образует ксеноморфные выделения с прихотливо-извилистыми очертаниями, по границам зерен и по трещинам серпентинизирован. Размер зерен пироксенов 0,5–0,7, до 2 мм, иногда наблюдается их грануляция. Моноклинный пироксен (табл. 2) — это диопсид-авгит ($F_s = 6 \div 9$, $E_n = 44 \div 49$, $W_o = 45 \div 48$)² с железистостью $100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 11 \div 16$. Содержание Al_2O_3 — 2–4%, Cr_2O_3 — 0,2–0,5%; много CaO — 23–24%. Диопсид частично хлоритизирован.

Ромбический пироксен (энстатит) очень часто целиком замещен баститом, что не позволяет определить его химический состав.

Хромшпинелиды встречаются в виде мелких (0,1–0,3 мм) зерен разнообразной формы. Есть хромсодержащие магнетиты (см. табл. 2) с высокой концентрацией FeO (84,0%). В них мало Al_2O_3 (0,18%), MgO (0,68%), Cr_2O_3 (11,6%); хромистость — $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 97,7$. С другой стороны, имеются хромшпинелиды с очень низкой хромистостью (16,8), соответственно с высоким содержанием Al_2O_3 (45,0%). Содержание MgO составляет около 16%, FeO — 23%, Cr_2O_3 — 13,5%. Практически два типа минера-

¹ Массивные (метаморфические?) перидотиты не рассматриваются, так как они нацело серпентинизированы и часто превращены в матрикс серпентинитовых меланжей.

² Здесь и далее: $E_s = 100\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$; $E_n = 100\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$; $W_o = 100\text{Ca}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$.

Т а б л и ц а 1
Химический состав оливинов из верлитов горы Наанкней
(окислы — в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
	33—2	35—2	576	538
SiO ₂	39,82	39,95	39,73	39,97
TiO ₂	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,03	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,01	—
FeO*	14,39	17,11	14,44	15,49
MgO	44,47	42,87	45,05	44,13
CaO	0,05	—	0,07	—
NiO	0,13	0,11	0,14	0,20
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—
С у м м а	98,93	100,05	99,44	99,79
Количество ионов в пересчете на 4 (O)				
Si	1,007	1,010	1,000	1,007
Al	0,001	—	—	—
Ti	—	—	—	—
Cr	0,001	—	—	—
Fe	0,304	0,362	0,304	0,326
Mg	1,676	1,615	1,691	1,656
Ca	0,001	—	0,002	—
Ni	0,003	0,003	0,003	0,004
Na	—	—	—	—
K	—	—	—	—
100Fe	15,4	18,3	15,2	16,4
Fe + Mg				

П р и м е ч а н и я. Анализы выполнены в ГИНе АН СССР на микроанализаторе "Камера"; аналитик Б.И. Воронин. FeO* — суммарное железо; 1—4 — анализы из центральных частей оливинов. Здесь и далее во всех таблицах прочерк означает, что содержание компонента ниже определяемого данным методом.

лов отличаются изменением в соотношении шпинелевого и магнетитового компонента при неизменной концентрации хромитового.

В верлитах отмечается: железистость $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})^1 = 0,24 \div 0,28$ при $\text{SiO}_2 = 41,50 \div 46,87\%$ (табл. 3), характерная для ультраосновных кумулятов; низкое содержание TiO_2 (до 0,25%), Al_2O_3 (2,56—4,05%), Sr (~10 г/т), Ba (~50 г/т); высокое — Cr, Ni, Co, V. Причем между содержанием Co и V существует обратно пропорциональная зависимость (рис. 25). Переход к основным кумулятам фиксируется по появлению плагиоклаза в ультраосновной породе, который вначале концентрируется в виде маломощных (5—12 мм) слоев вместе с оливином, образуя породы состава троктолита. Данные прослои чередуются с пироксен-оливиновыми такой же мощности. Преобладающий минерал — это серпентинизированный оливин (степень серпентинизации 70—90%) размером 0,1—0,3 мм преимущественно в ассоциации с пироксенами. В полосах с плагиоклазом оливин практически полностью замещен петельчатым серпентином. Плагиоклаз, как правило, превращен в коричневатый агрегат типа смектита и мелкозернистого пренита. Пироксены (моноклинный и ромбический) размером 0,1—1 мм концентрируются в полосах с оливином. В системе полосчатости переход от троктолитовых к перидотитовым слоям резкий.

Г а б б р о и д ы полосчатого комплекса — это серые, голубовато-серые породы с такситовой текстурой и габбровой структурой. Состоят из плагиоклаза (50—70%), диопсида (15—25%), гиперстена (10—15%) и рудного минерала (5—10%).

Плагиоклаз существенно анортитовый (An_{85-89}); преобладают гранулированные изометричные зерна размером 0,05—0,2 мм. В небольшом количестве (около 10%)

¹ FeO* — везде суммарное железо ($\text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Т а б л и ц а 2
Химический состав клинопироксенов и хромшпинелидов
из верлитов горы Наанкней (окислы — в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	33—2	35—2	35—2	35—2	35—2	33—2
SiO ₂	51,47	52,41	51,82	51,98	—	0,28
TiO ₂	0,14	0,16	0,18	0,15	1,10	0,15
Al ₂ O ₃	2,24	3,78	3,76	3,61	0,18	45,03
Cr ₂ O ₃	0,19	0,48	0,50	0,51	11,59	13,55
FeO*	3,94	5,14	5,62	5,02	83,99	23,41
MnO	He опр.	0,13	0,19	0,17	0,92	He опр.
MgO	17,99	15,91	15,95	15,87	0,68	16,00
CaO	22,85	24,33	24,21	23,73	0,07	0,05
NiO	0,7	—	—	0,02	—	0,07
Na ₂ O	0,17	—	0,10	0,12	—	—
K ₂ O	0,02	0,03	0,04	0,02	0,05	—
С у м м а	99,08	102,37	102,37	101,20	98,58	98,54
Количество ионов в пересчете на 6 (O) для пироксенов, на 32 (O) для хромшпинелидов						
Si	1,904	1,889	1,875	1,893	—	—
Al	0,098	0,161	0,160	0,155	0,078	11,825
Ti	0,004	0,004	0,005	0,004	0,301	0,024
Cr	0,006	0,014	0,014	0,015	3,338	2,386
Fe	0,122	0,155	0,170	0,153	25,579	4,363
Mn	—	0,004	0,006	0,005	0,285	—
Mg	0,992	0,854	0,860	0,861	0,371	5,314
Ca	0,905	0,939	0,938	0,926	0,027	0,012
Ni	0,002	—	—	0,001	—	0,012
Na	0,011	—	0,007	0,008	—	—
K	0,001	0,001	0,002	0,001	0,022	—
100Fe	11,0	15,4	16,5	15,1	97,3	33,0
Fe + Mg	—	—	—	—	—	—
En	49,2	43,8	43,7	44,4	—	—
Wo	44,8	48,2	47,7	47,7	—	—
Fs	6,0	8,0	8,6	7,9	—	—

П р и м е ч а н и я. Анализы выполнены в ГИНе АН СССР на микроанализаторе "Камера" и "Камербакс"; аналитики Б.И. Воронин и Г.В. Карпова. FeO* — суммарное железо. 1—4 — диопсид, 5, 6 — хромшпинелид.

есть негранулированные призматические кристаллы. Изотопные отношения Sr (Sr^{87}/Sr^{86}) в плагиоклазах сравнительно высоки (0,70493—0,70511); это, видимо, указывает на то, что после образования породы минеральная система не была замкнутой для изотопов Sr (табл. 4). В свежих габбро-норитах плагиоклаз на 10—15% замещен пренитом, хотя иногда весь плагиоклаз превращен в пренит и гибшит (у контакта с серпентинитовыми минералами порода приобретает облик родингита).

Диопсид встречается в виде изометричных зерен размером 0,1—0,5 мм (до 2 мм), иногда замещен хлоритом. Гиперстена в породе меньше, его размер и форма выделения такая же, как и у диопсида, иногда он замещен баститом. В пироксенах на контактах зерен часто наблюдается грануляция последних. Грануляция плагиоклазов и пироксенов непосредственно не связана с брекчированием и катаклизмом пород; видимо, она более ранняя. Катаклиз проявляется в изгибе плоскостей спайности и дробления минералов на остроугольные обломки.

В габбро-норитах из полосчатого комплекса наблюдается относительно низкая величина отношения $FeO^*/(FeO + MgO)$, изменяющаяся от 0,3 в меланократовых разностях до 0,4 в лейкократовых. Отмечается низкое содержание TiO_2 (0,26—0,30%). На диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO (рис. 26) фигуративные точки габброидов попадают в поле океанических габброидов. В габбро-норитах несколько понижено содержание Ni и Cr, мало Y и Zr (табл. 5); для них характерно высокое содержание Al_2O_3 и CaO.

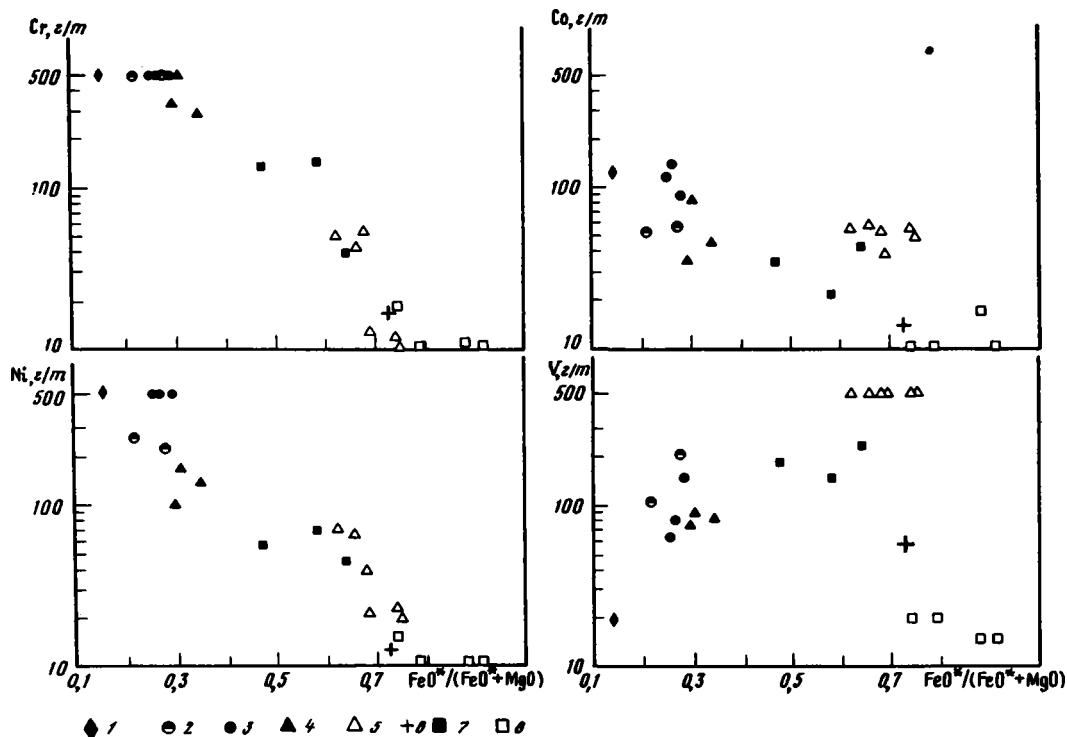


Рис. 25. Диаграммы Cr, Ni, Co, V — $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ эконайских офиолитов
1 — серпентиниты Четкинвямского меланжа; 2 — пироксениты; 3 — верлиты; 4 — полосчатые габброиды; 5 — массивные габбро-нориты; 6 — лейкокрастовые габброиды; 7 — базальты; 8 — плагиграниты, кератофиры. FeO^* — суммарное железо

На диаграмме AFM (рис. 27) поле основных кумюлятов несколько перекрывает поле ультрабазитов и находится на линии дифференциации толеитовой магмы с небольшим уклоном в сторону известково-щелочного тренда.

В габброидной части полосчатого комплекса встречаются прослои габбро-норитов с гнездообразными слабосерпентинизированными выделениями оливина. Структура породы шлирово-такситовая, размер минералов 0,5–2 мм. Состав: плагиоклаз — An_{80-89} (40–60%), диопсид (15–20%), энстатит (5–10%), оливин (5–15%). Для данных пород характерно отношение $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,30 \div 0,34$. Содержание Al_2O_3 изменяется от 9,61% (близкое к ультраосновным кумюлятам) до 17,93% (близкое основным кумюлятам). Среднее значение MgO составляет 11–19%, TiO_2 — 0,16–0,21%, CaO — 12,20–16,64%. Содержание Ni промежуточное между ультраосновными и основными кумюлятами. Кривая по редкоземельным элементам (РЗЭ) имеет заметную положительную аномалию Eu (табл. 6). Наблюдается небольшое увеличение концентрации тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ); оно в 1,5–2 раза больше, чем в хондритах¹. Содержание легких РЗЭ (ЛРЗЭ) близко к хондритовым (рис. 28). Такие кривые типичны для пироксен-плагиоклазовых кумюлятов других офиолитовых разрезов и габброидов океанического дна [Kay, Senéchal, 1976; Dostal, Muecke, 1978].

В целом по полосчатому комплексу содержание таких элементов, как Ni, Cr, Sr, изменяется с модальным составом кумюлятивных фаз. Главный тренд дифференциации следует от низкожелезистых кумюлятов (перидотитов) к габброидным кумюлятам, обогащенным Al_2O_3 , CaO и Sr. Содержания Ni и Cr уменьшаются, в то время как содержания Ti, Cu и Zr растут по мере увеличения железистости.

В кумюлятивном комплексе широко встречаются линзы и жилы диопсидитов, рас-

¹ Здесь и далее это выражение будет употребляться в виде: 1,5–2 X хондрит.

Таблица 3
Химический состав офиолитов Эконайского структурно-формационного
комплекса (окислы — в вес. %, элементы — в г/т)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
	35—2	27—1	33—2	33—6	27—2	67	83
SiO ₂	46,87	42,82	41,50	42,70	49,74	49,71	43,83
TiO ₂	Следы	Следы	Следы	0,25	0,21	0,16	0,16
Al ₂ O ₃	2,82	3,30	4,05	2,56	5,04	2,09	9,61
Fe ₂ O ₃	5,00	5,52	5,84	6,04	1,83	2,70	4,58
FeO	4,22	4,48	4,01	3,12	4,99	3,12	4,12
CaO	14,73	9,05	7,87	11,06	19,01	18,70	12,20
MgO	22,32	26,85	28,22	26,89	17,65	20,88	19,01
MnO	0,18	0,18	0,14	0,13	0,21	0,15	0,16
Na ₂ O	0,25	0,22	0,22	0,23	0,34	0,29	0,39
K ₂ O	0,06	0,06	0,12	0,09	0,06	0,05	0,15
H ₂ O ⁺	2,59	6,85	7,41	5,88	0,75	2,13	4,45
H ₂ O ⁻	0,54	0,62	0,52	0,60	0,14	0,23	0,66
CO ₂	—	—	—	1,00	—	0,25	0,90
P ₂ O ₅	0,01	—	Следы	0,01	0,01	0,01	—
С у м м а	99,59	99,95	99,90	100,56	99,97	100,47	100,22
Cr	>500	>500	>500	Не опр.	500	>500	>500
Ni	>500	>500	>500	"	227	265	173
V	145	80	63	"	205	106	91
Cu	<20	<20	<20	"	<20	<20	135
Co	90	140	117	"	59	53	86
Ga	<10	<10	<10	"	<10	<10	<10
Ge	3,9	2,9	3,6	"	1,4	4,4	2,5

Таблица 3 (продолжение)

Компо- ненты	8	9	10	11	12	13	14
	74	512	27—4	33—4	68	42	46
SiO ₂	44,59	46,26	40,50	43,27	46,08	41,45	42,41
TiO ₂	0,21	Следы	0,26	0,28	0,30	0,84	0,55
Al ₂ O ₃	17,93	19,58	12,56	18,61	19,90	12,98	15,81
Fe ₂ O ₃	2,03	0,25	3,21	3,52	2,37	10,62	9,17
FeO	3,79	4,08	3,96	3,76	4,02	10,96	8,64
CaO	16,64	15,81	20,46	15,51	15,26	9,01	12,80
MgO	11,07	10,65	11,47	9,73	7,75	9,76	8,48
MnO	0,10	0,12	0,11	0,11	0,09	0,26	0,22
Na ₂ O	0,75	0,45	1,45	0,56	1,45	0,48	0,49
K ₂ O	0,12	0,49	0,09	0,98	0,28	1,88	0,43
H ₂ O ⁺	2,52	1,88	4,99	3,29	2,42	1,85	0,94
H ₂ O ⁻	0,14	0,20	0,52	0,89	0,32	0,50	0,20
CO ₂	—	—	0,35	—	0,35	—	—
P ₂ O ₅	0,01	—	—	—	0,01	Следы	—
С у м м а	99,90	99,87	99,93	100,51	100,60	100,59	100,14
Cr	295	345	Не определялся			54	43
Ni	141	112	То же			39	66
V	86	77	"			>500	>500
Cu	205	310	"			137	337
Co	46	33	"			53	58
Ga	13	13	"			12	14
Ge	1,7	2,1	"			1,5	1,6

Таблица 3 (продолжение)

Компо- ненты	15	16	17	18	19	20	21
	101	28—1	297	298	310	36—3	291
SiO ₂	43,38	39,06	42,77	41,48	42,50	69,38	45,13
TiO ₂	0,83	0,93	0,51	1,03	1,02	0,27	2,21
Al ₂ O ₃	20,55	12,89	19,40	17,24	17,36	12,71	13,85
Fe ₂ O ₃	7,49	12,85	4,28	7,64	8,51	2,09	5,37
FeO	4,71	6,04	10,17	11,15	8,88	2,56	2,78
CaO	12,56	12,96	11,40	12,06	13,03	6,94	11,16
MgO	5,12	9,45	8,64	5,96	5,83	1,67	5,56
MnO	0,16	0,17	0,21	0,22	0,27	0,10	0,27
Na ₂ O	1,89	0,68	0,74	1,22	0,81	1,49	2,70
K ₂ O	0,49	0,09	0,12	0,12	0,12	0,06	1,16
H ₂ O ⁺	2,24	3,48	1,81	1,90	1,64	1,89	3,31
H ₂ O ⁻	0,26	1,18	0,26	0,14	0,02	0,39	0,52
CO ₂	0,45	—	—	—	—	—	5,65
P ₂ O ₅	0,01	0,01	—	—	0,04	0,03	0,47
Сумма	100,14	99,79	100,31	100,16	100,03	99,58	100,14
Cr	13	Не опр.	50	<10	12	17	145
Ni	21	"	74	20	24	13	70
V	>500	"	>500	>500	>500	59	155
Cu	172	"	46	93	200	71	35
Co	39	"	56	50	57	14	22
Ga	20	"	16	16	18	17	14
Ge	1,5	"	1,7	1,5	1,5	1,7	1,7

Таблица 3 (продолжение)

Компо- ненты	22	23	24	25	25	27	28
	39—2	78	60	60—1	59—2	74—2	54
SiO ₂	49,76	48,92	47,82	46,64	68,92	74,70	72,32
TiO ₂	1,43	1,82	3,58	3,23	0,55	0,32	0,30
Al ₂ O ₃	14,43	11,71	14,09	13,88	13,59	12,76	12,64
Fe ₂ O ₃	7,65	4,22	7,79	7,51	1,67	1,27	1,99
FeO	3,90	4,43	4,68	5,67	3,00	1,22	1,41
CaO	4,95	11,14	8,89	8,42	4,21	2,11	3,02
MgO	6,04	9,10	3,77	4,94	1,20	0,83	0,84
MnO	0,24	0,19	0,18	0,18	0,11	0,05	0,03
Na ₂ O	4,09	3,54	4,53	3,39	4,92	5,41	5,92
K ₂ O	2,71	0,81	1,43	2,97	0,51	0,36	0,20
H ₂ O ⁺	3,06	1,78	1,61	2,06	1,52	0,52	0,28
H ₂ O ⁻	1,05	0,70	0,51	0,67	0,27	0,15	0,22
CO ₂	0,20	0,90	0,3	—	0,1	—	0,80
P ₂ O ₅	0,09	0,13	1,04	0,80	0,08	Следы	Следы
Сумма	99,60	99,39	100,22	100,36	100,65	99,70	99,97
Cr	40	135	Не определялся			18	<10
Ni	45	57	То же			<15	<10
V	235	182	"			<20	20
Cu	66	65	"			<20	20
Co	42	35	"			<10	<10
Ga	15	11	"			13	15
Ge	<1,5	2,0	"			1,7	1,6

Таблица 3 (окончание)

Компо- ненты	29	30	31	32	Компо- ненты	29	30	31	32
	63	84	303	41/4		63	84	303	41/4
SiO ₂	72,93	77,11	74,70	35,49	CO ₂	—	—	—	—
TiO ₂	0,34	Следы	0,34	0,04	P ₂ O ₅	0,07	Следы	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	11,64	11,37	12,39	0,14	Сумма	99,98	100,21	99,91	99,74
Fe ₂ O ₃	3,84	2,03	0,41	6,39	Cr	11	<10	<10	>500
FeO	1,35	0,86	2,13	0,70	Ni	<10	<10	<10	>500
CaO	3,04	1,31	0,76	0,52	V	15	<15	29	<20
MgO	0,67	0,27	2,67	39,66	Cu	155	20	59	<20
MnO	0,05	0,03	0,06	0,11	Co	17	<10	<10	121
Na ₂ O	4,90	4,37	3,52	0,12	Ga	21	14	14	<10
K ₂ O	0,15	2,29	0,92	0,06	Ge	<1,5	<1,5	<1,5	1,9
H ₂ O ⁺	0,88	0,39	1,74	14,95					
H ₂ O ⁻	0,12	0,18	0,22	1,55					

Примечания. 1—4 — коралты; 5—6 — пироксениты (диопсидиты); 7—8 — оливиновые габбро-нориты; 9—12 — габбро-нориты (полосчатый комплекс); 13—19 — магнетитовые габбро-нориты (массивные); 20 — лейкократовые габбро; 21—25 — базальты и спилиты; 26—31 — плагиограниты, кератофиры переходной стадии эволюции эконайской коры; 32 — серпентинит алогарцбургитовый. Местонахождение: 1—6, 9—11, 13, 14, 16, 20, 22, 28, 29 — район горы Наанкней; 7, 8, 12, 27 — р. Туманная (левобережье р. Четкинвям); 15 — р. Эткувиевеем (левобережье р. Хатырка); 17—19, 21, 31 — гора Эконай; 23, 30 — р. Лагерная (правобережье р. Хатырка); 24—26 — оз. Олень; 32 — верховья р. Четкинвям (из Четкинвямского серпентинитового меланжа); 9, 17—19, 21, 31 — образцы из коллекции Р.М. Юрковой; 24—26 — образцы из коллекции С.Д. Соколова.

Окислы определены методом "мокрой" химии, элементы — по данным количественного спектрального анализа. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНА АН СССР.

Таблица 4

Изотопный состав (Sr^{87}/Sr^{86}) плагиоклазов из габброидов
офиолитов Корякского хребта

№ п/п	№ обр.	Sr^{87}/Sr^{86}	№ п/п	№ обр.	Sr^{87}/Sr^{86}
1	528	0,70493	5	115-1	0,70
2	512	0,70501	6	115-5	0,7038
3	42	0,70444	7	120	0,7038
4	28-1	0,70511			

Примечания. 1—2 — полосчатые габбро-нориты; 3—4 — массивные магнетитовые габбро-нориты; 5—6 — массивные габбро-нориты; 7 — амфиболовый габбро-норит. Местонахождение: 1—4 — гора Наанкней; 5—6 — гора Кекуры; 7 — гора Серая. 1—2 — образцы из коллекции Р.М. Юрковой. Все анализы выполнены в Лаборатории абсолютного возраста ГИНА АН СССР на масс-спектрометре MAT-260.

Таблица 5

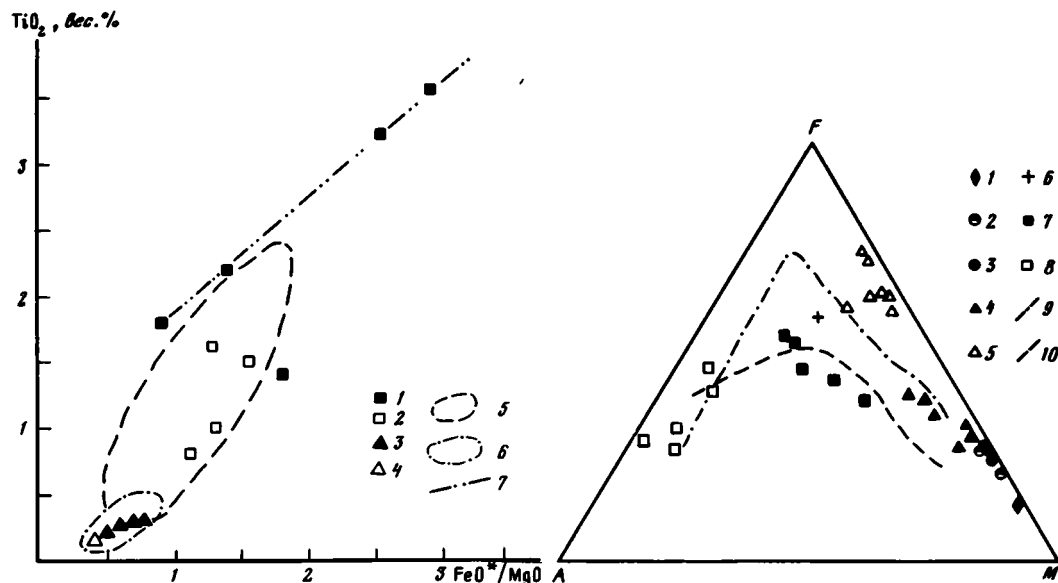
Содержания рассеянных элементов в офиолитах Эконайского
структурно-формационного комплекса (г/г)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	35-2	67	83	512	297	298	310	36-3	291
Rb	<1	30	14	22	3	3	8	<1	22
Sr	10	149	59	550	85	45	51	396	550
Y	<1	14	2	<1	2	4	<1	8	<1
Zr	<1	93	3	14	2	6	5	5	14
Nb	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	57	52	152	371	59	68	82	62	371
La	10	10	8	8	8	10	11	10	8
Ce	10	12	10	10	10	10	10	14	10

Таблица 5 (окончание)

Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	39-2	78	60	60-1	303	59-2	54	74-2	84
Rb	109	30	10	26	14	7	<1	16	<1
Sr	129	149	291	299	160	255	15	121	485
Y	18	15	33	33	18	23	<3	48	65
Zr	58	93	317	333	43	77	<2	195	118
Nb	<1	<3	Не опр.	Не опр.	<1	Не опр.	<1	<7	6
Ba	150	133	506	733	295	395	127	91	373
La	10	14	67	64	<10	19	12	17	14
Ce	17	35	128	122	18	30	23	29	21

Примечание. 1 — верлит; 2 — клинопироксенит; 3 — оливиновое габбро; 4 — полосчатое габбро; 5—7 — магнетитовые габбро-нориты; 8 — лейкократовое габбро; 9—13 — базальты, спилиты; 14—18 — плагиограниты, кератофиры переходной стадии эволюции эконайской коры. Местонахождение: 1, 2, 4, 8, 10, 14 — район горы Нванкней; 3, 15 — р. Туманная; 5—7, 9, 17 — гора Эконай; 11, 16 — р. Лагерная; 12, 13, 18 — оз. Оленья. 4—7, 9, 17 — образцы из коллекции Р.М. Юрковой; 12, 13, 18 — из коллекции С.Д. Соколова. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНА АН СССР рентген-флуоресцентным методом на приборе МЕСА-10-44.

Рис. 26. Диаграмма TiO_2 — FeO^*/MgO габброидов и базальтов Корякского хребта

1 — базальты Эконайского структурно-формационного комплекса; 2 — базальты Майницкого комплекса; 3 — полосчатые габбро Эконайского комплекса; 4 — габбро Майницкого комплекса; 5—6 — поля океанических базальтов и габбро соответственно [Ishizuka, 1981]; 7 — тренд эконайских базальтов. FeO^* — суммарное железо

Рис. 27. Диаграмма AFM эконайских офиолитов

1 — серпентиниты Четкинвалемского меланжа; 2 — пироксениты; 3 — верлиты; 4 — полосчатые габброиды; 5 — массивные габбро-нориты; 6 — лейкократовые габброиды; 7 — базальты (PZ₃ — T); 8 — плагиограниты, кератофиры; 9 — линия дифференциации гавайских толеитов; 10 — линия раздела толеитовых и щелочных серий

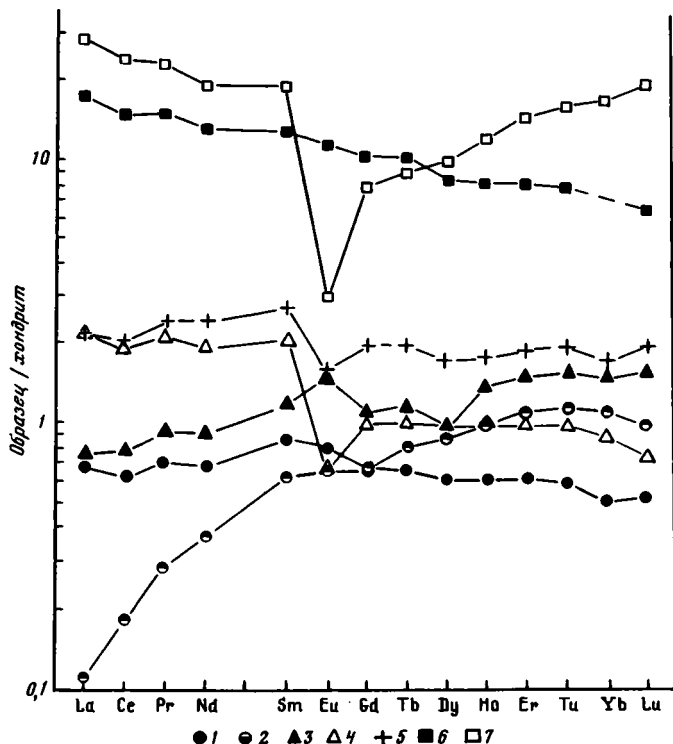


Рис. 28. Распределение содержаний РЗЭ в породах офиолитовой ассоциации Эконайского структурно-формационного комплекса

1 — верлит (обр. 35-2); 2 — пироксенит (обр. 27-2); 3 — полосчатое габбро (обр. 74); 4 — массивный габбро-норит (обр. 28-1); 5 — лейкократовое габбро (обр. 36-3); 6 — базальт (обр. 39-2); 7 — плагиогранит (обр. 74-2)

Таблица 6
Содержание РЗЭ в офиолитах Эконайского
структурно-формационного комплекса (в г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
	35-2	27-2	74	28-1	36-3	39-2	74-2
La	0,231	0,036	0,254	0,740	0,732	5,82	9,56
Ce	0,55	0,16	0,70	1,71	1,79	13,2	21,4
Pr	0,08	0,031	0,104	0,24	0,27	1,74	2,66
Nd	0,42	0,22	0,55	1,16	1,45	8,12	11,6
Sm	0,158	0,113	0,210	0,372	0,502	2,41	3,41
Eu	0,056	0,046	0,103	0,047	0,108	0,816	0,207
Gd	0,17	0,17	0,28	0,26	0,48	2,55	2,00
Tb	0,032	0,038	0,056	0,049	0,091	0,48	0,43
Dy	0,19	0,27	0,30	0,30	0,54	2,7	3,10
Ho	0,043	0,07	0,098	0,070	0,125	0,59	0,84
Er	0,123	0,220	0,307	0,200	0,369	1,64	2,87
Tm	0,018	0,035	0,048	0,030	0,057	0,24	0,48
Yb	0,101	0,222	0,296	0,175	0,340	0,42	3,38
Lu	0,018	0,034	0,054	0,026	0,065	0,224	0,65

Примечания. 1 — верлит; 2 — диопсидит; 3 — оливинный габбро-норит; 4 — магнетитовый габбро-норит (массивный); 5 — лейкократовое габбро; 6 — базальт; 7 — плагиогранит переходной стадии эволюции эконайской коры. Местонахождение: 1-2, 4-6 — район горы Наванкней; 3, 7 — р. Туманная (левобережье р. Четкинкая). Все анализы выполнены в ЦХЛ Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского инструментальным нейтронно-активационным методом.

положенные согласно с простираемостью полосчатости (мощностью 3–15 см), выклинивающиеся через 3–10 м.

Диопсидиты — это темно-зеленые крупнозернистые (3–5 мм) породы с однородной, панидиоморфнозернистой структурой. Порода на 80–90% состоит из идиоморфных таблитчатых кристаллов диопсида. В небольшом количестве встречается гиперстен с характерным плеохроизмом от густо-розового цвета по оси *Np* до зеленоватого по *Ng*. В породе присутствуют TiO_2 (0,16–0,21%), Al_2O_3 (2,09–5,04%), много CaO (18,70–19,01%), MgO (17,65–20,88%). Содержание РЗЭ возрастает от 0,1 X хондрит для ЛРЗЭ до 1 X хондрит для ТРЗЭ. Отсутствует аномалия Eu, что, видимо, обусловлено распределением РЗЭ в клинопироксене, так как именно для него кривые распределения РЗЭ имеют такую форму (см. табл. 6) [Pallister, Knight, 1981]. Пироксены практически не затронуты процессами низкотемпературного изменения.

Массивные габбро-нориты горы Наанкней

Породы состоят из плагиоклаза — An_{85} (50–70%), гиперстена (10–30%), диопсида (15–25%), рудного (10–15%). Размер зерен плагиоклаза 0,5–2 мм. Преобладают (до 90%) негранулированные призматические зерна. Изотопное отношение $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = 0,70446$; оно ниже, чем в полосчатых габбро, что, видимо, связано с меньшим количеством гранулированного плагиоклаза в массивных габброидах. По плагиоклазу развиваются серицит (в результате чего содержание K_2O в породе поднимается до 1,9%) и пренит. Гиперстен и диопсид сильно гранулированы. Размер гранулированных зерен 0,05–0,2 мм, призматических до 1 мм. Иногда они амфиболизированы и хлоритизированы.

Специфичным является химический состав пород. Хотя по набору минералов и количественному соотношению между ними массивные габбро-нориты очень близки к кумулятивным габброидам, но в химическом составе имеются существенные отличия. Для массивных габбро-норитов характерна очень высокая железистость $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,65 \div 0,68$, больше TiO_2 (0,55–0,93%), сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет около 0,8%, меньше Mg, Ni. На диаграмме AFM (см. рис. 27) поле массивных габброидов оторвано от тренда дифференциации пород полосчатого комплекса и находится в области пород ферро-габбрового состава. Наблюдаются более высокие содержания ЛРЗЭ (2 X хондрит) и отрицательная аномалия Eu (см. рис. 28). Из характера изгиба кривой видно, что распределение РЗЭ в массивном габбро резко отличается от кривых полосчатого комплекса.

Массивные габбро-нориты горы Эконай

Для пород характерно несколько повышенное содержание Ti (TiO_2 — 0,51–1,03%) (см. табл. 3), суммарного железа (14,02–18,03%), V (Ti и V концентрируются в титаномагнетите) и пониженное — щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,86 \div 1,34\%$). Отмечается также низкое содержание Cr (максимально 5 г/т, но опускается ниже 10 г/т) и Sr (60 г/т). На диаграмме AFM (см. рис. 27) фигуративные точки этих габбро-норитов также попадают в область высокожелезистых габброидов (ферро-габбро).

Плагииграниты и лейкократовые габбро горы Наанкней

Плагииграниты состоят из гранулированного с мозаичным или волнистым угасанием кварца (40–60%) размером 0,1–2 мм, пренитизированного (с гранофировыми вросками кварца) плагиоклаза (30–40%), эпидота (10–30%). В габброидах, кроме перечисленных минералов, имеется моноклиновый пироксен (15–30%), частично замещенный волокнистым амфиболом. Кварц в основном наложенный, замещает в породе плагиоклаз, а иногда и пироксены. Взаимоотношения между плагиигранитами и лейкократовыми габбро в настоящее время установить не удается из-за интенсивной тектонической и гидротермальной переработки с образованием эпидота и кварца, в сумме составляющими от 60 до 100% породы. Для пород характерно очень низкое содержание щелочей (K_2O — 0,06%, Na_2O — 1,49%), даже несколько ниже, чем в океанических плагиигранитах. Содержание Cr, Ni, Co (13–17 г/т) в целом соответствует среднему содержанию этих элементов в плагиигранитах или несколько выше него.

Интересно распределение РЗЭ в породе. Как известно, РЗЭ по сравнению с другими

элементами наименее подвержены влиянию процессов выветривания и низкотемпературного метаморфизма [Балашов, 1976; Hanson, 1980]. Содержание РЗЭ в породе, нормализованное относительно содержания РЗЭ в хондритах [Haskin et al., 1968], находится в интервале 1,5–3 X хондрит; см. рис. 28 и табл. 6. Кривая распределения РЗЭ находится приблизительно на одном уровне без изменения содержания ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Наблюдается отрицательная аномалия Eu.

Таким образом, содержание РЗЭ более характерно для габброидов (чем для менее глубинных или более кислых пород). Кривая распределения РЗЭ близка кривым для пород с толеитовым трендом дифференциации.

В породе наблюдается аномально высокое содержание Sr (396 г/т), даже выше, чем в базальтоидах, что может быть объяснено привнесом Sr в процессе низкотемпературного метаморфизма. Содержание Rb менее 1 г/т. Интересно положение рассматриваемых пород на диаграмме AFM (см. рис. 27). Они попадают в одно из полей диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса офиолитов массива Троодос (о-в Кипр) [Марков и др., 1977], с повышенной железистостью. Очень схоже и их описание. "Зона развития плагиогранитов имеет неправильные очертания, и в ней отсутствуют признаки закалки плагиогранитов или габбро; лейкократовые габбро и гранофировые кварц-плагиоклазовые породы обычно чередуются между собой и содержат включения соответствующего состава" [Колман, 1979, с. 206].

Базальты горы Наанкней

Базальты, входящие в структуру тектонических пластин вулканогенно-кремнистых отложений района горы Наанкней, буровато-красного или грязно-зеленого цвета, иногда миндалекаменные. Как правило, они имеют подушечную отдельность с размером подушек 15–30 см (рис. 29).

Структура породы долеритовая. Состав: мелкие шестоватые зерна плагиоклаза (Ap_{30}) размером 0,1–0,3 мм (50–60%), практически полностью альбитизированного, и около 30–40% пироксена такого же размера. Иногда пироксен полностью замещен хлоритом. В породе высокое содержание TiO_2 (1,43–1,82%), количество щелочей в целом повышено, что может быть связано с процессом спилитизации (см. табл. 1). По содержанию K_2O эти породы попадают в известково-щелочную серию [Лутц, 1980]. Железистость $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,5 \div 0,6$. В породе почти одинаковое количество

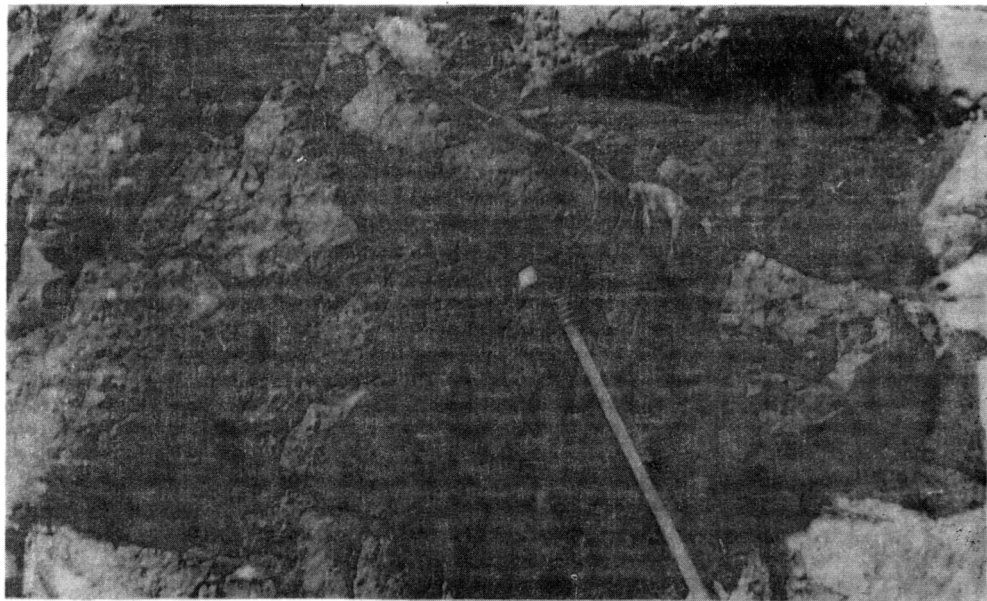


Рис. 29. Подушечные базальты (PZ₃ – Т) (правобережье р. Четкинцям)

Ni (60 г/т), Cu (65 г/т), Co (40 г/т), около 150 г/т Cr. Содержание ЛРЗЭ близко к такому в океанических толеитах или несколько выше (15 X хондрит). Содержание ТРЗЭ ниже (6–8 X хондрит). Линия распределения РЗЭ – это практически прямая, без аномалий Eu (см. рис. 28).

Основные базальты горы Эконай

В анализировавшемся спилитизированном миндалекаменном базальте из: вулканогенно-кремнистой толщи горы Эконай отмечается высокое содержание Ti (TiO_2 – 2,21%), CaO (11,16%), щелочей (Na_2O – 2,70%, K_2O – 1,16%), а также очень высокое содержание Zr (142 г/т).

В концентрациях, меньших, чем в среднем для океанических базальтов, встречаются Ni (70 г/т) и V (155 г/т). По содержанию K_2O базальт можно отнести к известково-щелочной серии [Лутц, 1980].

Анализ кварцевого кератофира из вулканогенно-кремнистого комплекса показал, что это низкожелезистая порода – $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0,47$, с пониженным содержанием CaO (0,76%), Zr (43 г/т); в то же время отмечается аномально высокое содержание MgO (2,67%) и Ba (295 г/т). Порода сложена существенно альбитом (Na_2O – 3,52%, K_2O – 0,92%).

Основные вулканиты Эконайского комплекса

До недавнего времени в литературе вообще не было сколько-нибудь подробного их описания. Первое детальное описание базальтов Корякского хребта сделано С.Г. Бялобжеким с соавторами [1981]. Рассматривались и базальтоиды Ионайской пластины Эконайской системы покровов. Вулканические породы этой пластины представлены главным образом зеленокаменно-измененными базальтами, лавами, диабазами и основными туфами. Они встречаются в ассоциации с фтанитоидами, кремнями, яшмами. Проанализированные базальты характеризуются повышенным содержанием TiO_2 с разбросом значений от 1,43% на западе до 3,58% в центральной части комплекса. Железистость пород $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ изменяется от 0,47 до 0,79; много P_2O_5 – от 0,13 до 1,04%. Причем наблюдается прямая зависимость содержания данных элементов от железистости. По содержанию K_2O породы попадают в известково-щелочную (0,81–1,4%) и в щелочную (2,71–2,97%) серии [Лутц, 1980], хотя деление это достаточно условно, так как в ряде работ [Колясников, 1982; Moody, 1979; Furnes et al., 1980] отмечается увеличение K_2O в измененных базальтах. Не удивительно высокое содержание Na_2O (3–4%), так как плагиоклаз представлен почти целиком альбитом.

Рассмотрим диаграммы соотношения ряда элементов. В первую очередь при сравнении базальтов используют элементы, содержания которых практически не изменяются при низкотемпературном метаморфизме. Это Cr, Ni, Zr, Y, Ti и РЗЭ [Moody, 1979]. На диаграмме TiO_2 – FeO^*/MgO (см. рис. 26) базальты не попадают в поле пород океанического дна, но расположены близко к границе данной области. Причем большинство образцов (один является исключением) лежат на одной прямой, соответствующей

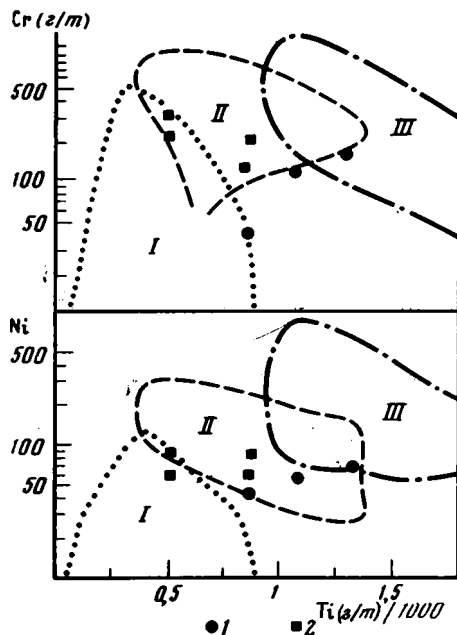


Рис. 30. Диаграммы Cr – Ti, Ni – Ti базальтов Эконайского (1) и Майницкого (2) комплексов

Поля толеитов: I – островодужных, II – абиссальных, III – океанических островов [Ishizuka, 1981]

линии корреляционной зависимости для абиссальных толеитов. На диаграммах Cr—Ti и Ni—Ti (рис. 30) базальты также занимают промежуточное положение, попадая и в области абиссальных базальтов, и базальтов океанических островов. Интересна прямая корреляционная зависимость содержания Cr (Ni) и Ti. На диаграмме AFM (см. рис. 27) базальты располагаются в основном в области пород известково-щелочного и щелочного состава. В то же время по концентрации PЗЭ базальты тяготеют к толеитовой серии (содержание ЛРЗЭ несколько выше, чем в толеитах, а ТРЗЭ — соответствует толеитовому).

Таким образом, при выборе различных классификационных признаков базальты Эконайского комплекса тяготеют либо к известково-щелочной и щелочной, либо к толеитовой серии. На щелочной уклон указывает высокое содержание щелочей, а иногда Ti. По соотношению же Cr, Ni, Zr и PЗЭ породы могут считаться абиссальными толеитами¹. В любом случае базальты являются не островодужными, а изливались в бассейне с океанической корой вдали от источников сноса терригенного материала, на что указывает их переслаивание с кремнями и яшмами палеозойско-триасового возраста, хотя это не исключает того, что они могли образоваться в бассейне типа краевого моря. Как показано рядом исследователей, наряду с толеитовыми в строении океанической коры участвуют известково-щелочные и щелочные серии. Щелочные серии характерны, например, для пород океанических поднятий [Hekinian, 1971; Золотарев, 1979], хотя, возможно, что привнос щелочей — это результат гальмизации.

Плагииграниты переходной стадии эволюции эконайской океанической коры

В Ионайской пластине встречаются породы типа плагиигранитов, диоритов и кератофилов (район горы Эконай), которые, видимо, являются конечными дифференциатами основной магмы. Иногда они имеют штокообразную форму с явно рвущими контактами в вулканогенно-кремнистой пластине, иногда это пластовые тела, находящиеся между габброидами и вулканогенно-кремнистыми породами. Структурная приуроченность плагиигранитов свидетельствует, что они внедрились в верхние части офиолитового комплекса частично в поздне-триасовое, а в основном в юрское время. Их внедрение, видимо, связано с общей эволюцией палеозойско-триасовых офиолитов, как следствие процесса преобразования океанической коры в кору переходного типа (увеличение мощностей осадков, изменение характера магматизма и др.).

Это средне-крупнозернистые породы с пятнистой текстурой. Составляют из плагииклаза An_{10-16} (от 0,05—1 до 2 мм; 50—60%), кварца (0,03—1 мм; до 50%), хлорита (до 20%). Иногда присутствуют эпидот и амфибол. Характерно содержание SiO_2 (72,3—74,7%), TiO_2 (около 0,3%), мало K_2O (0,2—0,4%), несколько больше Na_2O (5—6%). Очень низкое содержание Cr, Ni, Co, V. На диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 31) почти все фигуративные точки плагиигранитов точно попадают в поле океанических плагиигранитов.

Состоят из плагииклаза An_{10-16} (от 0,05—1 до 2 мм; 50—60%), кварца (0,03—1 мм; до 50%), хлорита (до 20%). Иногда присутствуют эпидот и амфибол. Характерно содержание SiO_2 (72,3—74,7%), TiO_2 (около 0,3%), мало K_2O (0,2—0,4%), несколько больше Na_2O (5—6%). Очень низкое содержание Cr, Ni, Co, V. На диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 31) почти все фигуративные точки плагиигранитов точно попадают в поле океанических плагиигранитов.

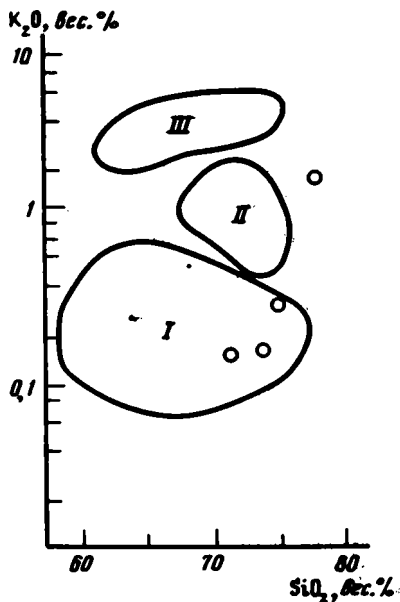


Рис. 31. Диаграмма K_2O-SiO_2 плагиигранитов Корякского хребта

Поля: I — океанических плагиигранитов, II — континентальных грандиоритов, III — континентальных гранофилов [Coleman, Peterman, 1975]

¹ Неоднозначность трактовки химической природы базальтов Ионайской пластины может быть следствием того, что все анализированные породы в большей или в меньшей степени зеленокаменно изменены.

[Coleman, Peterman, 1975; Блохм, 1981]. Содержания РЗЭ в целом 15–20 X хондрит, есть отрицательная аномалия Eu (до 3 X хондрит).

Кривая распределения РЗЭ анализировавшегося плагиогранита очень близка кривой распределения РЗЭ в плагиогранитах офиолитов массива Троодос (о-в Кипр) [Кау, Senechal, 1976]. Несмотря на почти полное геохимическое сходство с океаническими плагиогранитами, рассматриваемые породы формировались уже после становления офиолитового разреза Эконайского комплекса, поэтому их не совсем правильно называть океаническими. Они отвечают этапу переходной стадии в ходе эволюции земной коры и, возможно, формировались в структурах типа островных дуг¹.

* * *

Таким образом, сводный офиолитовый разрез Эконайского комплекса выглядит следующим образом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Маломощные серпентинизированные пластины дунит-гарцбургитового комплекса, практически всегда меланжированные до 200
2. Полосчатый (дунит-верлит-габбровый) комплекс, встречающийся в виде отдельных крупных пластин (горы Наанкней и Эконай) до 500
3. Массивные габбро-нориты, лейкократовые габброиды, плагиограниты, габбро-диабазы до 700
4. Базальты, кремни, яшмы до 5000

Переходы между (1) и (2), как правило, отсутствуют (тектонические контакты). Переход от (2) к (3) и от (3) к (4) либо не виден, либо также тектонический.

Рассмотрим положение фигуративных точек эконайских офиолитов на диаграмме AFM (см. рис. 27), где отражено соотношение важных компонентов: железо-магнезиальности и основности—щелочности сравниваемых пород. Эти критерии являются показателями при сравнении степени дифференцированности пород при отнесении их к разным типам дифференциации. На диаграмме отчетливо выделяются поля фигуративных точек ультраосновных кумулятов (верлиты, дуниты) и пироксенитов, основных кумулятов (габбро-нориты, оливиновое габбро), массивных габбро-норитов, базальтов. В породах нижней части офиолитовой ассоциации преобладает линия толеитовой дифференциации с небольшим отклонением составов в сторону большей щелочности. Область фигуративных точек габброидов полосчатого комплекса частично перекрывает область ультраосновных кумулятов и продолжает их линию дифференциации, что свидетельствует о единстве в происхождении различных пород полосчатого комплекса. В менее магнезиальных габброидах отчетливо прослеживается щелочной уклон. Базальты распадаются на две ветви: а) известково-щелочную, б) щелочную. Отдельную область занимают фигуративные точки массивных габброидов с высокой железистостью. Они оторваны от основной линии дифференциации и находятся в области пород ферро-габбрового состава, что, видимо, свидетельствует о другом составе исходных расплавов и отсутствии прямой корреляции с основным трендом дифференциации.

При сопоставлении диаграмм AFM эконайских офиолитов и магматических пород современных океанов [Марков и др., 1977] выявляется их определенная близость. Во всяком случае, наблюдается почти полное сходство в расположении полей фигуративных точек ультрабазитов и габброидов. Эконайские базальты в целом также укладываются в поля океанических основных эффузивов.

Для сравнения различных пород эконайской офиолитовой ассоциации рассмотрим диаграмму по распределению содержания РЗЭ относительно их атомного номера (порядкового числа). Чтобы графически сравнить РЗЭ различных пород, необходимо ликвидировать эффект того, что элементы с четными номерами имеют более высокие концентрации по сравнению с элементами с нечетными атомными номерами. Таким образом, содержание РЗЭ в породе делится на содержание РЗЭ в хондритах. Это выравнивает изменения концентраций от элемента к элементу. Используются хондриты,

¹ В Эконайском комплексе есть плагиограниты, встречающиеся вместе с лейкократовыми габбро (гора Наанкней), а также слагающие хаотично пересекающиеся (чередующиеся) с диабазами маломощные дайкообразные тела, которые можно рассматривать как океанические (подобие дайковой серии). В настоящее время нет петро- и геохимических данных, по которым можно было бы уверенно разделить эконайские плагиограниты, тем более что в ряде мест мы имеем дело с результатом плагиогранитизации габброидов.

так как они являются просто построенным, видимо, первичным материалом Земли. Для нормализации нами использованы данные по метеоритам (хондритам) Л. Хаскина и др. [Haskin et al., 1968].

На диаграмме по P3Э (см. рис. 28) отчетливо выделяются разного типа кривые, соответствующие породам, входящим в различные комплексы эконайских офиолитов. Две кривые представляют полосчатый комплекс (верлиты и оливиновый габбро-норит). Обе кривые занимают сравнительно узкую область с невысоким содержанием ЛР3Э (0,5–1 X хондрит), видна заметная положительная аномалия Eu, свидетельствующая о том, что плагиоклаз является кумулятивной фазой в породе. Наблюдается разделение ТР3Э с их относительно высоким накоплением в основных кумулятах, при этом содержание в ультраосновных кумулятах практически не изменяется. По-другому ведет себя кривая, соответствующая пироксенитам. Здесь проявлен постепенный рост концентрации Р3Э от 0,1 X хондрит (для ЛР3Э) до 1 X хондрит (для ТР3Э). Таким образом, можно предположить, что пироксениты являются остаточной фазой при фационировании расплава с образованием полосчатого комплекса.

Совсем по-другому выглядят кривые массивных габбро-норитов и лейкократовых габбро. В полевых условиях возникали сомнения в принадлежности этих пород к единому комплексу, но по диаграмме Р3Э (см. рис. 28) видно, что эти кривые практически индентичны как по абсолютному содержанию Р3Э, так и по типу изгиба. Для них характерно обогащение ЛР3Э (относительно пород полосчатого комплекса), резкая отрицательная аномалия Eu, свидетельствующая о более раннем отделении плагиоклаза с Eu (возможно, при формировании полосчатого комплекса). Поэтому минералы рассматриваемых габброидов обеднены Eu.

Базальтовая кривая имеет небольшой наклон в сторону уменьшения содержания ТР3Э. Она расположена гораздо выше кривых по габброидам в области с содержаниями Р3Э (6–20 X хондрит), что несколько выше (для ЛР3Э), чем в толитах, но гораздо ниже, чем в щелочных базальтах. Несколько непонятна отрицательная аномалия Yb; возможно, это инструментальная ошибка.

Приведена кривая по Р3Э для плагиогранитов, рвущих породы Эконайского комплекса. Для нее характерны высокие содержания самых легких и самых тяжелых Р3Э (20–30 X хондрит) и очень большая отрицательная аномалия Eu (от 20 X хондрит для Sm до 3 X хондрит для Eu). Кривая очень близка к океаническим плагиогранитам [Колман, 1979] и не имеет ничего общего с континентальными гранофирами.

АЛЬКАТВААМСКИЕ ОФИОЛИТЫ

Офиолиты Алякватваамского комплекса обнажаются только на правом берегу р. Хатырки в виде Четкинваямского серпентинитового меланжа, маркирующего здесь границу между Алякватваамским и Эконайским комплексами.

Четкинваямский меланж

Четкинваямский серпентинитовый меланж как тектоническое (а не интрузивное) образование впервые описан Н.А. Богдановым [1970]. Этот меланж рассматривался как основание одной из надвиговых (обдуктивных) чешуй, перемещавшихся с востока на запад в результате общего поддвига ложа океана под континент. Более подробно состав меланжа описан О.Н. Ивановым и Ш.Х. Баратовым [1974]; они рассматривают его как протрузию, оба контакта которой падают к северо-западу. Возраст всех вмещающих пород — поздняя юра — ранний мел.

По нашим данным, Четкинваямский серпентинитовый меланж вскрывается в ядре сравнительно просто построенной антиформы. Его ширина обычно не превышает 3 км, однако по простиранию полоса меланжа прослеживается на несколько десятков километров от р. Хатырки на северо-востоке до верховьев р. Линлиретваам Первая на юго-западе, где он расщепляется и выклинивается (см. рис. 3). На северо-востоке меланж полого погружается под туфо-терригенные мезозойские отложения. Северный контакт представляет собой зону дробления (катаклаза) туфо-алевролитов позднелюрского возраста мощностью 5–30 м. Однако местами в меланже вдоль контакта с мезозойскими отложениями встречаются глыбы полимиктовых, существенно серпен-

тинитовых гравелитов и конгломератов, по-видимому, представляющих собой обрывки базальных слоев верхнемезозойского разреза Алякатваамского комплекса.

Серпентиниты у контакта интенсивно рассланцованы. Местами контакт подорван крутопадающими, до вертикальных, молодыми (послепалеогеновыми) разрывами. Часто контакт маркируется дайками диабазов небольшой мощности (5–15 м), рвущих (есть зоны закалки) серпентиновый меланж с одной стороны и юрские туфо-терригенные породы — с другой. Южный контакт более изменчив. В район среднего течения рек Четкинваям и Лагерная он полого (5–10) погружается на юг под сложноскладчатые вулканогенно-кремнистые породы (PZ₃—T). В результате в плане граница меланжа в этом районе прихотливо извилистая, с многочисленными заливами там, где эродированы перекрывающие меланж вулканогенно-кремнистые толщи. В верховьях рек Четкинваям и Линдиретваам Первая контакт постепенно изменяет падение с южного на северное, что обусловлено запрокидыванием северного крыла Наанкнейской синформы к югу.

Четкинваямский меланж состоит из разнообразных глыб, заключенных в серпентинитовом матриксе. Преобладают крупные блоки (10–15 м), часто расположенные группами, состоящие из вулканогенно-кремнистых и терригенных пород (PZ₃—T). Среди них встречаются: 1) гравелиты, включающие слабо окатанные обломки разного цвета кремней, яшм с перекристаллизованными радиоляриями, 2) слоистые, плитчатые серые и молочно-белые кремни, красные яшмы, мраморизованные известняки, окремненные зеленовато-серые туфы. В северо-восточной части меланжа в районе р. Эченмывеем (правый приток р. Хатырки) появляются глыбы туфо-терригенных пород с юрской фауной (бухий). Крупный блок волжских алевролитов размером около 5х1,5 км делит здесь меланж на две ветви.

В 2,4 км к западу-юго-западу от горы Ржавой (правобережье р. Иомраутваам) у южной границы меланжа И.М. Русаковым и А.И. Трухалевым [1962] описаны кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, конгломераты с фауной позднего триаса (карний) *Halobia ex gr. Superba Mojs*. По их мнению, данные породы находятся в коренном залегании в основании вулканогенно-кремнистой толщ, имеющей тот же возраст. По нашему мнению, описываемые породы находятся в виде глыбы в серпентинитовом меланже. На правобережье р. Лагерной в глыбе аналогичных пород нами также была найдена *Halobia sp. indet.*, указывающая на позднетриасовый возраст вмещающих пород.

В меланже встречаются серпентинизированные гарцбургиты, оливиновые пироксениты, габбро, плагиограниты, кварцевые кератофиры, амфиболиты, эколитоподобные породы, а также серицит-хлорит-кварцевые сланцы.

Оливиновые пироксениты (энстатиты) находятся в виде развалов изометричной формы среди серпентинитов. Это крупно-гигантозернистые породы зеленовато-бронзового цвета со шлирово-такситовой текстурой. Преобладают изометричные кристаллы энстатита размером 2–4 мм (70–90%). Серпентинизированный оливин (10–20%) ксеноморфен, выполняет промежутки между кристаллами пироксена. Имеются мелкие (0,08–0,1 мм) остроугольные зерна хромшпинели (5%).

Встречаются габбро с пойкилитовой структурой. Порода состоит из изометричных идиоморфных зерен диопсида 20–30% (0,3–0,6 мм), находящихся в крупных (до 2 мм) ксеноморфных зернах прениитизированного плагиоклаза.

Плагиограниты молочно-белого цвета состоят из крупных таблитчатых кристаллов сосюритизированного плагиоклаза, по которому в виде червеобразных вrostков развивается кварц. Имеются отдельные скопления мелких зерен хлорита.

Кварцевые кератофиры прокрашены окислами железа в буроватый цвет. Основная масса — микрозернистый агрегат альбита (80%) с крапленниками кварца и плагиоклаза (0,1–0,3 мм).

Эпидотовые амфиболиты темно-зеленого цвета, со сланцеватой текстурой состоят из крупных изометричных кристаллов эпидота (30%) и роговой обманки (30%) размером 0,5–2 мм, включающих пойкилитовые вrostки сосюритизированного плагиоклаза (20%), сфена, магнетита.

Есть эколитоподобные породы в виде небольших (3–10 м) шарообразных глыб, закатанных в серпентиновый материал. Состоят из изометричных зерен розового граната 60% (0,5–1 мм) и диопсида, частично амфиболитизированного (0,05–0,1 мм).

В отдельных глыбах наблюдается полосчатость с чередованием пироксеновых и гранатовых слоев.

В целом в Четкинвямском меланже только около 15–20% глыб магматических и метаморфических пород, остальное — это различные осадочные образования. Практически полностью отсутствуют экзотические блоки (к ним можно отнести амфиболиты и эклогитоподобные породы).

Глыбы в меланже имеют самые разнообразные, как правило, остроугольные очертания. Подавляющее их большинство вытянуто по простиранию меланжа и круто уходит во вмещающий серпентинитовый матрикс под углом 40–90°. Форма глыб осадочных пород, как правило, грубо призматическая, с превышением длины над шириной в 2–2,5 раза. Сами породы часто катаклазированы. По соотношению обломков и серпентинитового матрикса последний составляет около 50–70% объема меланжа. На границах с серпентинитами есть зеркала скольжения.

Матрикс меланжа — это зеленые, голубоватые и черные рассланцованные апоперидотитовые (в основном апогарцбургитовые) серпентиниты. Встречаются отдельные участки, в которых уверенно распознается гарцбургитовый состав. Оливин замещен петельчатым серпентином, а ромбический пироксен — пластинчатым баститом. В породе низкое содержание Al и Ca, высокое — MgO (39,66%, см. табл. 3). Местами серпентиниты не только рассланцованы, но и превращены в белую или голубоватую глину.

Таким образом, в Четкинвямском меланже имеются гипербазиты, габброиды, базальты, кремни, известняки, т.е. те породы, которые непосредственно входят в состав эонайских офиолитов (PZ₃–T), а также глыбы туфо-терригенных мезозойских пород Аляктаваамского структурно-формационного комплекса.

МАЙНИЦКИЕ ОФИОЛИТЫ

Майницкий комплекс включает дуниты, перидотиты, амфиболовые габбро и диабазы, базальты, тоналиты, плагиограниты, яшмы, граувакки позднеюрско-раннемелового возраста¹, залегающие в виде мощной аллохтонной массы, со своей сложной внутренней структурой на породах Аляктаваамского структурно-формационного комплекса.

Офиолиты Майницкого комплекса обнажаются в основании ряда надвиговых (покровных) чешуй по южной (Росомашинский, Рытгильский, Иомраутский меланжи) и северной (Малонаучирынайский и Тамватнейский массивы) периферии Майницкого комплекса, четко маркируя подошву покрова, а также вскрыты в ядрах серии антиформ его центральной части (Ягельный, Чирынайский и Эльгеваямский серпентинитовые меланжи). Кроме того, в центральных частях Майницкого комплекса имеются крупные обособленные останцы тектонических пластин, сложенные дунитами и гарцбургитами, залегающие непосредственно на вулканогенно-кремнистых отложениях чирынайской серии (горы Красная и Чирынай; см. рис. 3).

Росомашинский меланж

Росомашинский меланж [Александров, 1978; Григорьев и др., 1980] прослеживается от верховьев р. Каутаям в юго-западном направлении до Рытгильской впадины (более 60 км), выполняя ядро синформы. Это самый удаленный к югу останец майницких офиолитов на покровно-чешуйчатых структурах Аляктаваамского комплекса. Его максимальная ширина 4–5 км. Взаимоотношения с подстилающими породами наиболее четко устанавливаются в районе горы Волчий Клык (рис. 32). Здесь видно, как породы меланжа ложатся на толщи Аляктаваамского структурно-формационного комплекса. На северном крыле структуры породы Аляктаваамского комплекса под углом 30–50° уходят под меланж. На южном крыле серпентинитовый меланж стратиграфически перекрыт олигоцен-миоценовыми породами, являющимися неавтохтоном, и зажат вместе с ними в крутую, запрокинутую к северу синформу. В структуре Росомашинского меланжа намечаются две тектонические пластины. Нижняя сложена собственно серпентинитовым меланжем, верхняя представлена габбро-диабазами, кератофирами,

¹ Вулканогенно-кремнистые отложения объединены в чирынайскую серию (J₃–K₁) [Александров, 1973].

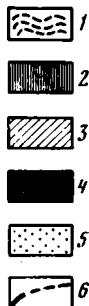
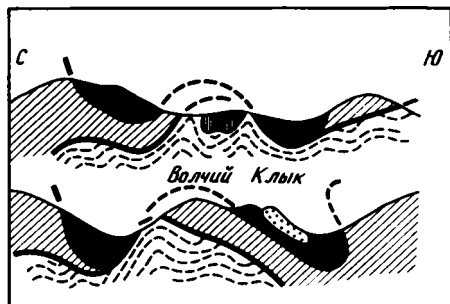


Рис. 32. Схематический профиль через Росомашинский меланж [Григорьев и др., 1980]

1, 2 — Нижнеалькатваамский покров: 1 — верхний меп, 2 — дат-плиоцен; 3 — Верхнеалькатваамский покров: верхняя юра-готерив (пекульнейская свита); 4 — Нижнемайницкий покров: серпентинитовый меланж; 5 — неоватхтон: эоцен-олигоцен; 6 — разломы

плагиигранитами и перекрывающими их вулканогенно-кремнистыми породами, условно относимыми к палеозою—триасу.

Обломочная часть меланжа (нижняя пластина) состоит из крупных глыб протяженностью до нескольких сот метров при мощности в десятки метров. Обломки распределены в меланже крайне неравномерно. Наиболее часто встречаются глыбы пород палеозойско-триасового облика: фтаниты, яшмы, спилиты, диабазы. Они интенсивно катаклазированы, часто окварцованы. Из прослой известняка в глыбе кремней В.А. Аристовым были выделены и определены конодонты: *Gnathodus macer* Wirth, *G. girtyi* Hass, *G. (Paragnathodus) commutatus* (Branson et Meht), *Metalonchodina* sp., которые указывают на средне-поздневизейский возраст вмещающих пород. В меланже есть изолированные глыбы серпентинизированных ультрабазитов, габброидов, плагиигранитов, амфиболитов, зеленых сланцев. В районе оз. Росомаха в меланже имеются блоки песчаников и алевролитов с остатками бухий ($J_3 - K_1$) [Александров, 1978]. Встречаются также глыбы пород с олигоценовой фауной. В (на) меланж они попали в результате, видимо, новейших тектонических движений. Матрикс меланжа — рассланцованные серпентиниты. В ряде образцов сохранились зерна бастита (район слияния рек Каканаут и Облачная), что, видимо, указывает на гарцбургитовую природу большинства серпентинитов. В верховьях р. Ваамочка встречаются заведомо апопироксенитовые серпентиниты.

Верхняя пластина Росомашинского меланжа лучше всего вскрыта в районе горы Рудная. Ее северная часть — это зеленокаменно переработанные темно-серые габбро-диабазы. Роговые обманки замещены волокнистым амфиболом, плагиклаз прениитизирован и эпидотизирован. Основная часть пластины сложена сильно измененным комплексом мелкозернистых габбро, габбро-диабазов, кварцевых габбро-диабазов с переходами к кварцевым диоритам, плагиигранитов. Нередко наблюдается наложенный (вторичный) характер окварцевания. Из темноцветных минералов в данных породах присутствуют практически только амфиболы. Среди них различаются роговые обманки: зеленоватая, возникшая, вероятно, по пироксенам, и сине-зеленая, метаморфогенная. Полевые шпаты — это основные андезины — кислые лабрадоры. Роговые обманки замещены хлоритом и актинолитом, полевые шпаты сильно соссюритизированы. Кроме того, породы пронизаны системой маломощных (до первых сантиметров) жил эпидота, пренита, кварца.

Вулканогенно-кремнистая толща верхней пластины представлена сильно брекчированными и рассланцованными красными и зелеными эффузивами, красными яшмами, черными и зелеными фтанитами и кремнями. Мощность этой толщи около 100–200 м. Ее возраст фаунистически не обоснован, но по набору пород толща более всего похожа на Ионайскую пластину Эконайского комплекса.

Рытгыльский меланж

Рытгыльский серпентинитовый меланж протягивается от оз. Майниц к юго-западу на расстояние около 80 км, уходя под неоген-четвертичные отложения Рытгыльской впадины, практически смыкаясь с Росомашинским меланжем. Меланж обнажается из-под вулканогенно-кремнисто-граувакковых пород чирынайской серии ($J_3 - K_1$), смятых в системе лежащих антиформных складок, и четко маркирует структурный раздел между отложениями Алькатваамского и Майницкого структурно-формационных комп-

лексов [Пейве, 1980]. Рытгыльский меланж представляет собой смесь блоков и обломков пород самого разнообразного размера, состава и возраста, заключенных в серпентинитовый матрикс. В состав меланжа входят слоистые кремни с линзами известняков, песчаники, спилиты, яшмы, плагиограниты, тоналиты, базальты, диабазы, габбро, амфиболовые габбро, серпентинизированные ультрабазиты. Все породы интенсивно катаклазированы.

Размер блоков слоистых кремней достигает 2 км, форма самая разнообразная, но преобладают округлые очертания; оглаженность возрастает с уменьшением размера обломков. Наиболее широко такие глыбы встречаются в южной части меланжа (верховья р. Рытгыльвеем). В виде отдельных горизонтов в кремнях присутствуют спилиты и диабазы. В кремнях есть линзы белых мраморизованных известняков. На водоразделе рек Рытгыльвеем и Красивая в известняках удалось установить присутствие остатков микрофауны (*Calania* sp.) и других плохо сохранившихся фузулинид, указывающих, по мнению определявшей их М.Н. Соловьевой, на пермский возраст вмещающих пород. По составу и возрасту эти отложения соответствуют мощной толще вулканогенно-кремнистых пород Эконайского комплекса.

Размер блоков яшм, базальтов и разнообразных терригенных пород изменяется от первых метров до целикомых пластин размером в тысячи метров, рассеченных червеобразными полосами серпентинитов. Как показывает картирование, они представляют собой многочисленные останцы от растащенной кровли ($J_3 - K_1$) над серпентинитами и блоками палеозойско-триасовых офиолитов.

Среди глыб в меланже много магматических пород, причем все они подверглись вторичным изменениям, несут следы динамометаморфизма. Имеются блоки кварцевых порфиров, плагиогранитов. Наиболее крупная такая глыба (около 2,5 км по удлинению) находится на слиянии р. Ичгуйгэней и руч. Старый. Породы молочно-белого или слегка зеленоватого цвета состоят из призматических зерен плагиоклаза (0,5–1 мм; 20–30%), "лапчатого", сливного кварца (15–20%), эпидота (20–25%). Основная масса породы (30–35%) — это мелкозернистый агрегат кварца и альбита. Встречаются отдельные порфировые выделения пироксена, который почти нацело замещен хлоритом. Все контакты плагиогранитов представляют собой зону тектонического дробления большей или меньшей мощности. Отсутствие магматических контактов не позволяет говорить с определенностью о времени их внедрения.

Габброиды встречаются в меланже в виде глыб самого разнообразного размера и формы. Наиболее крупное тело габброидов, габро-диабазов и диабазов находится на левом берегу р. Находка протягивается на расстояние около 8 км при ширине до 2 км. Габбро — массивные равномернозернистые породы, состоящие из призматического плагиоклаза (50–60%) и моноклинного пироксена (0,25–0,5 мм; 30–40%).

Плагиоклаз соскюритизирован, по пироксену развиваются волокнистый амфибол и хлорит. Иногда встречаются пегматOIDные амфиболовые габбро с кристаллами амфибола до 2 см по удлинению. В таких породах плагиоклаза мало (до 30%), он несколько соскюритизирован и имеет ксеноморфные очертания. Некоторые габброиды и тоналиты содержат сливной, с волокнистым погасанием, с прихотливо извилистыми очертаниями кварц (до 20–30%). Иногда наблюдается его грануляция. Такие породы обладают полосчатостью, обусловленной чередованием прослоев мощностью 1–3 мм, обогащенных амфиболом, и прослоев, сложенных лейкокрастовыми минералами.

В меланже встречаются сравнительно мало серпентинизированные дуниты, перидотиты и пироксениты, слагающие небольшие (до 10–20 м) блоки. На выветренной поверхности перидотиты оранжево-бурого цвета, рельефно выделяются кристаллы пироксенов и черные скопления хромита. На свежем сколе порода темно-зеленого, почти черного цвета. Есть верлиты, состоящие из идиоморфных кристаллов оливина (0,5–0,8 мм; 50–70%) и ксеноморфного диопсида. По трещинкам в оливине развивается волокнистый серпентин, диопсид сильно уралитизирован. В породах имеются гнездообразные скопления хромита (3–7 мм). Пироксениты массивные, крупнозернистые, темно-зеленого, часто черного цвета. Состоят из гиперстена (0,3–0,5 мм; 50–60%), диопсида (0,1–0,4 мм; 40–50%), мелких изометричных зерен оливина (0,1–0,2 мм; 10–15%). Структура породы панкеноморфнозернистая. Часто наблюдаются следы тектонического дробления. Трещинки спайности в пироксене изогнуты, остроугольные обломки пироксенов заключены в изотропную милонитизированную массу.

Матрикс меланжа — серпентиниты по ультраосновным породам самого разнообразного цвета (от молочно-белого до черного).

Иомраутский меланж

Иомраутский серпентинитовый меланж прослеживается в широтном направлении вдоль правого борта р. Иомраутваам (правобережье р. Хатырки) на расстояние около 35 км и представляет собой единую пластину, моноклинально погружающуюся к северу под граувакки, не содержащие фаунистических остатков, но литологически сопоставимые с верхней частью разреза Майницкого комплекса. На юге меланж по молодому надвигу налегает на аркозовые песчаники маастрихтского и палеогенового возраста, входящие в Алькатваамский структурно-формационный комплекс. Наиболее вероятно, что Иомраутский меланж — это продолжение Рытгильского меланжа, погружающегося под кайнозойские отложения Рытгильской впадины. Состав глыб в меланже: кремни, габбро-амфиболиты, карбонатизированные и цеолитизированные туфо-терригенные породы, спилиты, тоналиты. В целом меланж беден обломками. Размер глыб от 10—20 до 100—150 м (в среднем). К северо-востоку от устья р. Лагерной в меланже расположена пластина метаморфизованных вулканогенно-кремнистых пород протяженностью 12 км и мощностью около 400 м. Это в основном филлониты и филлиты с гранолепидобластовой структурой и альбит-хлорит-эпидот-кварц-серицитовые сланцы. В некоторых сланцах есть голубой амфибол (магнезиоробикит). Сланцеватость параллельная, иногда смята в мелкие (ширина 5—15 см) изоклинальные складки. По находкам в них акритарх [Русаков, Егизаров, 1959; Иванов, Ильченко, 1978] сланцы (янданайская свита) датируются поздним докембрием — ранним кембрием. Структурная принадлежность блока не ясна, так как нигде в Корякском нагорье не вскрыты докембрийские породы. Матрикс меланжа — существенно апоперидотитовые серпентиниты, как правило, рассланцованные. В породе около 20% бастина (видимо, по ромбическому пироксену), есть и частично сохранившиеся зерна пироксена. Характерны зерна хромшпидели размером 0,3—0,5 мм (до 1,5 мм), сравнительно равномерно распределенные по породе.

Чирынайский меланж

Чирынайский серпентинитовый меланж прослеживается от верховьев р. Малый Научирынай на юго-западе до Анадырской впадины на северо-востоке на расстояние около 60 км. Впервые он был описан А.А. Александровым [1973]. Меланж имеет очень изменчивую ширину — от первых сотен метров на юго-западе до десятков километров на северо-востоке, где он сливается с Эльгеваямским меланжем. Северный контакт меланжа практически повсеместно погружается на северо-запад с крутыми углами падения (50—90°), южный контакт более изменчив. В отдельных местах (верховья р. Эльгеваям) контакт погружается также к северо-западу и меланж здесь представляет собой крутопадающую пластину. По направлению к востоку южный контакт сперва становится практически вертикальным, а потом в отдельных местах (северные предгорья хребта Зубчатого) погружается к югу под отложения чирынайской серии. Причем меланж расщепляется на ряд ветвей, захватывая очень крупные блоки — до 10 км по длинной оси. Относительное количество матрикса невелико. Рассланцованный серпентин составляет только 10—15% (до 30%) от общего объема меланжа, встречается в основном в виде узких зон (1—15 м), оконтуривая разнообразные глыбы.

В нескольких километрах выше по течению от слияния рек Ныгчеквеем и Гытгыкай-виеем южная ветвь меланжа поворачивает на восток, где сливается с северной частью Рытгильского меланжа.

В меланже есть глыбы самых разнообразных пород: ультрабазитов, габброидов, плагиогранитов, зеленых сланцев, кремней, базальтов, яшм, алевролитов, граувакк и т.д. Иногда они достигают крупных размеров. Это Чирынайский гипербазитовый массив, габбро-гипербазитовый массив горы Георгия, габбро-тоналитовые массивы гор Серой и Двойной.

Крупные блоки гипербазитов встречаются только на севере в чирынайских горах. Это непосредственно Чирынайский массив, а также разрозненные блоки разнообразного состава, часто в ассоциации с габброидами, в междуречье Маенгытконваам и Чирынайэнничиваамкай (массив горы Георгия) (см. рис. 17).

Чирынайский массив — это тектоническая пластина подковообразной формы длиной 12 км и шириной 1,5—2 км, лежащая на серпентинитовом меланже. Ее северный контакт полого (5—15°) погружается к югу (под массив). Здесь ультрабазиты лежат

на базальтах, андезито-дацитах, плагиолипаритах, а также на серпентинитовом меланже. Западная и южная границы массива более крутые (до 50–60°). Здесь он лежит на окварцованных габброидах. Местами между гипербазитами и габброидами появляется малоомная зона серпентинитового меланжа, включающая и блоки осадочных пород. Контакт между габбро и лежащими на них ультрабазитами тектонический. Мощность контакта 30–50 м. Это, как правило, рассланцованные серпентиниты и перидотиты, среди серпентинитов есть развалы вебстеритов. В габбро около контакта имеется зона амфиболитов мощностью 5–10 м. На востоке массив прорван молодым (P–N) интрузивным телом диоритового состава.

Ультрабазитовый массив построен сравнительно просто. В основании преобладают дуниты, хотя они и не слагают единого выдержанного горизонта. Выше появляются отдельные шпировидные скопления энстатита, которые иногда вытягиваются в цепочки, хотя в целом полосчатая текстура не характерна. В самых верхних частях массива имеются породы лерцолитового состава [Велинский, 1979; Марков и др., 1982]. Ультрабазиты пронизаны системой пересекающихся жил ортопироксенитов мощностью 1–30 см.

Гипербазиты имеют свежий облик. Дуниты состоят из крупных (0,5–1 мм) зерен оливинов, разбитых петельчатой серпентинизацией, и мелких зерен хромита. В гарцбургитах есть менее идиоморфные, чем оливин, энстатиты (0,5–4 мм; 5–30%). Ортопироксениты состоят практически нацело из крупных (3 мм – 1 см) зерен бронзита (энстатита). Как уже было сказано выше, в нижних частях массива есть жилы вебстеритового и клинопироксенитового состава (включая небольшое количество оливина). В этом случае наряду с энстатитом в породе есть и диопсид (или один диопсид). В гарцбургитах низкая железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,14$), нет Ti; мало CaO (0,4%), есть Na_2O (0,1%); в оливиновых вебстеритах железистость 0,23 и до 6% CaO (табл. 7).

Отличным является комплекс габброидов и гипербазитов, слагающих раздробленные блоки между реками Маечгытконваам и Чырынайэнничкиваамкай. Наиболее крупный такой блок (0,5 X 2 км) находится к северо-западу от горы Георгия. Здесь обнажается пачка полосчатых габброидов и перидотитов. Падение полосчатости к юго-востоку (в склон) по углам от 30 до 35°.

В массиве Георгия снизу вверх вскрываются:

Мощность, м

1. Массивные оливиновые вебстериты — лерцолиты. Последняя состоит из идиоморфных зерен оливина (табл. 8) (50–70%; 1–3 мм), частично (на 30–50%) серпентинизированного, а также энстатита (5–15%; 0,5–1 мм) (табл. 9), диопсида (10–20%; 0,3–1 мм), зеленовато-бурой хромшпиннели с низкой хромистостью ($100 Cr/(Cr + Al) = 17$) (10–20%; 0,1–0,5 мм), отдельные зерна достигают 3–4 мм (табл. 10). В небольшом количестве есть реакционная роговая обманка. 5
2. Перидотиты с прослоями диопсидитов мощностью 4–30 мм. Размер зерен минералов 0,1–1 мм. Контакты между перидотитами и клинопироксенитами резкие. Закономерности в чередовании слоев разной мощности не наблюдается. 3–4
3. Рассланцованные серпентиниты. 3
4. Полосчатые габбро-нориты светло-зеленого цвета. Концентрация пироксенов обуславливает полосчатость мощностью 3–4 мм. Габбро состоит из идиоморфного диопсида (50–60%; 0,1–5 мм) и энстатита (5–10%; 0,1–5 мм), сосюртитизированного ксеноморфного плагиоклаза (40–50%; 0,5–1 мм). 20
5. Серпентинизированные дуниты. 35
6. Оливиновые вебстериты со шпирово-такситовой текстурой. Несколько больше диопсида, чем в породе из пачки 1; оливин полностью серпентинизирован и нет хромшпиннелидов. 8
7. Полосчатые габбро состоят из диопсида (40–50%), плагиоклаза — An_{95} (30–40%) и ярко-зеленой шпиннели с очень низкой хромистостью ($100 Cr/(Cr + Al) = 1$) (5–10%), энстатита (до 5%). Размеры зерен минералов 0,1–2 мм (преобладают 0,8–1 мм). Полосчатость обусловлена концентрацией темноцветных минералов. Переход от оливиновых вебстеритов (пачка 6) резкий за счет появления прослоев плагиоклазовой фазы. 1–2
8. Массивные габбро. Порода, как в пачке 7, но без шпиннели. Структура габбровая. 90
9. Пренитизированное габбро. 10
- 10 Габбро массивное. 2
11. Оливиновый вебстерит; состоит из диопсида (20–40%; 0,5–3 мм), энстатита (10–15%; 0,5–1 мм), частично серпентинизированного оливина (20–30%; до 1 мм). 2
12. Лерцолиты с прослоями вебстеритового состава. 15
13. Габбро со шпиннелию. 7
14. Перидотиты с прослоями пироксенитов. 10–15

Далее вверх склон засыпан, но, видимо, такая последовательность чередования пачек сохраняется. Переход от перидотитов к вебстеритам осуществляется за счет резкого

**Т а б л и ц а 7. Химический состав габброидов и ультрабазитов
из района Эльгеваянского и Чирыйнского меланжей (окислы — в вес.%, элементы — в г/т)**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	115—1	115—5	115—2	120	120—1	118—2	127—6	127—1
SiO ₂	46,01	46,05	48,19	45,43	62,90	55,94	38,17	49,09
TiO ₂	0,32	0,35	0,43	0,41	0,41	0,40	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	17,55	14,17	2,75	17,22	17,22	13,56	0,08	0,94
Fe ₂ O ₃	4,55	4,68	6,85	5,05	3,21	4,06	3,88	3,92
FeO	8,64	11,26	9,43	7,86	4,40	6,83	3,20	6,53
CaO	12,54	13,44	18,65	14,43	8,57	9,41	0,42	3,51
MgO	8,50	8,66	15,12	7,61	1,65	5,86	44,84	29,99
MnO	0,30	0,30	0,29	0,22	0,18	0,15	0,10	0,25
Na ₂ O	0,98	0,07	0,00	0,64	1,25	1,36	0,00	0,00
K ₂ O	0,19	0,00	0,15	0,05	0,00	0,30	0,09	0,08
H ₂ O ⁺	1,11	0,80	0,24	1,24	1,01	1,62	7,22	5,12
H ₂ O ⁻	0,28	0,19	0,12	0,25	0,27	0,34	0,55	0,68
P ₂ O ₅	0,21	0,22	0,15	0,22	0,18	0,14	0,14	0,08
Сумма	101,18	100,19	102,37	100,65	101,25	99,97	98,70	100,23
Cr	200	119	1 095	100	68	157	3 380	1 390
Ni	81	63	69	86	33	72	2 970	402
V	207	360	295	310	47	220	<15	44
Cu	102	144	11	72	50	63	<10	<10
Co	49	81	65	78	21	57	160	110
Zn	130	112	84	80	106	88	75	97
Rb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Sr	245	147	11	144	287	185	5	23
Y	<5	<5	<5	<5	<5	6	<5	<5
Zr	9	9	<5	6	8	16	<5	<5
Pb	<5	<5	9	6	15	13	13	<5
Ga	17	17	20	17	18	17	<5	<5
Ge	2,1	2,3	3,1	1,5	<1,5	2,5	2,1	3,6

Т а б л и ц а 7 (окончание)

Компоненты	9	10	11	12	13
	206	216	213—1	218—5	208—1
SiO ₂	40,13	43,10	40,55	43,77	48,65
TiO ₂	—	—	—	0,13	0,51
Al ₂ O ₃	0,78	1,06	2,50	20,10	14,75
Fe ₂ O ₃	2,27	4,01	2,90	1,18	3,18
FeO	5,45	6,83	4,44	3,87	9,69
CaO	0,37	5,82	2,08	16,02	12,37
MgO	45,78	33,96	39,14	12,01	7,50
MnO	0,17	0,18	0,14	0,08	0,27
Na ₂ O	0,10	0,19	0,10	0,68	1,54
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,18
H ₂ O ⁺	3,98	4,24	6,77	1,90	1,40
H ₂ O ⁻	0,75	0,56	0,93	0,38	0,18
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,04
Сумма	99,83	100,00	99,60	100,17	100,26
Cr	>500	>500	>500	500	217
Ni	>500	>500	>500	195	76
V	47	27	35	112	270
Cu	20	20	20	57	31
Co	132	127	130	57	46
Pb	<10	<10	<10	<10	<10
Ga	<10	<10	<10	14	13
Ge	2,6	2,3	2,1	1,7	2,4

П р и м е ч а н и е. 1—2 — габбро-нориты; 3 — вебстерит; 4 — амфиболовый габбро-норит; 5 — тоналит; 6 — диорит; 7 — дунит; 8, 10 — оливковые пироксениты; 9, 11 — гарцбургиты; 12 — габбро; 13 — амфиболовое микрогаббро. Местонахождение: 1—3 — гора Кекуры; 4—6 — гора Сарая; 7—8 — гора Средняя; 9—10, 13 — горы Чирыйнай; 11, 12 — гора Георгия. Для образцов 9—13 нет определений Zn, Rb, Sr, Y, Zr. Данные по окислам и Cr получены на плазменном эмиссионном спектроанализаторе JY — 48. Ni, Cu, Rb, Sr, Y, Zr, Pb, Ga — определены рентген-флуоресцентным методом на приборе MECA—10—44, V, Co, Zn, Ge — количественным спектральным методом. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНА АН СССР.

Таблица 8. Химический состав оливинов из гипербазитов Майницкого структурно-формационного комплекса (окислы — в вес.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	131-2	131-2	11-78	11-78	22-78	12-78
SiO ₂	41,56	42,36	41,30	40,94	40,43	41,13
TiO ₂	—	—	—	0,04	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,01	0,03
FeO*	7,91	7,96	9,24	8,95	8,49	9,37
MnO	0,04	0,08	0,12	He опр.	He опр.	He опр.
MgO	48,19	48,81	47,20	48,71	50,27	48,59
CaO	—	—	—	0,03	0,04	0,16
NiO	0,32	0,31	0,34	0,31	0,40	—
Na ₂ O	—	—	—	0,02	—	0,03
K ₂ O	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,02	99,52	98,20	99,00	99,64	99,34
Количество ионов в пересчете на 4 (O)						
Si	1,027	1,030	1,026	1,008	0,991	1,011
Al	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	0,001	—	—
Cr	—	—	—	—	—	0,001
Fe	0,164	0,162	0,192	0,184	0,174	0,192
Mn	0,001	0,002	0,003	—	—	—
Mg	1,775	1,770	1,747	1,787	1,836	1,780
Ca	—	—	—	0,001	0,001	0,004
Ni	0,006	0,006	0,007	0,006	0,008	—
Na	—	—	—	0,001	—	0,001
K	—	—	—	—	—	—
100Fe	8,5	8,4	9,9	9,3	8,7	9,7
Fe + Mg						

Таблица 8 (окончание)

Компоненты	7	8	9	10
	136-2	136-2	213-1	213-1
SiO ₂	40,41	40,00	41,00	41,03
TiO ₂	0,01	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,04	0,03
FeO*	15,02	14,39	9,59	9,85
MnO	0,17	0,15	0,12	0,09
MgO	46,05	45,55	47,75	48,05
CaO	—	—	—	—
NiO	0,18	0,11	0,37	0,43
Na ₂ O	—	—	0,09	—
K ₂ O	—	—	—	—
Сумма	101,84	100,20	98,96	99,48
Количество ионов в пересчете на 4 (O)				
Si	0,996	0,999	1,014	1,011
Al	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—
Cr	—	—	0,001	0,001
Fe	0,309	0,301	0,198	0,203
Mn	0,004	0,003	0,002	0,002
Mg	1,692	1,696	1,760	1,764
Ca	—	—	—	—
Ni	0,003	0,002	0,007	0,009
Na	—	—	0,004	—
K	—	—	—	—
100Fe	15,4	15,1	10,1	10,3
Fe + Mg				

П р и м е ч а н и я. 1-4 — гарцбургиты; 5-6 — дуниты; 7-8 — гарцбургиты у контакта с желой ортопироксенита; 9-10 — лерцолиты. Местонахождение: 1-2, 7-8 — гора Красная; 3-6 — Тамватнейские горы; 9-10 — гора Георгия; 3-6 — образцы из коллекции М.С. Маркова. FeO* — суммарное железо. Анализы выполнены в ГИНе АН СССР на микроанализаторах "Камака" и "Камабекс", аналитики Б.И. Воронин и Г.В. Карпова.

Таблица 9
Химический состав пироксенов из перидотитов и габбро Майницкого
структурно-формационного комплекса (окислы — в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	11—78	11—78	11—78	131—2	131—2	136—2
SiO ₂	54,67	54,91	50,75	58,48	58,68	53,97
TiO ₂	0,04	0,04	0,10	—	—	0,01
Al ₂ O ₃	4,07	3,71	5,18	0,27	0,35	0,89
Cr ₂ O ₃	0,75	0,63	1,24	0,18	0,31	0,51
FeO*	5,89	6,19	2,59	5,34	5,27	3,04
MnO	—	0,01	0,06	0,13	0,09	0,11
MgO	31,00	31,42	15,56	34,40	34,00	17,30
CaO	1,37	1,41	22,41	0,50	0,59	24,46
NiO	0,13	0,21	0,06	0,09	0,09	—
Na ₂ O	—	—	0,15	—	—	0,16
K ₂ O	—	—	—	0,03	—	0,06
С у м м а	97,92	98,53	98,10	99,42	99,38	100,51
Количество ионов в пересчете на 6 (O)						
Si	1,928	1,928	1,881	2,015	2,021	1,963
Al	0,169	0,153	0,226	0,011	0,014	0,038
Ti	0,001	0,001	0,003	—	—	—
Cr	0,021	0,017	0,036	0,005	0,008	0,015
Fe	0,174	0,182	0,080	0,154	0,152	0,093
Mn	—	—	0,002	0,004	0,003	0,003
Mg	1,629	1,645	0,859	1,767	1,746	0,938
Ca	0,052	0,053	0,890	0,018	0,022	0,953
Ni	0,004	0,006	0,002	0,002	0,002	—
Na	—	—	0,10	—	—	0,011
K	—	—	—	0,001	—	0,003
100Fe	—	—	—	—	—	—
Fe + Mg	9,7	10,0	8,5	8,0	8,0	9,0
En	87,8	87,5	47,0	91,1	90,9	47,3
Wo	2,8	2,8	48,7	0,9	1,1	48,0
Fs	9,4	9,7	4,4	7,9	7,9	4,69

возрастания концентрации диопсида по параллельным слоям, переход от перидотитов (пироксенитов) к габбро — за счет появления плагиоклаза. Отсутствует окварцевание, нет гигантозернистых разностей. Это высокоглиноземистый полосчатый комплекс, формировавшийся в особых не совсем ясных условиях.

В 2,5 км к юго-западу от данного разреза среди серпентинитов есть глыба размером 10 X 30 м эклогитоподобных пород, которая состоит из чередующихся слоев граната (70%; 1—2 мм) и призматических зерен диопсида (30—40%; 0,5—2 мм).

Очень широко в Чирынайском меланже представлены разнообразные амфиболовые габбро и тоналиты. Наиболее крупные массивы — это гора Серая и гора Двойная.

Габбро-тоналитовый массив горы Серой находится на правом берегу р. Эльгевая, практически в самых ее истоках. Это тектоническая пластина размером 6 X 2,5 км, находящаяся в Чирынайском серпентинитовом меланже. Состоит массив из амфиболовых габбро, диоритов, тоналитов и всего спектра пород промежуточного состава. Выделяются мелкозернистые (меланократовые) амфиболовые габбро, габбро-нориты и крупнозернистые (лейкократовые) диориты и тоналиты. В нижней части юго-западного склона горы видна субгоризонтальная псевдослоистость, представленная чередованием слоев меланократовых (0,3—0,7 м) и лейкократовых (1—15 м) разностей. Псевдослоистость наблюдается в отдельных участках размером не больше 50 м. Иногда меланократовые габброиды находятся в виде "ксенолитов" округлой эллипсоидальной формы (5—15 см) в лейкократовых.

Амфиболовые габбро состоят из идиоморфного плагиоклаза (20—30%; 0,1—0,5 мм),

Таблица 9 (окончание)

Компоненты	7	8	9	10	11	12	13
	136—2	136—2	213—1	213—1	218—5	218—5	218—5
SiO ₂	56,80	56,05	51,96	55,85	53,70	53,38	50,57
TiO ₂	—	—	0,18	0,05	0,06	0,04	0,25
Al ₂ O ₃	0,82	0,65	3,60	4,19	6,23	6,69	7,20
Cr ₂ O ₃	0,27	0,20	0,55	0,46	0,05	—	0,11
FeO*	9,67	9,28	1,88	6,56	13,22	12,70	4,86
MnO	0,20	0,23	0,06	0,14	0,19	0,18	0,09
MgO	32,60	32,10	16,24	32,15	28,29	27,99	13,79
CaO	0,91	0,51	25,18	0,61	0,60	0,84	23,86
NiO	—	—	0,11	0,06	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0,21	—	—	—	0,47
K ₂ O	—	—	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05
С у м м а	101,27	99,02	100,02	100,10	102,38	101,84	101,25
Количество ионов в пересчете на 6 (О)							
Si	1,968	1,980	1,897	1,926	1,867	1,861	1,838
Al	0,034	0,027	0,155	0,170	0,255	0,275	0,308
Ti	—	—	0,005	0,001	0,002	0,001	0,007
Cr	0,007	0,005	0,016	0,013	0,001	—	0,003
Fe	0,280	0,274	0,058	0,189	0,384	0,370	0,148
Mn	0,006	0,007	0,002	0,004	0,006	0,005	0,003
Mg	1,683	1,690	0,884	1,653	1,466	1,455	0,747
Ca	0,034	0,019	0,985	0,023	0,022	0,031	0,929
Ni	—	—	0,003	0,002	—	—	—
Na	—	—	0,015	—	—	—	0,033
K	—	—	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002
100Fe	—	—	—	—	—	—	—
Fe + Mg	14,3	13,9	6,2	10,3	20,8	20,3	16,5
En	84,3	85,2	45,9	88,7	78,3	78,4	41,0
Wo	1,7	1,0	51,1	1,2	1,2	1,7	50,9
Fs	14,0	13,8	3,0	10,1	20,5	19,9	8,1

Примечание. 1—5 — гарцбургиты; 6—8 — гарцбургиты у контакта с ортопироксеновой жилой; 9—10 — лерцолиты; 11—13 — габбро. Местонахождение: 1—3 — Тамватнейские горы; 4—8 — гора Красная; 9—13 — гора Георгия. 1—3 — образцы из коллекции М.С. Маркова. FeO* — суммарное железо. 1, 2, 4, 5 — энстатит, 3, 6, 9, 13 — диопсид, 7, 8, 11, 12 — бронзит, Анализы выполнены в ГИНЕ АН СССР на микроанализаторе "Камебакс", аналитик Г.В. Карпова.

зеленой роговой обманки (60—70%; 0,08—0,3 мм), заполняющей пространство между плагиоклазами и гиперстеном (1—10%; 0,1—0,3 мм). Высокое изотопное отношение ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,70384$) в плагиоклазе не позволяет определить возраст породы Rb-Sr методом. Плагиоклаз частично сосюртитизирован. Структура породы микрогаббровая, иногда офитовая.

В диоритах минералогический состав непостоянен. Преобладают плагиоклаз (40—60%; 0,5—2 мм), амфибол (40—50%), магнетит (15—20%), кварц (5—15%). В породе невысокое содержание TiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO. Отмечается высокая железистость: $FeO/(FeO + MgO) = 0,64$ (см. табл. 7).

В верхней части горы Серой встречаются развалы габброидов, в которых пироксены не полностью замещены амфиболом. Состав породы: плагиоклаз (20—35%), диопсид (20—25%), амфиболитизированный клинопироксен (15—20%), гиперстен (5—15%), магнетит (10—20%). Размер зерен минералов 0,1—0,5 мм (до 1 мм). По химическому составу порода почти ничем не отличается от рассмотренных диоритов. В ней характерное толеитовое распределение РЗЭ с концентрацией ЛРЗЭ (2—2,5 X хондрит) и ТРЗЭ (2,5—3,5 X хондрит) (табл. 11, рис. 33). Наблюдается отрицательная аномалия Eu. В тоналитах есть лапчатый кварц (10—40%). В таких породах иное распределение отдельных элементов.

Практически не изменяется содержание TiO₂, Al₂O₃, K₂O. Возрастает количество SiO₂ (от 45 до 62,9%), Na₂O (до 1,25%), Sr (до 290 г/т). Уменьшается содержа-

Таблица 10
Химический состав хромшпинелидов из перидотитов и габбро
Майницкого структурно-формационного комплекса (окислы — в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
	11—78	11—78	131—2	131—2
SiO ₂	—	—	—	—
TiO ₂	0,05	0,04	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	46,73	45,02	8,15	7,17
Cr ₂ O ₃	23,69	24,59	60,62	61,39
FeO*	14,43	13,67	22,52	23,32
MnO	0,23	0,15	0,55	0,43
MgO	16,74	17,07	8,65	8,17
CaO	—	—	0,02	—
NiO	0,11	0,28	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	0,01	0,02	0,06	0,05
С у м м а	101,99	100,84	100,63	100,58
Количество ионов в пересчете на 24 (O)				
Si	—	—	—	—
Al	11,900	11,626	2,592	2,299
Ti	0,008	0,007	0,011	0,009
Cr	4,047	4,259	12,926	13,204
Fe	2,607	2,505	5,080	5,306
Mn	0,041	0,028	0,125	0,099
Mg	5,395	5,575	3,478	3,312
Ca	—	—	0,007	—
Ni	0,019	0,048	—	—
Na	—	—	—	—
K	0,003	0,001	0,022	0,018
$\frac{100\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mg}}$	32,3	30,1	57,1	59,3

ние суммарного железа (от 13—15 до 7,29%), CaO (от 13—14 до 8,57%), очень резко — MgO (от 8—9 до 1,65%). По химическому составу породы приближаются к плагиогранитам.

Таким образом, для пород горы Серой характерна сложная внутренняя структура (до конца не расшифрованная), проявленная в сочетании близких геохимически, но петрографически различных типов габброидов и диоритов, а также тоналитов. Соотношения между меланократовыми и лейкократовыми разностями можно объяснить интенсивной перекристаллизацией пород в результате воздействия высокотемпературных водонасыщенных флюидов, что, в частности, привело к замещению пироксенов роговой обманкой. Процесс этот проходил во время или сразу после кристаллизации магмы. В это же время выделился свободный кремнезем в виде кварца. В дальнейшем происходило в основном его перераспределение по породе.

Массив горы Двойной (включая гору Седло) находится между реками Чирынай и Маечгытконваам. Это крупный блок (11 X 7 км), разбитый разломами с серпентинитами на две примерно равные части по руч. Двойному. В основании вскрываются габбро-нориты с массивной текстурой. Это среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (25—35%; 0,5—0,8 мм), диопсида (20—30%; 0,1—0,3 мм), иногда по краям замещенного амфиболом, а также гиперстена (5—20%; 0,1—0,3 мм) и мелкого магнетита (15—20%). Структура породы габбровая. Часто имеется небольшое количество кварца. Порфиробластовые выделения кварца достигают 1 см; они имеют линейную ориентировку (вытянуты в цепочки). Переход к кварцсодержащим породам постепенный. Выше габбро-норитов залегает сложно построенный комплекс, состоящий из самых разнообразных амфиболовых пород (от тоналитов и диоритов до габброидов) (рис. 34). Практически все породы состоят из зеленой роговой обманки (иногда диопсида), плагиоклаза и в меньшей степени кварца, но размеры и количественные соотношения меж-

Т а б л и ц а 10 (окончание)

Компоненты	5	6	7	8	9
	136—2	136—2	213—1	213—1	218—5
SiO ₂	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,12	0,13	0,04	0,06	—
Al ₂ O ₃	11,94	12,00	54,20	52,98	67,51
Cr ₂ O ₃	44,22	44,25	14,40	15,55	0,74
FeO	39,43	39,67	14,79	15,51	18,41
MnO	0,42	0,49	0,11	0,19	0,12
MgO	4,89	4,57	17,78	17,29	16,76
CaO	—	—	—	—	—
NiO	0,04	—	0,27	0,28	0,13
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,04	0,06	0,06	0,05	0,02
С у м м а	101,10	101,17	101,65	101,91	103,69
Количество ионов в пересчете на 24 (O)					
Si	—	—	—	—	—
Al	3,936	3,960	13,432	13,200	15,832
Ti	0,024	0,032	0,008	0,008	—
Cr	9,776	9,792	2,392	2,600	0,112
Fe	9,224	9,288	2,600	2,744	3,064
Mn	0,096	0,120	0,024	0,032	0,024
Mg	2,040	1,904	5,576	5,448	4,968
Ca	—	—	—	—	—
Ni	0,008	—	0,048	0,048	0,024
Na	—	—	—	—	—
K	0,016	0,024	0,016	0,016	0,008
$\frac{100Fe}{Fe + Mg}$	77,4	78,9	30,4	32,0	37,7

П р и м е ч а н и е. 1—4 — гарцбургиты; 5—6 — гарцбургиты у контакта с жилой ортопироксени-
та; 7—8 — лерцолиты; 9 — габбро. Местонахождение: 1, 2 — Тамватнейские горы; 3—6 — гора Крас-
ная; 7—9 — гора Георгия. FeO* — суммарное железо. Анализы выполнены в ГИНЕ АН СССР на
микроанализаторе "Камебекс", аналитик Г.В. Карпова.

ду минералами варьируют. В первом приближении можно выделить: 1) равномерно-зернистые горнблендиты, состоящие на 80% из амфибола (0,1—0,2 мм) и 20% магнети-
та (0,08—0,1 мм); 2) амфиболовые габбро-диориты, состоящие из 30—50% плагиокла-
за (0,5—1 мм), 30—40% амфибола (0,2—0,8 мм), 1—5% магнетита и 1—20% кварца;
3) тоналиты, состоящие из 50—60% плагиоклаза (1—5 мм), 20—30% амфибола (1—4 мм),
10—25% наложенного кварца. Практически всегда горнблендиты в виде округлых "ксе-
нолитов" находятся в тоналитах и расположены в целом согласно с линейной ориенти-
ровкой минералов в последних. Тоналиты с "ксенолитами" горнблендитов выполняют
линейно ориентированные (иногда ветвящиеся) зоны с извилистыми границами с раз-
дудами и пережимами в габбро-диоритах.

Такое сочетание различных типов габброидов можно объяснить, исходя из возмож-
ного внедрения насыщенной летучими компонентами (в частности, воды) высокотем-
пературной магмы тоналитового состава в габбро-нориты с частичной ассимиляцией
последних. Этот механизм приемлем и для объяснения соотношений между породами в
массиве горы Серой.

Данный комплекс основных пород прорван рядом штокообразных тел кварцевых
диоритов. Это породы серого или молочно-белого цвета (иногда зеленоватого) с grano-
финовой структурой, состоящие из плагиоклаза (20—30%), кварца (20—30%; 0,5—
2 мм), эпидота (5—15%) и отдельных зерен амфибола.

Крупные выходы амфиболовых габбро есть также в верховьях (правобережье) р. Чи-
рынайэничикиваамкай. Габбро-нориты имеются в верховьях р. Чирыйнайэничикиваам
(район горы Трехсолочной). Принципиальных отличий в их строении и составе нет.

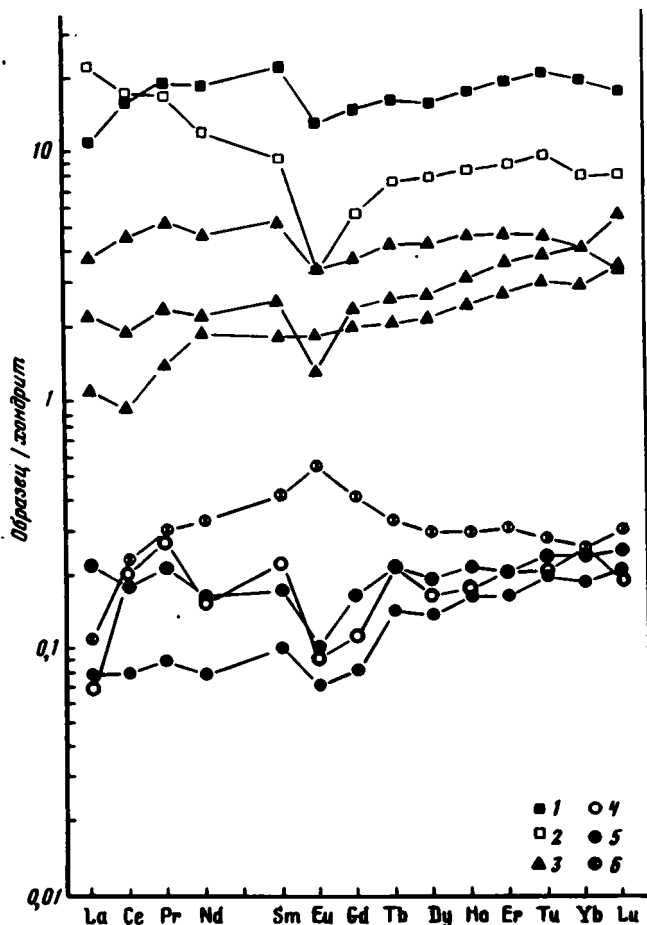


Рис. 33. Распределение содержаний РЗЭ в отдельных членах офиолитовой ассоциации Майницкого структурно-формационного комплекса

1 — базальт; 2 — кератофир; 3 — габброиды; 4 — гарцбургит; 5 — дуниты; 6 — регенерированный дунит

На севере Чирынайских гор, в хребте Кенкерен, а также во всех майницких меланжах есть блоки средних и кислых эффузивов (андезито-дациты, плагиолипариты), кварцевых диоритов, плагиогранитов. Они встречаются как самостоятельно, так и вместе с породами, которые иногда прорывают (габбро, базальты, туфо-алевролиты и т.д.). Для них характерно резкое преобладание плагиоклаза и кварца (70–90%) над темновыми, присутствуют амфибол (5–10%) и эпидот (5–10%). При таком среднем составе наблюдаются всевозможные вариации структуры породы и зернистости от полнокристаллических плагиогранитов и плагиогранит-порфиров до кератофиров и фельзитов. Не исключено, что мы имеем дело с несколькими генерациями плагиогранитов; во всяком случае, заведомо имеются блоки раннемезозойских и позднемеловых плагиогранитов. Данные по абсолютному возрасту (калий-аргоновые) дают разброс от 240 до 62 млн. лет [Александров, 1978] и не являются надежными. Как было показано В.П. Зинкевичем [1981] для хребта Кенкерен, средние и кислые эффузивы относятся к островодужной формации раннемезозойского возраста.

В Чирынайском меланже в большом количестве встречаются глыбы зеленых сланцев и филлонитов по самым разнообразным породам: основным вулканитам, кремням и даже мраморизованным известнякам. Это породы молочно-белого или голубовато-зеленого цвета, они состоят из мелких зерен плагиоклаза, кварца, амфибола, эпидота,



Рис. 34. Комплекс тоналитов и амфиболовых габброидов (гора Двойная)

Таблица 11
Содержание РЗЭ в габбро, базальтах и кератофирах
Мейницкого структурно-формационного комплекса (в г/т)

Элемент	1	2	3	4	5
	115-1	115-5	120	153	168-5
La	0,366	1,25	0,740	3,64	7,25
Ce	0,80	4,1	1,72	14,0	15,5
Pr	0,16	0,58	0,266	2,2	1,85
Nd	1,17	2,78	1,33	11,0	7,0
Sm	0,321	0,935	0,452	3,92	1,68
Eu	0,127	0,226	0,094	0,88	0,22
Gd	0,49	0,91	0,58	3,75	1,40
Tb	0,095	0,196	0,120	0,74	0,36
Dy	0,66	1,29	0,81	4,8	2,4
Ho	0,168	0,315	0,21	1,19	0,59
Er	0,533	0,922	0,70	3,69	1,78
Tu	0,089	0,137	0,115	0,601	0,28
Yb	0,574	0,810	0,802	3,80	1,58
Lu	0,112	0,184	0,111	0,57	0,27

Примечание. 1-2 — габбро-нориты; 3 — амфиболовый габбро-норит; 4 — базальт; 5 — кварцевый кератофир. Местонахождение: 1,2 — гора Кекуры; 3 — гора Средняя; 4 — верховья р. Ягельной; 5 — правобережье р. Лозовки. Все анализы выполнены в ЦАЛ Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского инструментальным нейтронно-активационным методом.

хлорита. Плоскости сланцеватости смяты в мелкие дисгармоничные складки. Существуют разные точки зрения на происхождение пород такого облика. По мнению А.А. Александрова [1978], в этих породах есть минералы высоких давлений (лавсонит, глаукофан), а метаморфизму подверглись вулканогенно-кремнистые отложения чирьнайской серии (J_3-K_1), габброиды, гипербазиты. О.Н. Иванов и Л.Н. Ильченко [1978] датируют эти породы ранним кембрием на основе единичных находок акритарх. По нашему мнению, большая часть этих сланцев образовалась в результате метаморфизма вулканогенно-кремнистых пород верхнего палеозоя—триаса, так как непосредственно в поле видны постепенные переходы от обыкновенных слоистых серых кремней с линзами известняков (характерных для палеозойских пород) к филлонидам и зеленым сланцам, хотя это и не исключает того, что в меланже есть самые разные метаморфиты. Здесь же в меланже разбросаны глыбы кремней и известняков, не превышающих 500 м в длину.

Большинство глыб в меланже (около 50%) — это базальты, яшмы и туфо-терригенные породы (причем последние преобладают), относящиеся к Майницкому структурно-формационному комплексу. Породы, как правило, катаклазированы, по ветвящейся паутиновидной системе трещин пронизаны кальцитом и цеолитами. Форма глыб самая разнообразная; размер достигает 10 км.

Эльгеваямский меланж

Эльгеваямский серпентинитовый меланж прослеживается от верховьев р. Малый Научирнай (район устья руч. Граненого) на расстояние 40 км до среднего течения р. Чирьнай, где он сливается с Чирьнайским меланжем. Меланж представляет собой тектоническую пластину мощностью 1—3 км с падением к северо-западу. Северный контакт не имеет постоянного угла падения (изменяется от 30 до 90°), южный контакт более пологий (30—50°). В меланже встречаются глыбы ультрабазитов, габброидов, плагиогранитов, амфиболитов, кремней, известняков, яшм, базальтов, туфо-терригенных пород самой разнообразной формы и размера (до 7 км), хотя преобладают размеры 5—10 и 20—30 м. Глыбы имеют остроугольные очертания, как правило, стоят на "головах" (крутое падение), длинной осью вытянуты по простиранию меланжа. Преобладают туфо-алевролиты, яшмы, граувакки, основные эффузивы (в меньшем количестве) чирьнайской серии (J_3-K_1). Реже встречаются светлые плитчатые кремни, часто с линзами мраморизованных известняков (размером до 300 м) с очень редкими фаунистическими остатками позднего палеозоя. Ультрабазиты представлены глыбами (10—30 м) лерцолитов, вебстеритов, ортопироксенитов, а также существенно дунитовой пластиной горы Средней (междуречье Лозовки и Эльгеваям). Наиболее крупные пластины габброидов — это массивы гор Кекуры и Угрюмой.

Массив горы Средней¹ представляет собой тектоническую пластину размером 2,5 X X 1 км. Отчетливо видно, что все контакты пластины полого (5—30°) падают под гипербазиты, причем пластина занимает наиболее высокое гипсометрическое положение относительно всех других пород меланжа (как бы лежит на меланже).

Основание массива выглядит следующим образом.

Мощность, м

1. Катаклазиты и милониты по ультраосновной породе, состоят из округлых (сглаженных) зерен энстатита (0,2—1,5 мм), заключенных в массу истертого пироксена и оливина 5—10
2. Оливиновые ортопироксениты, состоящие на 70—80% из энстатита (0,5—2 мм), остальное оливин, частично серпентинизированный. Минералы ориентированы параллельно плоскости контакта. Своеобразен химический состав породы: высокое содержание SiO_2 (49,09%), более характерное для основных пород; MgO (29,99%) как в ультрабазитах кумулятивного комплекса; железистость $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,25$ (см. табл. 7) 0,5—1
3. Массивные дуниты — соломенно-желтого цвета (на выветренной поверхности); состоят из оливина в различной степени серпентинизированного 0,3—0,5
4. Дуниты с крупными шлировыми обособлениями энстатита (последние будинированы) 0,1—0,3
5. Переслаивание дунитов и будинированных вебстеритов; мощность слоев 0,5—3 см 20
6. Основное тело дунитового состава около 400

В дунитах встречаются многочисленные мелкие зерна хромшпинели (практически чистого хромита) размером 1—2,5 мм, вытянутые в цепочки или беспорядочно разбро-

¹ В геологической литературе этот массив известен так же, как высота 1064 м.

Таблица 12
Содержание РЗЭ в ультрабазитах Маймичского
структурно-формационного комплекса (в г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6
	131—2	127—6	131	146	12—78	11—78
La	0,022	0,072	0,027	0,036	0,053	0,041
Ce	0,18	0,16	0,070	0,20	0,13	0,16
Pr	0,03	0,023	0,010	0,034	0,021	0,029
Nd	0,09	0,098	0,05	0,20	0,11	0,14
Sm	0,04	0,031	0,018	0,074	0,037	0,055
Eu	0,006	0,007	0,005	0,037	0,014	0,021
Gd	0,03	0,04	0,02	0,10	0,05	0,08
Tb	0,01	0,01	0,007	0,015	0,011	0,017
Dy	0,05	0,06	0,04	0,09	0,06	0,12
Ho	0,012	0,015	0,011	0,02	0,016	0,031
Er	0,04	0,04	0,03	0,06	0,047	0,102
Tu	0,006	0,007	0,006	0,008	0,007	0,017
Yb	0,050	0,046	0,036	0,050	0,055	0,103
Lu	0,006	0,008	0,007	0,01	0,008	0,017

П р и м е ч а н и е. 1, 6 — гарцбургиты; 2, 3, 5 — дуниты; 4 — регенерированный дунит. Местонахождение: 1, 3, 4 — гора Красная; 2 — гора Средняя; 5, 6 — Тамватнейские горы. Все анализы выполнены в ЦАЛ Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского инструментальным нейтронно-активационным методом.

санные по всему массиву. Иногда в дунитах попадаются отдельные крупные зерна энстатита. Химический состав дунитов характерен для аналогичных пород, рассматриваемых Р.Г. Колманом [1979] как метаморфические ультрабазиты. Это низкое содержание Al_2O_3 (0,08%), CaO (0,4%), MgO (45%), низкая железистость ($FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,13$). Содержание ЛРЗЭ и ТРЗЭ практически одинаково (0,15—0,25 × хондрит). Отчетливо проявлена отрицательная аномалия Eu (до 0,1 × хондрит, табл. 12). В дунитах массива отсутствуют признаки полосчатости, породы интенсивно серпентинизированы, причем степень серпентинизации в верхних частях массива больше. Отмечаются многочисленные параллельные плоскости (зоны) разрывных дислокаций мощностью от 2 мм до 30—50 см. Вдоль них наблюдаются серпентиниты зеленого или черного цвета, в то время как основная масса породы на выветренной поверхности желтовато-бурая. Падение плоскостей крутое, в целом в сторону длинной оси массива, а простираение соответствует простираению меланжа.

Массив горы Кекуры находится на левом берегу р. Эльгеваям, непосредственно в серпентинитовом меланже. Массив представляет собой тектоническую пластину округлой вытянутой формы размером 7 × 2,5 км, практически по всему периметру окруженную серпентинитами. Углы падения (на контакте меланжа и габброидов) изменяются от 20 до 80°. В основании пластины наблюдаются пироксениты (вебстериты, иногда содержащие плагиоклаз). Они чередуются с полосчатыми габбро-норитами, переходящими в массивные разности, составляющие основную часть горы Кекуры. Мощность переходной толщи достигает 30 м. Из-за сильной тектонической раздробленности не удается выявить четкой закономерности в изменении состава пород переходной зоны. По нашим наблюдениям, переход от пироксенитов к полосчатым габбро-норитам постепенный за счет смены преобладающей фазы гиперстена на диопсид и плагиоклаз.

Пироксениты отличаются непостоянством состава. Это желтовато-бурые равномернозернистые породы, состоящие из идиоморфных зерен диопсида (20—50%), гиперстена (50—80%), рудного (5—10%), плагиоклаза (1—3%). Количественные соотношения между пироксенами сильно варьируют. Изменяется также размер минералов: от 1—4 до 0,5—1 мм (при переходе к габбро). Иногда в породе в небольшом количестве (1—3%) появляется плагиоклаз. Пироксены практически не затронуты процессами вторичного изменения. В породе отмечается нормальное содержание большинства элементов (см. табл. 7), но в то же время очень высокая железистость (0,67), не характерная для пироксенитов. Наблюдается высокая концентрация Cr и низкая Ni.

Т а б л и ц а 13
Химический состав габбро, диабазов, базальтов, плагиогранитов
Майницкого структурно-формационного комплекса
(окислы — в вес. %, элементы — в г/т)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
	151	153	155	164	154—1	168—5	169—1
SiO ₂	48,44	48,88	52,29	50,60	47,33	74,83	76,31
TiO ₂	1,47	1,55	0,83	1,00	0,14	0,96	0,13
Al ₂ O ₃	14,59	13,96	13,60	17,47	20,73	11,23	12,39
Fe ₂ O ₃	7,17	3,35	4,56	3,81	1,07	0,16	0,90
FeO	3,69	6,58	4,36	4,58	2,32	1,34	1,09
CaO	10,56	9,63	11,25	6,57	17,72	2,66	1,98
MgO	6,47	7,68	7,43	6,28	8,12	0,63	0,34
MnO	0,18	0,22	0,20	0,16	0,11	0,02	0,04
Na ₂ O	3,59	4,06	4,16	3,42	1,16	4,05	5,49
K ₂ O	0,38	0,70	0,01	2,41	0,00	0,19	0,12
H ₂ O ⁺	1,57	2,29	2,38	2,15	1,56	0,89	0,83
H ₂ O ⁻	0,50	0,35	0,33	0,57	0,26	0,17	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	2,00	0,65
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,15	0,15	0,18	0,08	0,02
BaO	0,002	0,003	—	0,023	—	0,010	He опр.
Сумма	98,85	99,47	101,55	99,19	100,70	98,22	100,37
Cr	134	215	235	320	410	20	<10
Ni	59	94	65	90	91	23	<10
V	290	320	207	197	110	<15	13
Cu	122	75	94	68	44	19	20
Co	43	53	32	45	27	<10	<10
Zn	95	95	66	99	50	73	He опр.
Rb	9	16	5	66	<5	36	"
Sr	169	330	44	273	261	67	"
Y	30	34	24	27	<5	21	"
Zr	90	88	46	50	8	100	He опр.
Rb	<5	6	<5	18	7	16	<10
Ga	17	17	17	20	17	12	10
Ge	1,5	<1,5	2,7	<1,5	1,6	<1,5	<1,5

Полосчатые габбро-нориты состоят из идиоморфных зерен диопсида (50–60%), плагиоклаза (20–50%), гиперстена (5–10%), рудного (до 10%). Полосчатость образована чередованием пироксенов и плагиоклаза. Мощность полос 3–5 мм. Минералы в системе полосчатости имеют линейную ориентировку, их размер в среднем 0,1–0,5, до 1 мм. В породе около 0,3% TiO₂, нормальное содержание Al₂O₃, CaO, MgO. Концентрации Ni (63–81 г/т) и Cr (119–200 г/т) такие же, как в базальтах, очень мало Zn (9 г/т). Характерна высокая железистость (0,60). Содержание ЛРЗЭ (1–2 X хондрит) постепенно возрастает (до 3,5 X хондрит в ТРЗЭ). Отсутствует аномалия Eu.

Основная часть горы Кекуры — это массивные габбро-нориты, которые делятся на мелкозернистые меланократовые (до 70% темноцветных с размером минералов до 1 мм) и крупнозернистые (размер минералов 1–3 мм). Преобладают мелкозернистые разновидности, состоящие из плагиоклаза (30–50%), диопсида (30–40%), гиперстена (10–20%), рудного (10–20%). Характерная особенность габброидов горы Кекуры — почти полное отсутствие роговой обманки среди минералов и в целом очень свежий облик пород. Местами наблюдается перекристаллизация минералов — как результат в основном локального термального метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций (результат внедрения тоналитов в габброиды). По соотношению основных окислов массивные габбро-нориты почти идентичны полосчатым. Здесь то же содержание TiO₂, CaO, MgO, железистость 0,64. Несколько меньше Al₂O₃, практически такое же количество Ni и Cr. Имеются некоторые отличия в концентрации и распределении РЗЭ. Содержание РЗЭ изменяется от 3,5 до 5,5 X хондрит и в целом выше, чем в полосчатых габбро.

Таблица 13 (окончание)

Компоненты	8	9	10	11
	172-1	175	187-2	220-2
SiO ₂	71,55	76,54	72,41	66,65
TiO ₂	0,13	0,13	0,25	0,49
Al ₂ O ₃	13,79	12,24	13,26	15,97
Fe ₂ O ₃	1,52	1,45	2,20	3,66
FeO	1,72	0,91	1,50	0,80
CaO	2,53	1,11	4,19	1,96
MgO	0,86	0,15	1,00	1,20
MnO	0,07	0,07	0,04	0,07
Na ₂ O	4,00	5,07	3,57	8,37
K ₂ O	2,20	1,59	0,31	0,19
H ₂ O ⁺	1,00	0,70	1,09	0,39
H ₂ O ⁻	0,24	0,34	0,26	0,44
CO ₂	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,05	0,08
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	99,63	100,31	100,13	100,27
Cr	< 10	10	< 10	66
Ni	< 10	< 10	< 10	25
V	43	45	41	92
Cu	20	20	< 20	20
Co	10	< 10	10	< 10
Zn	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Rb	"	"	"	"
Sr	"	"	"	"
V	"	"	"	"
Zr	"	"	"	"
Pb	< 10	< 10	< 10	< 10
Ca	12	12	14	16
Ge	1,6	1,5	< 1,5	< 1,5

Примечание. 1-3 — базальты; 4 — диабаз; 5 — габбро; 6,9 — кварцевые кератофиры; 7 — плагиолипарит; 8, 10 — плагиограниты; 11 — андезит-дацит. Местонахождение: 1-3, 5 — р. Ягельная; 4 — р. Малый Научирый; 6-7 — правобережье р. Лозовки; 8 — гора Ратная; 9, 10 — гора Угрюмая; 11 — Чирыйнае горы.

Данные по окислам и Сг получены на плазменно-эмиссионном спектроанализаторе JY-48. Ni, Cu, Pb, Sr, Y, Zr, Rb, Ga — определены рентген-флюоресцентным методом на приборе МЕСА-10-44. V, Co, Zn, Ge — количественным спектральным методом. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНь АН СССР.

Имеется видимая отрицательная аномалия Eu, а сама кривая отвечает распределению РЗЭ, характерному для океанических толеитов.

Массив горы Угрюмой находится между реками Лозовка и Чирыйна в серпентинитовом меланже. Это крупный (7 × 4 км) блок, состоящий существенно из амфиболовых габбро, тоналитов и диоритов, прорванный многочисленными экстрезивными телами кератофилов и плагиогранитов. Северная часть сложена основными и средними вулканиками. Весь массив разбит системой крутых разломов (часто с серпентинизированными ультрабазитами). Габбро и диориты схожи с рассмотренными аналогичными породами массивов горы Серой и других. Химический состав кварцевых кератофилов, рвущих габбро (возраст средний мезозой), типичен для такого типа пород¹. В них высокое содержание SiO₂ (72-76%) и низкое всех остальных элементов. В плагиоклазе около 20% анортитового компонента. Нормальное количество K₂O (0,12-0,31%), Na₂O (3,6-5,3%; табл. 13). Кривая распределения РЗЭ имеет следующий вид: высокая концентрация РЗЭ (ЛРЗЭ от 20 × хондрит для La) понижается (до 3,5 × хондрит для Eu), а потом возрастает (до 8-9 × хондрит для ТРЗЭ). В то же время иногда встре-

¹ Породы такого же состава есть в ряде массивов верховьев р. Лозовки и р. Чирыйна.

чаются и более калиевые разности (K_2O достигает 2,2%), содержащие слюду. Особенно они характерны для горы Угрюмой (см. табл. 13).

В меланже есть отдельные округлые глыбы (около 100 м в диаметре) амфиболитов и амфиболовых сланцев. Это темно-зеленые (почти черные) породы со сланцеватой текстурой. Мощность плоскостей сланцеватости 1—3 мм, иногда они смяты в мелкие складки шириной 2—10 см. Породы состоят из сине-зеленой роговой обманки, плагиоклаза, кварца.

Таким образом, Эльгеваямский меланж в отличие от Чирынайского имеет сравнительно постоянную мощность и четкие границы с вмещающими породами. Здесь гораздо больше серпентинитового матрикса, практически нет зеленых сланцев и филлитов, хотя в целом меланжи очень схожи и в их строении и составе нет принципиальных отличий. Очень близки к ним по составу глыб и южные меланжи (Росомашинский, Рытгильский и Иомраутский), но в них почти нет сохранившихся блоков перидотитов и дунитов (только пироксенитовые глыбы) и меньше габброидов (практически только одна пластина в Рытгильском меланже).

Ягельный меланж

Ягельный меланж прослеживается от истоков р. Лесной к северо-востоку до р. Тополевой на расстояние около 70 км. Максимальная ширина меланжа в бассейне р. Ягельной около 10 км. Меланж вскрывается в ядре вытянутой антиформы, распадающейся на ряд изометричных куполовидных поднятий. На меланже, образуя кровлю и крылья куполов, залегают вулканогенно-яшмовые породы и граувакки чирынайской серии (J_3-K_1). Хотя контакт в настоящее время сорван, но в ряде мест (верховья р. Ягельной) в основании разреза Майницкого структурно-формационного комплекса есть гравелиты и конгломераты с галькой серпентинитов, габбро, кремней и ряда других пород, свидетельствующие о формировании Майницкого бассейна на раздробленном (меланжированном) меланократовом основании. Меланж имеет наиболее простой состав глыб. Это ультрабазиты, габброиды и различные породы чирынайской серии (J_3-K_1).

Ультрабазиты в меланже встречаются сравнительно редко. Наиболее крупный выход дунитов и гарцбургитов размером $2,5 \times 0,75$ км находится на правом берегу р. Ягельной, восточнее устья руч. Малого. В гарцбургитах много крупных (3—5 мм) кристаллов энстатита (20—40%). Для породы характерно несколько повышенное содержание TiO_2 , CaO и пониженное MgO . Железистость $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,22$. В меланже есть единичные, небольших размеров (первые десятки метров) глыбы плагиоклазовых перидотитов. Как правило, плагиоклаз ксеноморфен. Сильно соскисоритизирован.

Особое место занимает гипербазитовый массив горы Красной. Он не находится непосредственно в Ягельном серпентинитовом меланже, а тектонически лежит несколько восточнее, на породах чирынайской серии.

Массив горы Красной — это дунит-гарцбургитовая пластина размером $9,5 \times 3$ км. Северо-западный контакт полого (10—30°) погружается под массив, юго-восточный контакт крутой (50—80°), также падает под массив (видимо, подновлен Молодыми крутыми разломами). Вдоль этой части контакта имеются многочисленные дайки и субвулканические тела диоритового состава. Юго-восточный контакт выглядит следующим образом:

Мощность, м

1. Катаклазированные туфо-алевролиты (J_3-K_1) 15—30
2. Черные рассланцованные серпентиниты 3—10
3. Массивные дуниты с равномерно распределенными зернами хромшпинелидов 10—20
4. Дуниты с параллельными полосами гарцбургитового состава. Полосчатость не закономерная; полосы мощностью 1—10 см кулисовидно выклиниваются через 1—10 м. Размер энстатита 3—4 мм 30—40
5. Пачка сравнительно закономерного чередования полос гарцбургитового (2—20 см) и дунитового (1—100 см) состава. Падение и простираение полосчатости совпадает с таковым для проплов, обогащенных хромшпинелидами, которые тяготеют к дунитам. Полосчатость не имеет постоянных углов падения, но простираение в целом параллельно длинной оси массива. Такой характер чередования пород свойствен всему массиву и, видимо, является первичным по отношению к преобразованиям гипербазитов, о которых речь пойдет ниже ~ 1000

Массив пронизан многочисленными жилами пироксенитов. В первом приближении можно выделить две их генерации: 1) жилы, ориентированные согласно с простира-

нием полосчатости; 2) ветвящиеся жилы, тяготеющие к определенным плоскостям деформации. Состав и тех и других практически одинаков. Это почти мономинеральные ортопироксениты с размером минералов от 3 мм до 10 см. Чем мощнее жила, тем, как правило, крупнее минералы. Жилы, параллельные полосчатости, имеют небольшую мощность, 2–50 см, быстро выклиниваются и сложены минералами с размером зерен до 5 мм. Наиболее широко представлены жилы второго типа. Размер кристаллов пироксенов в них от 0,5 до 10 см.

Жилы не имеют определенной ориентировки в пространстве. Их границы извилистые, вблизи от жилы в перидотитах разбросаны крупные (2–5 см) шлировидные обособления бронзитов (энстатитов) или отдельные кристаллы этих минералов размером 3–5 см, переходящие в жилу при увеличении их концентрации. Жилы наложены целиком на полосчатость в перидотитах, но тесно связаны с одной или несколькими плоскостями более поздних деформаций в последних. Мощность жил изменяется от 1 см до 10–30 м, часто наблюдаются раздувы, жилы ветвятся и пересекаются под разными углами. Процесс образования таких жил шел после одного из этапов серпентинизации перидотитов массива; в частности, они пересекают некоторые поверхности скольжения (срывы) в гипербазитах, вдоль которых последние превращены в черный рассланцованный серпентин. Образование жил началось с появления отдельных, лежавших в одной плоскости кристаллов энстатита и закончилось образованием мощных ветвящихся жил, между которыми сохранились блоки перидотитов.

Другой тип преобразований пород массива – это формирование вторичных дунитов. Наблюдается несколько таких зон, наиболее крупная находится в юго-восточной части массива. Мощность зоны около 150–200 м; она прослеживается на расстояние до 1 км и лежит непосредственно в пачке полосчатых перидотитов. Другая зона находится на юго-западе массива в его основании. Вторичные дуниты нигде не пересекаются пироксенитовыми жилами.

Северная часть массива имеет несколько иное строение. Здесь преобладающими породами являются пироксениты, причем наряду с ортопироксенитами часто встречаются и вебстериты. Эта часть массива значительно сильнее тектонизирована и подстилается маломощным серпентинитовым меланжем, лежащим на породах жирининской серии и погружающимся под гипербазитовый массив. В меланже наряду с гипербазитами есть блоки размером 5 × 20 м массивных габбро-норитов, состоящих из плагиоклаза (30–40%), гиперстена (30–40%), диопсида (10–15%) и магнетита (10–15%). Размер породообразующих минералов 0,5–1 мм. Есть отдельные глыбы тоналитов, состоящие из крупных зерен плагиоклаза (40%), кварца (30–40%) и хлоритизированных темноцветных (15–25%). Максимальная ширина меланжа около 600 м, в юго-западном направлении она уменьшается до 50 м, и меланж практически выклинивается.

Остановимся на характеристике гипербазитов горы Красной.

Дуниты – это желтовато-оранжевые массивные породы с панидиоморфнозернистой структурой, состоят практически нацело из идиоморфных зерен оливина размером 0,2–0,5 мм, разбитых мелкими трещинками с петельчатым серпентином. В небольшом количестве (1–10%) имеются зерна хромшпинелидов. Химический состав породы характерен для дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов. В первую очередь это низкая железистость – $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,14$, малое содержание TiO_2 , Al_2O_3 , CaO (табл. 14). Низкая концентрация ЛРЗЭ (0,08 × хондрит) и более высокая – ТРЗЭ (до 0,2 × хондрит). Наблюдается заметная отрицательная аномалия Eu.

Гарцбургиты отличаются от дунитов тем, что в них имеется 5–20% ромбических пироксенов (в основном состава энстатита) размером 0,3–1 мм.

Состав *оливина* сравнительно постоянен. В нем практически не обнаруживается Ti, Cr, Al, Ca; содержание MgO составляет около 48–49%, NiO – 0,3%; Fo = 92 (см. табл. 8).

В *энстатитах* отсутствует Ti, мало NiO (0,1%), Al_2O_3 (0,3%), Cr_2O_3 (0,2–0,3%); железистость равна 8; Fs = 8, En = 90 ÷ 91, Wo = 0,9 ÷ 1,0 (см. табл. 9). В гарцбургитах иногда встречаются отдельные зерна *диопсида* (0,1–0,5 мм), практически не содержащие Ti и Ni. В них мало Cr_2O_3 (0,5%), Al_2O_3 (0,9%). Железистость около 9, Fs = 5, En = 47, Wo = 48. Пироксены близки по составу к таковым из Марианского желоба в Тихом океане [Савельева, 1981] (рис. 35).

Хромшпинелиды высокохромистые 100 Cr/(Cr + Al) = 83 ÷ 85; магнезиальность 100 Mg/(Mg + Fe) = 41 ÷ 42; не обнаруживается Ni (см. табл. 10). По распределению

Таблица 14
Химический состав ультрабазитов горы Красной
(окислы — вес. %, элементы — г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	161	134	136-2	131-2	133-1	131	146	134-2
SiO ₂	41,87	43,29	43,18	39,22	43,91	35,11	42,44	55,39
TiO ₂	0,49	0,13	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	—
Al ₂ O ₃	0,90	0,22	0,50	0,15	0,23	0,05	0,12	1,48
Fe ₂ O ₃	6,13	5,49	4,71	4,16	3,26	4,28	2,08	3,46
FeO	4,30	5,72	7,42	3,18	5,25	3,52	5,96	4,18
CaO	3,94	1,01	0,57	0,61	0,68	0,52	0,36	1,55
MgO	33,81	39,37	38,13	43,05	44,76	42,92	46,88	32,88
MnO	0,17	0,16	0,20	0,11	0,15	0,11	0,13	0,17
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,17
K ₂ O	—	—	—	0,10	0,04	0,15	—	0,06
H ₂ O ⁺	7,75	4,51	4,07	8,43	0,35	11,98	0,89	0,76
H ₂ O ⁻	0,45	0,29	0,24	0,69	0,21	0,57	0,17	0,28
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,18	0,13	0,13	0,12	0,13	—
Сумма	99,93	100,32	99,22	99,84	98,98	99,34	99,17	100,38
Cr	1916	3352	2908	1970	2463	342	1402	≥500
Ni	1493	1414	1218	2287	2436	2200	2428	445
V	59	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 24
Cu	54	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	13	< 20
Co	150	192	152	100	165	110	205	68
Zn	82	86	85	92	80	85	88	не опр.
Pb	< 5	< 5	8	5	13	13	12	< 10
Ge	2,8	2,6	2,6	2,1	1,5	2,5	2,5	3,3

Примечания. 1—4 — гарцбургиты; 5—6 — дуниты; 7 — регенерированный дунит; 8 — ортопироксенит. Местонахождение: 1 — верховье р. Ягельной; 2—8 — гора Красная.

Данные по окислам Cr и Ni (кроме обр. 134—2) получены на плазменно-эмиссионном спектроанализаторе JY-48, по остальным элементам — количественным спектральным методом. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНа АН СССР.

Cr, Al, Fe они близки к хромшпинелидам из гипербазитов желобов Марианского и Яп (рис. 36).

Для гарцбургитов характерно относительно низкое содержание Al₂O₃ (0,15—0,5%) и MgO (38—43%), железистость изменяется от 0,14 до 0,23. Несколько больше, чем в дунитах Cr₂O₃ (0,3—0,5%). Диаграмма распределения РЗЭ имеет практически такой же вид, как и дунитовая, за исключением некоторого обогащения элементами от Ce до Sm.

Ортопироксениты — это массивные породы бронзового цвета, целиком состоящие из бронзита (Fs = 14; En = 84 ÷ 85; Wo = 1 ÷ 2; железистость 14), размером от 2—3 мм до 5—7 см. В перидотитах у контакта с пироксенитовыми жилами в оливине железистость возрастает до 15. В северной части массива и вдоль северо-западного контакта в пироксенитах наряду с ромбическим пироксеном появляется и моноклинный (0,5—3 мм). А в самом меланже (северо-запад массива) есть блоки, целиком состоящие из диопсида.

Вторичные дуниты обладают панидиоморфнозернистой структурой и на 90—95% состоят из крупных (2—3 мм) зерен оливина и 5—10% хромшпинелида. Для оливина характерны трансляционные двойники деформации. Химический состав породы практически идентичен нормальным дунитам; отличия заключаются в большем содержании MgO (45—47%), а также в более резком преобладании FeO над Fe₂O₃. Вторичные дуниты практически не серпентинизированы, и содержание H₂O⁺ не поднимается выше 0,9%. Очень интересной является кривая распределения РЗЭ: наблюдается повышение концентрации ЛРЗЭ от 0,1 X хондрит для La до 0,5 X хондрит для Eu, а затем постепенное уменьшение концентрации ТРЗЭ до 0,25 X хондрит.

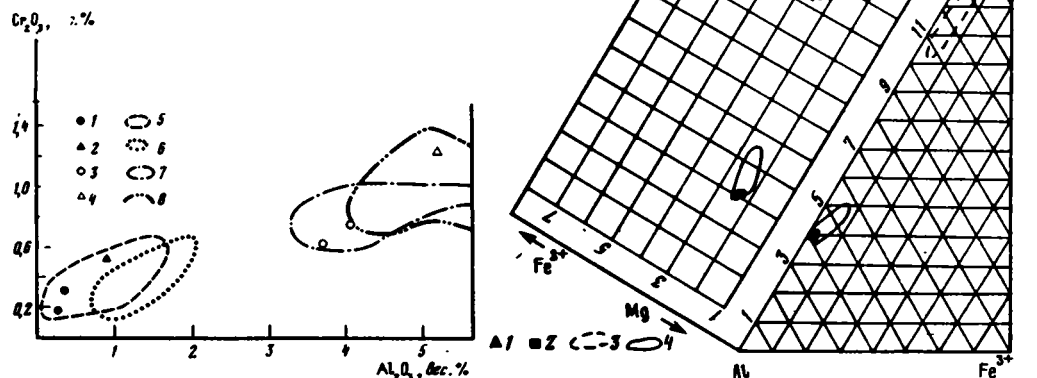


Рис. 35. Диаграмма Cr_2O_3 — Al_2O_3 пироксенов из ультрабазитов Тамватнейского массива и горы Красной

1 — энстатиты и 2 — диопсид из гарцбургитов горы Красной; 3 — энстатиты и 4 — диопсид из гарцбургитов Тамватнейских гор; 5 — поля энстатитов и 6 — диопсидов из гарцбургитов Марианского желоба; 7 — поля энстатитов и 8 — диопсидов из перцолитов разлома Оуэн [Савельева, 1981]

Рис. 36. Состав хромшпинелидов из ультрабазитов Майницкого комплекса

1—2 — гарцбургиты: 1 — гора Красная, 2 — горы Тамватней; 3—4 — ультрабазиты: 3 — желоба Марианский и Яп [Савельева и др., 1980], 4 — разлом Оуэн [Савельева, 1981]

Цифры на диаграмме — формульные коэффициенты

Такие высокие концентрации РЗЭ и в особенности положительная аномалия Eu не характерны для ультрабазитов. Вряд ли эту аномалию Eu можно объяснить фракционированием каких-либо минералов, так как известно, что такие аномалии характерны для выплавок, содержащих фазу плагиоклаза (при определенных условиях плавления). Во вторичных же дунитах, кроме оливина, других породообразующих минералов практически нет. Известно, что при серпентинизации наблюдается концентрация ряда РЗЭ в серпентините. Видимо, при переработке серпентина во вторичный дунит в породе сохранились высокие концентрации РЗЭ, и этим можно объяснить такую кривую распределения РЗЭ.

Габброиды встречаются в Ягельном меланже редко. Наиболее крупные блоки находятся в верховьях р. Ягельной. Их размеры достигают $2 \times 2,5$ км. Это комплекс, включающий нормальные габбро, габбро-диабазы, диабазы и базальты. Габбро состоят из идиоморфных крупных кристаллов плагиоклаза (60—70%) и диопсида размером 0,5—2 мм. Структура породы габбровая. В породе низкое содержание TiO_2 (0,14%), FeO^* составляет 3,28%, что является характерным для океанических габброидов (см. рис. 26) [Ishisuka, 1981]. В то же время много Al_2O_3 (21%) и CaO (18%), что свидетельствует о наличии высокоанортитового (An_{82}) плагиоклаза.

В меланже в большом количестве есть глыбы основных эффузивов Майницкого структурно-формационного комплекса (J_3 — K_1)¹. Это массивные (без миндалин) породы грязно-зеленого или вишневого цвета, с близким химическим составом, несмотря на разную структуру (диабазовую, порфировую, афировую). Форма глыб округлая, преобладающий диаметр 5—15 м. В базальтах нормальное содержание TiO_2 (0,8—1,55%), Al_2O_3 (14—17%), CaO (7—10%); концентрации K_2O в большинстве

¹ Эти породы есть в разрезе Майницкого комплекса, а также во всех майницких меланжах.

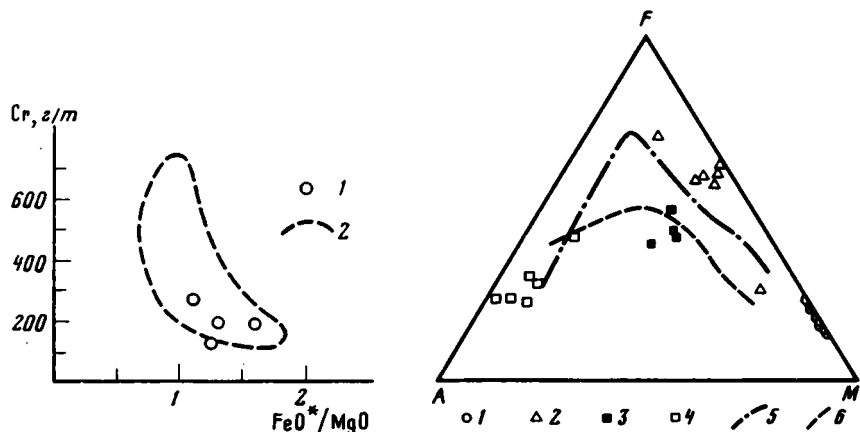


Рис. 37. Диаграмма Cr — FeO^*/MgO базальтов Майницкого структурно-формационного комплекса
1 — базальты; 2 — поле абиссальных базальтов [Ishizuka, 1981]

Рис. 38. Диаграмма AFM майницких офиолитов

1 — дуниты, перидотиты, пироксениты; 2 — габброиды; 3 — базальты; 4 — плагиограниты, плагиолипарты, андезит-дациты; 5 — линия дифференциации гавайских толентов; 6 — линия раздела толентовых и щелочных серий

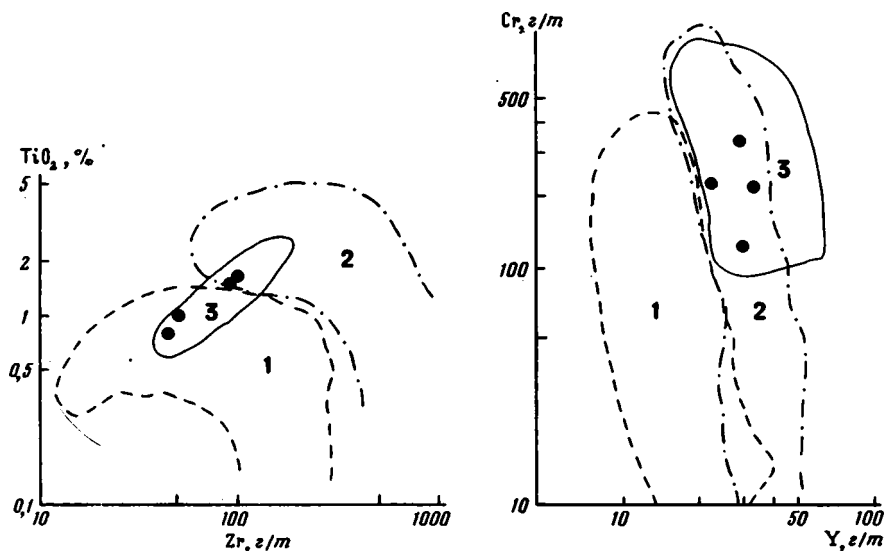


Рис. 39. Диаграмма TiO_2 — Zr базальтов Майницкого комплекса

Поля: 1 — островодужных базальтов, 2 — базальтов плит, 3 — базальтов срединно-океанических хребтов [Gale, Pearce, 1982]

Рис. 40. Диаграмма Cr — Y базальтов Майницкого комплекса

Условные обозначения см. на рис. 39

толеитовые [Лутц, 1980] (0,01—0,7%). Железистость $FeO^*/(FeO^* + MgO) = 0,53 \div 0,61$. Отмечены низкие содержания Rb, Zr, P.

Рассмотрим диаграммы TiO_2 — FeO^*/MgO (см. рис. 26), Cr — FeO^*/MgO (рис. 37). Величина FeO^*/MgO характеризует степень дифференциации основной магмы. Видно, что при постепенном увеличении FeO^*/MgO наблюдается увеличение количества TiO_2 . Высокие значения FeO^*/MgO и низкие Cr и Ni характерны для завершающих стадий фракционной кристаллизации. Закономерное увеличение содержания TiO_2

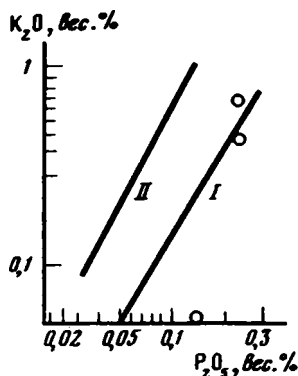


Рис. 41

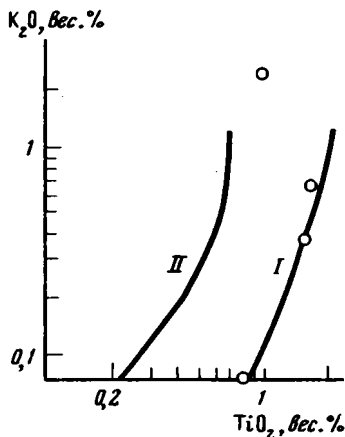


Рис. 42

Рис. 41. Диаграмма $K_2O - TiO_2$ базальтов Майницкого комплекса. Тренды океанических (II) и островодужных (I) базальтов

Рис. 42. Диаграмма $K_2O - P_2O_5$ базальтов Майницкого комплекса. Тренды океанических (I) и островодужных (II) базальтов

Рис. 43. Диаграмма $Zr/Y - Zr$ по скорости спрединга океанического дна [Pearce, 1980]. Кружками показано положение базальтов Майницкого комплекса

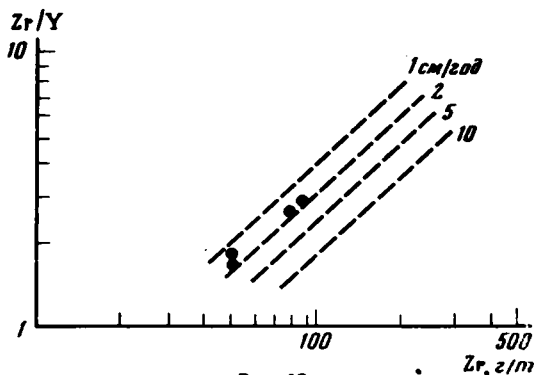


Рис. 43

с увеличением FeO^*/MgO свидетельствует, скорее, о толеитовом, чем об известково-щелочном тренде дифференциации. На это же указывает и распределение РЗЭ в базальтах (см. рис. 33). Здесь нормальное содержание ЛРЗЭ (10–20 X хондрит) и ТРЗЭ (около 20 X хондрит). Отмечается незначительная отрицательная аномалия Eu. На диаграмме АФМ (рис. 38) породы находятся в области известково-щелочного состава что, видимо, не столь показательно из-за возможного обогащения натрием (спилитизация) в процессе гальмиролиза [Moody, 1979]. На диаграммах $Ti-Cr$, $Ti-Ni$ (см. рис. 30) вулканы расположены в области абиссальных толеитов, хотя и близки к границе с островодужными сериями. На диаграммах TiO_2-Zr , $Cr-Y$ (рис. 39, 40) майницкие эффузивы находятся в области базальтов срединно-океанических хребтов, хотя в отдельности эти диаграммы не дают однозначного разделения базальтов.

На диаграммах K_2O-TiO_2 , $K_2O-P_2O_5$ (рис. 41, 42) фигуративные точки также располагаются вдоль тренда океанических, а не островодужных базальтов. Следовательно, майницкие базальты вне сомнения имеют толеитовую природу, близкую базальтам срединно-океанических хребтов или абиссальным толеитам. Их формирование можно связывать с процессами фракционной кристаллизации основного расплава по толеитовому тренду.

По соотношению Zr и Y ($Zr/Y-Zr$, рис. 43) можно приблизительно оценить скорость спрединга при образовании Майницкого бассейна, так как подмечено увеличение содержания Zr (относительно Y) при увеличении скорости спрединга в базальтах современных океанов [Pearce, 1980]. Для всех майницких базальтов она находится в узком интервале 1,4–1,8 см/год.

Всевозможные туфо-терригенные породы и красные яшмы встречаются реже. Для Ягельного меланжа характерно большое количество серпентинитового матрикса (50–80% меланжа). Это самого разного цвета "стеклянные" серпентиниты. Вторая отличительная особенность — отсутствие палеозойских вулканогенно-кремнистых пород, зеленых сланцев и других метаморфитов (нет экзотических глыб).

Малонаучирынайский массив

Малонаучирынайский массив — это крутопадающая к юго-востоку пластина, протяженностью около 12–15 км и мощностью 500–600 м, находящаяся в нижнем течении р. Малый Научирынай [Невретдинов, 1975]. Основание массива сложено ультрабазиитами (лерцолитами, верлитами, дунитами, пироксенитами). Вверх ультрабазиты постепенно сменяются различными габброидами, которые сперва слагают отдельные линзы и полосы в ультрабазитах. Мощность переходной зоны 50–70 м. В габброидах переходной пачки отмечаются ксеноморфные выделения зеленой шпинели в пироксеновых прослоях. Выше идут полосчатые габбро-амфиболиты, иногда содержащие гранат. Среди метаморфитов есть слабо метаморфизованные нормальные и амфиболовые габбро, габбро-нориты. Габброиды, как правило, лейкократовые, состоят из плагиоклаза (60–80%; 0,3–1 мм) и изометричного диопсида (20–40%; 0,1–0,5 мм), небольшого количества роговой обманки и кварца. Такой состав наиболее характерен, но иногда количество роговой обманки достигает 60–70%. Плагиоклаз (0,1–1 мм) представлен полисинтетическими двойниками и мелкими гранулированными зернами. По составу это андезин. Среди габбро-амфиболитов есть гранатовые амфиболиты, в которых количество граната достигает 20%. Он сконцентрирован в гнездобразные округлые выделения размером 3–10 мм.

В пределах массива имеются пегматоидные и кварцевые кератофиры неясного структурного положения. Они подверглись динамометаморфизму с образованием бластопорфировых структур.

Малонаучирынайский массив можно считать метаморфизованной (в условиях амфиболитовой фации метаморфизма) частью габбро-гипербазитового комплекса неясного возраста. Этот метаморфизм, видимо, сопровождал процесс выведения массива на поверхность. Не исключено, что природа Малонаучирынайского массива другая, и он является просто нижней частью базитовой коры (породы первоначально такого состава), претерпевшей ретроградный метаморфизм в процессе подъема. Гранат и шпинель, содержащие основные и ультраосновные породы (в том числе и такого облика), описаны М.С. Марковым и Г.Е. Некрасовым [1979] в Пекульнейском хребте как реликты древнего базитового слоя.

Тамватнейский гипербазитовый массив

Тамватнейский гипербазитовый массив — это крутопадающая к юго-востоку пластина. Он расположен на водоразделе рек Великой и Тамватваам (см. рис. 3). Его форма эллипсовидная, размер 35 × 12 км. Массив сложен в основном лерцолитами, подчиненную роль играют дуниты и гарцбургиты. На гипербазитах в виде небольших вытянутых в плане тел залегают разнообразные габброиды. В ряде мест массив рассечен жилами пироксенитов и пегматоидных габбро. На юго-востоке на массиве лежит комплекс эффузивов и гипабиссальных тел преимущественно основного (среднего) состава (условно позднеюрско-раннемелового возраста) и грубые терригенные отложения условно раннемелового возраста, выполняющие ядра ряда синклиналий складок. Контакты между габброидами (гипербазитами) и вулканогенно-осадочными породами повсеместно тектонические. По составу это спилиты, базальты, андезиты, яшмы, туфопесчаники, мощностью 500–700 м. Верхняя часть разреза — это граувакковые песчаники мощностью 300–400 м. Отсутствуют фаунистические остатки; по аналогии данные отложения сопоставляются с породами чирыйнайской серии (J_3-K_1), выполняющими большую часть Майницкого структурно-формационного комплекса.

На северо-западе массив надвинут на флишоидные отложения тамватнейской свиты ($K_1 ar.-al$). Это ритмично чередующиеся алевролиты, песчаники, гравелиты,

туфы, мощностью около 2,7 км. Вдоль контакта между ультрабазитами и меловыми отложениями местами тектонически зажаты серпентинитовые гравелиты неогенового возраста, мощностью 50–100 м.

Гипербазиты слагают главную часть массива и по текстурным особенностям подразделяются на массивные и полосчатые. Полосчатые гипербази́ты входят в перидотит-дунитовый комплекс. Перидотиты представлены в основном лерцолитами, в меньшей степени — гарцбургитами. Переход между отмеченными разностями постепенный и фиксируется по соотношению ромбического и моноклинного пироксенов. Гарцбургиты слагают только отдельные участки размером до 1 км² в пределах гипербази́тов в основном с массивной текстурой. В массивных лерцолитах преобладает равномернозернистая, гипидиоморфная структура. Полосчатые лерцолиты отличаются неравномернозернистой текстурой, отчетливо видны отдельные шлировидные скопления пироксенов. Такая текстура постепенно переходит в полосчатость, где наблюдается тонкое чередование (от 1 мм до 0,5–1 см) существенно пироксеновых и оливковых полос. Иногда имеется как бы ритм, в котором постепенно увеличивается количество пироксенов от состава дунита до состава лерцолита с почти полным отсутствием оливина (5–10%), потом снова, по резкой границе лерцолиты сменяются дунитовым прослоем. Мощность таких ритмов достигает 10 см. Полосчатость подчеркивают параллельные прожилки хромита мощностью от 1–2 мм до 5–10 см.

Лерцолиты на выветренной поверхности ржаво-бурого цвета, на фоне которого рельефно и по цвету выделяются кристаллы пироксенов и цепочки шлировидных обособлений хромита. Состоит из оливина (50–70%), пироксенов (20–40%), хромшпинели (2–5%) и магнетита (1–2%). В среднем количество ромбических и моноклинных пироксенов совпадает, но в отдельных образцах сильно изменяется в сторону преобладания ромбического пироксена с соотношением 3 : 1, т.е. намечается постепенный переход к гарцбургитам.

Оливин встречается в виде мелких зерен (0,05–0,1 мм) округлой, слегка удлиненной формы. Разбит системой ветвящихся трещин, по которым развивается серпентин. Степень серпентинизации разная, но преобладают сравнительно слабо серпентинизированные разности. Первоначальный размер зерен оливина, судя по одновременному погасанию серии мелких зерен, 0,5–1,5 мм (до 3 мм) в диаметре. В нем практически отсутствуют Ti, Al, Cr; около 0,3–0,4% NiO. Железистость минералов 9–10. Отличается от оливинов гарцбургитов горы Красной большей железистостью и небольшой концентрацией CaO (0,04–0,2%) (см. табл. 8).

Ромбический пироксен — это энстатит с короткопризматическим габитусом размером 0,5–5 мм (преобладает 2–3 мм). В нем много Al₂O₃ (3–4%), CaO (1,4%), NiO (0,1–0,2%), Cr₂O₃ (0,6–0,75%), железистость около 10; Fs = 9–10, En = 87–88, Wo = 3 (см. табл. 9). Такие значения элементов характерны для пироксенов из недеплетированных лерцолитовых комплексов, в частности лерцолитов разлома Оуэн в Индийском океане [Савельева, 1981] (см. рис. 35). Это же отличает их и от энстатитов дунит-гарцбургитовых комплексов (массив горы Красной и др.), в которых низкие значения Cr, Ti, Al. По трещинкам в пироксенах прорастает тонковолокнистый амфибол.

Моноклинный пироксен — это диопсид-авгит (0,5–2 мм) с низкой железистостью 8,5. Много Cr₂O₃ (1,2%), Al₂O₃ (5%); Fs = 4, En = 47, Wo = 9.

Среди серпентинитовых минералов наблюдаются петельчатый серпентин типа лизардита и хризотила и бастит (по ортопироксену). Первый развивается по системе петлевидных трещин в оливине и между его зернами, образуя маломощные (0,01 мм) шнуры с продольными магнетитовыми просечками, в редких случаях полностью замещающая оливины.

Хромшпинелиды неправильной формы (0,3–1,2 мм), в проходящем свете красно-бурые, по краям и трещинкам замещаются магнетитом, часто находятся в тесном срастании с ромбическими пироксенами. В шпинели невысокая хромистость (25–27), что отличает ее от шпинели гарцбургитов горы Красной. Есть в небольшом количестве Ni (NiO — 0,1–0,3%), отмечается высокая магнезиальность (100Mg/(Mg + Fe) = 68,7) (см. табл. 10). По распределению Al, Cr, Fe она попадает в поле хромшпинелидов лерцолитов разлома Оуэн в Индийском океане (см. рис. 36).

Гарцбургиты визуальнo не отличимы от лерцолитов, и переходы между породами постепенные. Практически одинаков их химический состав, за исключением

Таблица 15
Химический состав ультрабазитов Тамватнейских гор
(окислы — вес. %, элементы — г/т)

Компоненты	1	2	3	4
	11—78	28—78	36—78	12—78
SiO ₂	38,20	37,34	38,85	34,38
TiO ₂	—	0,08	—	0,09
Al ₂ O ₃	2,29	0,99	2,56	0,12
Fe ₂ O ₃	3,27	5,51	4,37	6,96
FeO	3,95	2,58	3,35	2,09
CaO	1,36	1,04	1,53	0,91
MgO	39,48	42,26	39,50	41,93
MnO	0,18	0,11	0,21	0,11
Na ₂ O	0,11	0,06	0,11	0,06
K ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,09
H ₂ O ⁺	10,46	8,62	8,54	11,95
H ₂ O ⁻	0,61	1,01	0,91	1,15
CO ₂	—	1,15	0,20	0,50
P ₂ O ₅	—	0,02	0,03	0,01
С у м м а	99,97	100,84	100,21	100,35
Cr	> 500	> 500	> 500	290
Ni	> 500	> 500	> 500	> 500
V	34	22	37	< 15
Cu	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	135	137	145	147
Pb	< 10	< 10	< 10	< 10
Ga	< 10	< 10	< 10	< 10
Ge	2,0	1,7	2,3	1,5

Примечание. 1—3 — гарцбургиты; 4 — дунит. Образцы из коллекции М.С. Маркова. Окислы определены методом "мокрой" химии, элементы — количественным спектральным методом. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИНА АН СССР.

некоторых различий в содержании MgO и CaO. В перцолитах более высокое, чем в гарцбургитах, содержание CaO (соответственно 1,8—2,5 и 1,0—1,5%) и ниже содержание MgO (соответственно 36—37 и 38—42%) (табл. 15). Это объясняется более высоким содержанием клинопироксена, в формулу которого входит Ca. Других отличий не обнаруживается. Наблюдается относительно высокое содержание ЛРЗЗ (0,15 X хондрит) и ТРЗЗ (от 0,2 до 0,5 X хондрит). Причем кривые распределения РЗЗ свидетельствуют об очень незначительной степени фракционирования пород (рис. 44). Кривые очень плавные, отсутствует аномалия Eu или других элементов.

Дуниты встречаются среди полосчатых перидотитов в виде шпировидных выделений, как правило, эллипсовидной формы. Их максимальный размер 0,5 X 0,25 км, средний — первые десятки квадратных метров. От перидотитов к дунитам переходы постепенные, с уменьшением, а потом и с полным исчезновением ромбического пироксена. Структура породы панидиоморфнозернистая. Зерна оливина сохраняют сравнительно правильную кристаллографическую форму (особенно это хорошо видно при слабой серпентинизации дунита), размер 0,1—2 мм. В виде единичных крупных зерен (1—3 мм) попадают кристаллы энстатита. В дунитах низкое содержание SiO₂ (34—36%), Al₂O₃ (0,1—1%), Cr (290 г/т); железистость FeO* (FeO*/+ MgO) = 0,17. Концентрации других элементов не выходят за пределы колебаний в перидотитах.

Для оценки термодинамических условий образования перцолитов были использованы двупироксеновые геотермометры, учитывающие распределение Al, Cr [Майсен, Беттчер, 1979] и Mg, Fe [Wood, Banno, 1973] в сосуществующих равновесных ассоциациях энстатита и гиперстена. По первому геотермометру температура около 990°C, по второму 1070°C, а давление соответственно 25 и 26 кбар. Эти результаты хорошо согласуются с данными Л.Д. Лавровой [1980], определявшей температуру образования тамватнейских перцолитов по методу Л.Л. Перчука.

Рис. 44. Распределение содержаний РЗЗ в ультра-
базитах Тамватнейского массива

1 — дунит; 2 — гарцбургит

В районе горы Озорной есть развалы плагиоклазовых перидотитов вместе с габброидами, с которыми они, возможно, генетически связаны: каких-либо контактов наблюдать не удается. Плагиоклазовые перидотиты состоят из энстатита (30–35%), диопсида (15–20%), плагиоклаза (20–30%) и оливина (10–20%). Структура породы гипидиоморфно-зернистая.

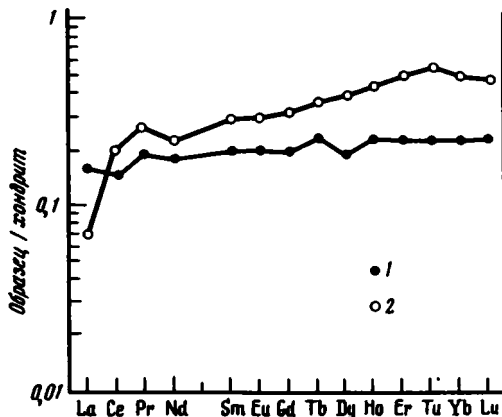
Габброиды слагают небольшие пластообразные тела, залегающие с тектоническими контактами на гипербазитах, или секущие гипербазиты дайкообразные тела мощностью до первых десятков сантиметров. В верховьях руч. Бурного и в ряде других мест наблюдается их пластообразная форма. Видимая мощность около 150 м. Для габброидов характерна шлирово-такситовая, местами офитовая текстура. Часто в них есть ксенолиты гипербазитов. В настоящее время все контакты с гипербазитами тектонические (за исключением мелких секущих тел), вдоль них проходят зоны серпентинизации. Среди габброидов встречаются габбро-нориты, габбро, амфиболовые габбро. Все эти породы связаны взаимными переходами и могут быть выделены практически в любом поле развития габброидов. Имеются также постепенные переходы по зернистости к микрогаббро и диабазам.

Нормальные габбро встречаются чаще всего. Состоят из диопсида (30–70%; 0,5–2 мм) и плагиоклаза (30–70%; 0,5–1 мм). Иногда есть еще серпентинизированный оливин (до 1–2%). По плагиоклазу развивается соссорит, иногда полностью превращая минерал в изотропное серое вещество. Для амфиболовых габбро характерна пойкилитовая структура. В крупные изометрические зерна зеленовато-бурой роговой обманки размером 2–3 мм заключены кристаллы плагиоклаза и клинопироксена. В крупнозернистых габброидах наблюдаются элементы "слоистости". Она образована, с одной стороны, скоплением меланократовых минералов, с другой — чередованием полос габбро с разным размером кристаллов. Такая "слоистость" не закономерна, быстро выклинивается по простиранию. Часто видны линзовидные, шлировидные или округлые зоны разнозернистых габбро.

Для Тамватнейского массива характерно широкое распространение в гипербазитах жил пегматонидных габбро и гигантозернистых пироксенитов. Жилы не прослеживаются на расстоянии более первых десятков метров. Они будинированы, часто имеют эллипсоидальную или округлую форму. Мощность жил от 10 см до 5–10 м. Размер минералов достигает 10–15 см. По-видимому, образование жил такого типа связано с внедрением в гипербазиты даек офитовых габброидов и габбро-диабазов в юрско-раннемеловое время.

Следовательно, офиолитовая ассоциация Тамватнейского массива представлена дунит-гарцбургит-перцолитовым комплексом видимой мощностью около 2 км. Причем его нижняя часть — это массивные, а верхняя — полосчатые гипербазиты. Породы, характерные для полосчатого комплекса, отсутствуют. Имеются только отдельные выходы "слоистых" габброидов мощностью до 100 м и связанных с ними дайкообразных тел и жил габбро-пегматитов и гигантозернистых пироксенитов (диопсидитов), рассекающих дунит-перидотитовый комплекс. Переходных разностей не отмечается. Вулканогенно-терригенная часть также оторвана во времени от нижележащих комплексов. По составу это основные средние вулканы и продукты их перемыва.

Таким образом, офиолиты в Майницком структурно-формационном комплексе представлены: 1) дунит-гарцбургит-перцолитовой пластиной с офитовыми габбро и диабазом в верхней части, мощностью до 2 км (Тамватнейский, а также метаморфизованный Малонаучирынайский массивы); 2) дунит-гарцбургитовыми пластинами мощ-



ностью до 1 км (горы Красная, Средняя, Чирынай); 3) габбро, габбро-норитами, в том числе амфиболовыми, микрогаббро, диоритами мощностью 200–500 м (горы Серая, Кекуры, Угрюмая, Двойная и др.); 4) вулканогенно-кремнистыми породами (базальты, яшмы) нижней части чирынайской серии (J_3-K_1) мощностью 2 км; 5) тоналитами, андезито-дацитами, кварцевыми кератофирами, плагиогранитами. Возможно, часть последних связана с Майницким офиолитовым комплексом парагенетически, во всяком случае неоднократно отмечается более позднее формирование плагиогранитов, чем вулканогенно-кремнистых пород.

Контактов между (1) и (2) наблюдать не удается, так как массивы пространственно разобщены, но есть основания предполагать, что (2) надстраивает (1). Между (2) и (3) также контакты тектонические, но в ряде мест диабазы и, возможно, габброиды [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979] из комплекса (3) прорывают ультрабазиты (2). Переходы от (3) к (4), видимо, постепенные за счет изменения структуры и зернистости пород. Породы из комплекса (5), как правило, прорывают (3), а иногда нижние части (4).

В Майницком структурно-формационном комплексе практически полностью (за исключением отдельных глыб в меланже и метаморфизованного Малонаучирьинского массива) отсутствуют породы полосчатого габбро-гипербазитового комплекса. Иногда только наблюдаются полосчатые текстуры в основании ряда габброидных массивов (в габбро).

Рассмотрим положение фигуративных точек основных комплексов пород на диаграмме AFM (см. рис. 38). Ультрабазиты занимают узкую область с высокой магнетизностью, характерной для этого типа пород. Габброиды же распадаются на две области — с низкой и высокой железистостью. Низкожелезистые массивные габбро находятся практически на толеитовой линии дифференциации. Их структурное положение не достаточно ясно (они встречаются вместе с высокожелезистыми габброидами, но минералогически в них практически нет магнетита, что приводит к резким различиям в железистости). Высокожелезистые габбро находятся в области ферро-габбрового состава, тяготея также к линии толеитовой дифференциации. В этот комплекс входят как нормальные, так и многочисленные амфиболовые габбро.

Основные вулканы находятся в известково-щелочной области; по химизму они близки, и проследить по ним тенденцию эволюции составов затруднительно. Толеитовый тренд проявлен в кислых породах, в основном в плагиогранитах. Для майницких офиолитов диаграмма AFM, таким образом, является недостаточно показательной, так как здесь мы, как правило, имеем дело со структурно и, видимо, генетически разобщенными ультрабазитами, габброидами, основными эффузивами и плагиогранитами.

Рассмотрим диаграммы распределения РЗЭ (см. рис. 33, 44). Видно, что кривые гарцбургитов из лерцолитового комплекса и гарцбургитов и дунитов из массивов центральной части Майницкого структурно-формационного комплекса резко различаются. Различие имеет место и в химизме минералов, в особенности пироксенов и хромшпинелидов, как было показано ранее. Характерно, что кривые РЗЭ дунитов и гарцбургитов различных массивов дунит-гарцбургитового комплекса практически совпадают. В дунитах концентрации ЛРЗЭ самые низкие (максимальное обеднение — около 0,07 X хондрит), содержание ТРЗЭ несколько выше (до 0,2 X хондрит). В гарцбургитах дифференциация на тяжелые и легкие РЗЭ проявлена слабее. Характерным для всех этих пород является отрицательная аномалия Eu.

Для гарцбургитов лерцолитового массива Тамватней кривые РЗЭ имеют практически одинаковый наклон в сторону увеличения содержания ТРЗЭ (от 0,15 до 0,5 X хондрит). Причем отсутствуют какие-либо аномалии элементов, в том числе и аномалия Eu. Такой характер кривых свидетельствует о меньшей степени деплетированности рассматриваемых пород. Можно допустить, что ультрабазиты горы Красной и других аналогичных массивов являются в какой-то степени реститом от дифференциации перидотитов типа тамватнейских. Об этом же свидетельствует и химический состав пироксенов и хромшпинелидов. Пироксены из Тамватнейских перидотитов обогащены Cr, Ti, Al и соответствуют по составу пироксенам разлома Оуэн [Савельева, 1981], которые рассматриваются как слабо истощенный мантийный материал. А пироксены из гарцбургитов центральной части Майницкого структурно-формационного комплекса наоборот обеднены этими элементами и соответствуют

таковым из желобов Марианского и Яп. Существует и четкая корреляция в составах хромшпинелидов.

Единый комплекс по распределению РЗЭ составляют габброиды. Для ЛРЗЭ характерны значения 2—4 X хондрит, для ТРЗЭ — 3,5—5 X хондрит; кривые в целом толеитового типа, хотя абсолютные концентрации элементов ниже. Почти во всех габброидах есть отчетливая отрицательная аномалия Eu, свидетельствующая о том, что данные габброиды не являются кумулятивными (Eu с плагиоклазовой фазой, видимо, был вынесен раньше). Такие кривые отмечаются для габброидов верхнего уровня или даже для диабазов из дайкового комплекса [Колман, 1979; Pallister, Knight, 1981].

Для базальтов характерна типичная толеитовая кривая практически без разделения ЛРЗЭ и ТРЗЭ [Bryan et al., 1981]. Есть отрицательная аномалия Eu. Кривая распределения РЗЭ в базальтах полностью соответствует габброидным кривым (за исключением более высокого абсолютного содержания элементов в базальтах), что практически однозначно свидетельствует о комагматичности базальтов и габброидов. Причем, как было показано ранее, данные базальты являются океаническими толеитами.

Особое место занимает кривая распределения РЗЭ кератофира, находящаяся по абсолютным значениям между габброидами и базальтами. Низкие значения РЗЭ не являются типичными, хотя такого характера кривые (с некоторыми отличиями в ТРЗЭ) установлены для плагиогранитов офиолитов массива Троодос (о-в Кипр) [Колман, 1979].

Рассмотренные ранее плагиограниты, кварцевые кератофиры, андезито-дациты, а также тоналиты, рвущие габброиды, по строению и составу близки островодужным ассоциациям, например Курильских [Гаврилов, Соловьева, 1973] и Командорских [Шмидт, 1978] островов, островов Тонга [Ewart et al., 1973], Фиджи [Gill, 1970] и др. На севере Корякского нагорья, в хребте Кенкерен (район сочленения Аляктаваамского и Майницкого структурно-формационных комплексов), описана нижне-мезозойская островодужная формация [Зинкевич, 1981].

Все это позволяет предположить, что в раннем мезозое (более вероятно, в поздней юре—раннем мелу) в майницком бассейне наряду с океаническими структурами развивались островодужные. Последние, видимо, были представлены активными островными дугами (дугой?), заложившимися на океанической коре. Корни дуг в настоящее время мы видим в виде сложного переплетения габброидов, диоритов и прорывающих их тоналитов и плагиогранитов (горы Серая, Двойная, Угрюмая и др.). Средние и кислые эффузивы (андезито-дациты, плагиограниты и др.) широко развиты на севере Чирыйайских гор.

Следовательно, майницкие офиолиты представляют собой не только кору краевого моря, как было показано ранее, но и остатки основания островодужных структур, которые, по всей видимости, располагались в юго-восточной и восточной частях майницкого бассейна.

* * *

Таким образом, в Эконайском структурно-формационном комплексе широко представлены породы полосчатой (дунит-верлит-габбровой) серии, массивные габброиды и вулканогенно-кремнистые отложения (PZ₃—T). Эти породы отвечают дифференциации толеитовой магмы с щелочным уклоном в базальтах. Особое место занимают массивные габбро-нориты, находящиеся в области пород ферро-габбрового состава и оторванные от основного тренда дифференциации. Это же следует и из распределения РЗЭ, где виден явный кумулятивный характер пород полосчатого комплекса. Кривые по массивным габброидам имеют совершенно другой характер. По распределению ряда элементов и структурному положению большинство базальтов можно считать океаническими толеитами.

В Аляктаваамском структурно-формационном комплексе как таковых "своих" офиолитов нет. В его основании, в серпентинитовом меланже вскрываются разнообразные раздробленные блоки палеозойско-триасовых (эконайских) офиолитов, иногда метаморфизованные в амфиболитовой фации. Осадочные терригенные породы Аляктаваамского комплекса формировались непосредственно на меланжированных офиолитах (PZ₃—T).

В Майницком структурно-формационном комплексе мы имеем дело с самыми различными частями офиолитовой ассоциации, а также с более глубинными (подко-

ровыми) породами, в основном находящимися в виде блоков и тектонических пластин в многочисленных серпентинитовых меланжах. Причем здесь есть как реликтовые блоки палеозойско-триасовых офиолитов (в основном кремни с линзами известняков), так и новообразованные, юрско-меловые (различные габброиды, тоналиты, плагиограниты, плагиолипариты, андезито-дациты, базальты, яшмы, граувакки). Геохимические данные также свидетельствуют о комагматичности габброидов и базальтов, которые являются типичными океаническими толитами. Источник базальтов не ясен. Практически полностью отсутствуют породы кумулятивной полосчатой серии (это видно из распределения РЗЭ в габброидах, которые не являются кумулятивными). Тоналиты, плагиограниты, средние и кислые эффузивы по составу близки островодужным сериям. Многочисленные дунит-гарцбургитовые массивы — это, вне сомнения, пластины мантийных метаморфических перидотитов основания разреза океанической коры. По всей видимости, первично они являлись основанием палеозойско-триасовой океанической коры. Особое место занимают перидотиты лерцолитового типа. Это, видимо, реликты слабо деплетированной первичной мантии. Об этом свидетельствует, в частности, распределение РЗЭ и геохимический состав пироксенов и хромшпинелидов в ультрабазитах.

ГЛАВА V

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ

Выяснение тектонической истории офиолитов и их места в структурном развитии Корякского хребта предполагает рассмотрение истории формирования покровных комплексов.

Самые древние породы предположительно позднего докембрия—раннего кембрия встречаются в виде отдельных разрозненных блоков в ряде серпентинитовых меланжей Корякского хребта (в основном зеленые сланцы по вулканогенно-кремнистым породам). Поэтому нет основания предполагать, что эти метаморфиты слагали скольконибудь протяженную докембрийскую кору в Корякском хребте. Возможно, это были отдельные отторженцы в обширном морском бассейне, который существовал на краю древнего Евразийского континента в позднем палеозое (карбон)—триасе. Бассейн имел меланократовое основание и был сильно расчленен. В нем наряду с глубоководными кремнистыми отложениями соседствовали поднятия, где могли формироваться мелководные известняки. Впоследствии они попадали в виде глыб в бассейн, осадконакопление в котором продолжалось до позднего триаса включительно. Поэтому часто известняки являются более древними по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. В кремнях отсутствует туфовый материал, хотя встречаются отдельные прослои вулканомиктовых песчаников. В триасовых отложениях отмечается наибольшее количество прослоев терригенного материала, что свидетельствует, видимо, об изменении характера осадконакопления с обмелением бассейна. Сносился материал с отдельных поднятий в палеозойско-триасовом бассейне, которые к тому времени уже существовали. Наряду с кремнистыми породами около половины разреза составляют прослои и мощные горизонты спилитизированных базальтов. Для них характерны подушечная отдельность и миндалекаменная текстура, свидетельствующие о подводном характере извержений. Несмотря на то, что все структурные и литологические признаки указывают на океанический тип бассейна, до настоящего времени не описаны типичные толиты.

Общая мощность вулканогенно-кремнистых отложений — несколько километров, они накапливались на коре океанического типа, которая включала разнообразные диабазы, массивные габброиды, а ниже — габбро-гипербазитовый полосчатый комплекс. Дуниты и гарцбургиты, видимо, являлись основанием этой коры. По своему петрографическому и химическому составу они характерны для метаморфических перидотитов в понимании Р.Г. Колмана [1979]. Они обеднены практически всеми литофильными элементами и в какой-то степени могут рассматриваться реститом от выплавки базальтоидной магмы. Слабо деплетированные лерцолиты являются самыми глубинными из вскрываемых мантийных пород.

В конце триаса изменился не только характер осадконакопления, но в это время происходило, видимо, внедрение многочисленных дайкообразных и пластовых тел плагиогранитного состава. Этот этап тектонической эволюции сопровождался общим увеличением мощности коры и трансформацией океанической коры в кору переходного типа. Морское осадконакопление прекратилось. Неизвестны породы раннеюрского возраста, а среднеюрские развиты эпизодически и специфичны по составу. В это время имели место общее воздымание, складчатость и образование в ряде мест пакетов тектонических пластин, в которых перетасованы вулканогенно-кремнистые породы, габброиды и гипербазиты (горы Наанкней и Эконай). Процессы скучивания преобладали в южной части бассейна, в то время как на севере в начале поздней юры происходило растяжение коры (деструкция). Тем самым сформировалась подвижная система типа "фронтальное поднятие, тыловой раздвиг" [Руженцев, Соколов, 1980]. В тыловой части образовались Майницкий и Альтатваамский прогибы. Перед зоной скучивания также возникли Накыпыйлякский и Янранайский прогибы. Движение палеозойско-триасовых аллохтонных масс в зоне скучивания происходило в направлении с севера на юг и сопровождалось деформациями пород, складчатостью, метаморфизмом. Так формировалась Эконайская кордильера. Основной срыв проходил по границе раздела полосчатого и дунит-гарцбургитового комплексов, хотя часть последнего попала в основание аллохтона и была превращена в матрикс маломощных серпентинитовых меланжей. Субгоризонтальные срывы имели место и между другими членами офиолитового разреза (между полосчатыми и массивными габброидами, диабазами, вулканогенно-кремнистыми породами), что привело к независимому смещению различных членов офиолитовой ассоциации.

Эволюция упомянутых выше прогибов происходила по-разному. В самом южном Янранайском бассейне накапливались сравнительно глубоководные осадки (яшмы), чередовавшиеся с излияниями толеитовых базальтов и иногда с прослоями песчаников. Осадконакопление здесь продолжалось до альба включительно, а в отдельных частях бассейна, возможно, и до кампана.

Севернее существовал сравнительно мелководный бассейн — Накыпыйлякский, в котором преобладали песчано-глинистые осадки. Уже с волжского века с севера сюда поступал грубообломочный микститовый материал. Есть горизонты кислых туфов. Наиболее мощные горизонты микститов отмечаются в туфо-алевролитах и песчаниках коньяка—сантона. Это самые разнообразные блоки раздробленных палеозойско-триасовых офиолитов. Матрикс состоит из тех же пород, что и глыбы, только мелко раздробленных. Микститы поступали за счет разрушения Эконайской кордильеры, надвигавшейся на Накыпыйлякский прогиб. Микститовый материал сгруживался перед фронтом надвига и тектонически перекрывался двигавшимся аллохтоном. В юго-западной части бассейна движение прекратилось к началу кампана, отложения которого здесь входят в состав неавтохтонного комплекса, запечатывая Накыпыйлякский и надвинутый на него Эконайский структурно-формационный комплексы. В предкампанское время Накыпыйлякский и Эконайский комплексы совместно были надвинуты на Янранайский комплекс, так как тектонические соотношения между отмеченными комплексами в районе рек Хатырка—Опука также запечатаны кампан-маастрихтскими отложениями. В северо-восточной части (левобережье р. Хатырки) движения завершились к маастрихту, отложения которого здесь являются неавтохтоном.

Таким образом, Эконайская кордильера в своей юго-западной части в позднеюрское и меловое время была наиболее гипсометрически приподнятым участком, являясь основным источником сноса разнообразного материала. В северо-восточной части породы Эконайского комплекса явились основанием, на котором накапливались терригенные разрезы Альтатваамского структурно-формационного комплекса. Здесь неоднократно отмечаются сорванные стратиграфические контакты между офиолитами, в том числе и превращенными в серпентинитовый меланж (Четкинваямский), и терригенными верхнеюрскими отложениями.

Породы Альтатваамского структурно-формационного комплекса накапливались в бассейне к северу от Эконайской кордильеры. Наиболее сильно прогибались центральная и северо-восточная части этого бассейна. Здесь осадконакопление продолжалось практически непрерывно с поздней юры до палеоцена и сформировались мощные терригенные и туфо-терригенные толщи. Основание Альтатваамского бассейна вскрыто на юго-западе (правобережье р. Хатырки), где мезозойский разрез прерывист и имеет

малые мощности. Оно, как уже говорилось, представлено раздробленными породами палеозойско-триасовой офиолитовой ассоциации.

Фациальный характер алькатваамских отложений практически не менялся с поздней юры до сенона. Активное надвижение Эконайской кордильеры на Накыпыллыкский бассейн проявилось в Алькатваамском бассейне только в виде общего обмеления. Появились угленосные и субаквальные толщи. Поэтому здесь не фиксируется маастрихтский (кампанский) неовстохтон, как в более южных районах, и соответствующие отложения практически в непрерывном разрезе надстраивают сантонские толщи.

Осадконакопление в Майницком бассейне также началось с конца юры, но фациальный характер отложений в нем существенно отличался от ранее рассмотренных. По всей видимости, палеогеографически этот бассейн был связан с Алькатваамским, однако осадки в нем накапливались на меланократовом основании, включающем отдельные раздробленные блоки палеозойско-триасовой коры (базальты, кремни с линзами известняков, габброиды, плагиограниты и т.д.). Можно сказать, что уже существовали протомайницкие меланжи, которые подвергались перемыву, так как в базальных горизонтах осадочного разреза (J_3-K) есть гравелиты и конгломераты, содержащие серпентиниты и другие породы палеозойско-триасовой коры. Во время раздвига верхние части дунит-гарцбургитового комплекса были частично серпентинизированы.

Осадконакопление в Майницком бассейне началось с излияния основных эффузивов и накопления яшм. В дальнейшем (K_1h-bm) преобладающими становятся граувакковые песчаники, которые в основном и завершают осадконакопление. Только на западе (междуречье Великая—Хатырка) терригенное осадконакопление продолжалось до туронского века. По формационному выполнению Майницкий бассейн более всего соответствует краевым морям [Руженцев, Марков и др., 1977]. Химический состав базальтов однозначно свидетельствует об их толеитовой природе, причем близкой к абиссальным толеитам и толеитам срединно-океанических поднятий. Кислые и средние эффузивы, тоналиты и часть плагиогранитов соответствуют островодужным ассоциациям. Таким образом, в Майницком бассейне существовала маломощная океаническая кора, включающая многочисленные, преимущественно амфиболовые габброиды и комагматичные им диабазы и базальты, а также яшмоиды. Основанием для них служили все те же ультрабазиты, что для палеозойско-триасовых офиолитов. Источник основной магмы не вскрыт. В то же время источник этих базальтов к моменту плавления был также частично деплетирован, что отлично видно из распределения R_{33} в основных породах Майницкого комплекса (все аномалии Eu резко отрицательны). Возможно, первые выплавки пошли на формирование габброидов кумулятивного комплекса (PZ_3-T). В юго-восточной и восточной частях Майницкого бассейна существовали активные островодужные структуры. Время их заложения точно не установлено, видимо, они возникли вслед за образованием Майницкого бассейна в конце юры—начале раннего мела.

В начале палеогена породы Алькатваамского и Майницкого структурно-формационных комплексов были смяты в складки преимущественно с южной vergentностью. Срыв висячих крыльев в последних приводил к образованию надвигов и покровов. Произошло расчешивание обоих комплексов на ряд пластин, надвигавшихся одна на другую с северным падением плоскостей контактов. В Майницком комплексе были выведены на поверхность меланжированные, а также крупные целикомые пластины мантийных пород разной глубинности (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и т.д.).

Наибольшая амплитуда перемещений (десятки километров) отмечается в районе сочленения Алькатваамского и Майницкого структурно-формационных комплексов.

Таким образом, к началу эоцена, отложения которого являются неовстохтоном для рассматриваемых комплексов, сформировалась основная покровная структура Корякского хребта. Позднее район претерпел дополнительную складчатость, приведшую к образованию крупных сводовых поднятий (Хатырского, Корякского) и ряда прогибов (Нижнехатырского, Иомраутско-Майницкого) северо-восточного простирания. Северная часть Майницкого комплекса в четвертичное время была надвинута на терригенные породы Алькатваамского комплекса. В зоне разлома оказались зажатыми серпентинитовые граувакки неогенового возраста (район Тамватнейского массива).

Все породы, включая и неогеновые, разбиты многочисленными разломами различной ориентировки. Это, как правило, крутые сбросы и сдвиги небольшой амплитуды (первые метры). Отдельные разломы смещают и четвертичные отложения. Таким образом, хотя покровная структура Корякского хребта была сформирована в основном к эоцену, разрывные дислокации имели место до недавнего времени.

ОФИОЛИТЫ АЛЯСКИ (структурное положение и состав)

Структуры Корякского хребта по геолого-геофизическим данным продолжают к востоку, в акваторию Берингова моря и далее на Аляску, где также имеются офиолиты [Андреев и др., 1976; Гайнанов и др., 1963; Зинкевич и др., 1982, 1983; Marlow, Cooreg, 1980]. Представляется интересным провести сопоставление офиолитовых образований обоих регионов, что позволяет выявить их особенности и шире подойти к генетическим аспектам проблемы.

Аляска — это сложно построенная горная область с разновозрастной континентальной корой. На севере (район прогиба Колвилл) и на востоке (район поднятия Юкон—Танана) континентальная кора была сформирована к началу палеозоя (рис. 45). В Западной и юго-западной частях Аляски она сформировалась к началу позднего мела. Большинство выходов пород офиолитовой ассоциации среднепалеозойско-триасового возраста пространственно приурочено к области раскрытия допалеозойской континентальной коры с формированием новообразованной континентальной коры к началу позднего мела. В центральной части южной Аляски континентальная кора сформировалась в меловое время. Выходы офиолитов имеются в центральной и восточной частях Аляскинского хребта. В прибрежной области залива Аляска зрелая континентальная кора еще не сформировалась, хотя к палеогену здесь уже существовал гранитно-метаморфический слой.

До настоящего времени в литературе не имеется обобщающих сводок по офиолитам Аляски. Наиболее полно описанными можно считать только офиолиты северной и западной Аляски.

Самые древние средне- и верхнепалеозойские офиолиты вскрываются в центральной Аляске, в районе Верхняя Чулитна. Район находится на юго-востоке Аляскинского хребта на расстоянии около 200 км к северу от г. Анкоридж и в 20—25 км к югу от разлома Денали. Здесь выделяется несколько дискретных аллохтонных комплексов палеозойско-мезозойского возраста. Каждый из них обладает своим разрезом и отделен от соседних разрывными нарушениями. Самая нижняя пластина — это верхнедевонско-нижнекаменноугольные офиолиты [Jones et al., 1980; Clark et al., 1972].

Система покровных пластин разбита разломами и смята в обширную синформу, запрокинутую к юго-востоку. Северо-западное и юго-восточное крылья подорваны крутопадающими разломами. Ширина синформы более 50 км. Северо-западное крыло тектонически перекрывает нижнемеловой флиш, юго-восточное — кремни и аргиллиты верхней юры. Гравиметрические данные свидетельствуют об отсутствии плотных пород под офиолитами района Верхняя Чулитна. Это подтверждает предположение о покровном положении офиолитов.

Породы офиолитовой ассоциации представлены перемешанными блоками серпентинизированных гипербазитов, габброидов, базальтов и слоистых кремней. Среди блоков нет каких-либо неофиолитовых пород. Данная тектоническая смесь может быть названа серпентинитовым меланжем, хотя матрикс меланжа практически отсутствует. Наиболее распространенный тип пород в офиолитах — сильно рассланцованные серпентиниты. Они встречаются в виде отдельных тел, вытянутых параллельно зоне разломов Верхняя Чулитна. Наиболее крупные массивы достигают размера $7 \times 1,5$ км. Более мелкие массивы разбросаны по всему поясу. Серпентиниты от черного до зелено-черного цвета, с массивной текстурой, часто рассланцованы. Отсутствует первичная структура, очень редко сохраняются реликтовые зерна оливина и замещенный баститом ромбический пироксен, указывающие на первично-гарцбургитовый состав породы. Серпентиниты состоят из клинохризотила и лизардита. К серпентинитам пространственно тяготеют тектонические блоки габбро, иногда с кумулятивными текстурами, диабазы. В габброидах встречается ксеноморфный серпентинизированный оливин.

Все перечисленные породы перекрыты и местами перемешаны с толщей, в которой в почти равных количествах находятся подушечные базальты, переслаивающиеся с яшмами, кремнями и кремнистыми аргиллитами. В кремнистых породах найдены радиоларии: *Entactonsphaera aitpaiensis* (Nazarow) и конодонты: *Polygnathus* cf., *P. glaber* Ulrich et Bassler и другие позднедевонского возраста. Кроме того, имеются спикулы гу-

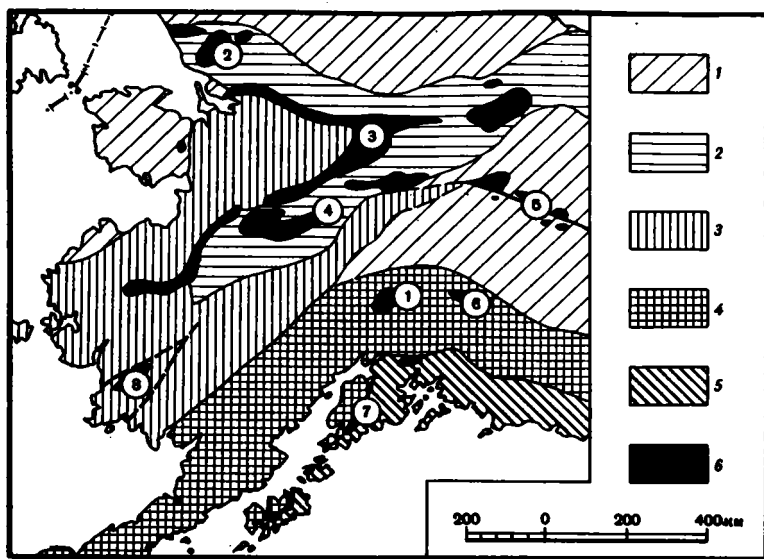


Рис. 45. Тектоническая схема Аляски

1 — область континентальной коры докембрийского возраста; 2 — докембрийская континентальная кора, тектонически переработанная в мезозое; 3 — область раскрытия докембрийской коры с формированием новообразованной континентальной коры к началу позднего мела; 4 — область с мезозойской континентальной корой; 5 — область с формирующейся континентальной корой, гранитно-метаморфический слой позднемелового возраста; 6 — офиолитовые покровы. Цифрами на схеме показаны офиолиты: 1 — район Верхняя Чулитна; 2 — хребт Брукс, 3 — прогиб Юкон—Коюкук, 4 — поднятие Рампарт, 5 — район разлома Тинтина, 6 — район оз. Тангл, 7 — район залива Аляска, 8 — район Гудньюс

бок и конодонты раннекаменноугольного возраста. Мощность верхнедевонских—нижнекаменноугольных офиолитов около 500 м.

Офиолиты тектонически перекрыты вулканомиктовыми конгломератами с обломками кремней, радиоларитами, терригенным флишем и известняками с фаунистическими остатками пермско-раннетриасового возраста мощностью около 1 км. В породах отсутствует континентальный обломочный материал, поэтому они рассматриваются как серии, накапливавшиеся на внешнем склоне островной дуги. По мнению Д. Джонса [Jones et al., 1980], покровы, включая и офиолитовые, района Верхняя Чулитна были перемещены с юга на рубеже раннего и позднего мела, хотя, возможно, подвижки имели место и раньше, а корневая область покровов [Csejtey, 1979] располагалась где-то под аллохтоном провинции Врангелия.

Породы офиолитовой ассоциации с возрастным диапазоном карбон—триас распространены наиболее широко в северной и западной Аляске вдоль трех отдельных, но, возможно, генетически связанных поясов: Брукс, Юкон—Коюкук и Рампарт (см. рис. 45) [Patton et al., 1977].

Хребт Брукс — это широкое меловое поднятие, простирающееся в северной Аляске от границы Юкона до Чукотского моря. Северная часть хребта представляет собой падающий к югу покровно-чешуйчатый пакет палеозойских морских отложений. Южная часть хребта сложена палеозойскими и, возможно, докембрийскими метаморфизованными осадочными породами, прорванными рядом крупных гранитоидных plutонов мелового возраста (Churkin et al., 1979).

Пояс офиолитов хребта Брукс простирается от Чукотского моря до 142° в.д. на расстояние около 350 км, размер выходов офиолитов от 1—10 до 3000 км² [Patton et al., 1977; Roeder, Mull, 1978]. Офиолиты представляют собой реликты покровных пластин, смятых в синформные складки с северной vergentностью [Zimmerman et al., 1979, 1981; Nelson et al., 1979], залегающие на пакете девонско-нижнемеловых покровов (шесть пластин). Крупные блоки девонских карбонатных пород, возможно, в виде клиньев в зоне контакта или в виде меланжа иногда встречаются между основной по-

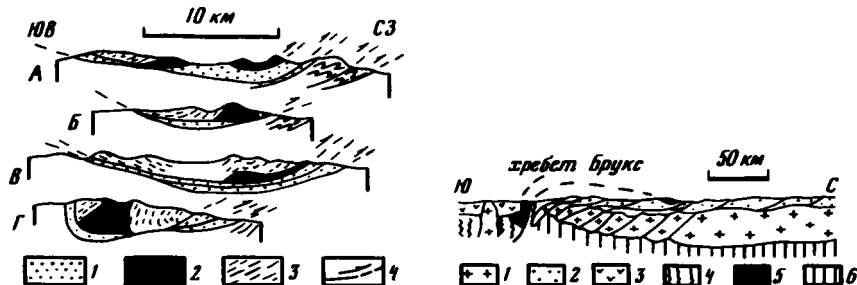


Рис. 46. Структурные профили через офиолитовые клиппы хребта Брукс [Roeder, Mull, 1978]

1 — базальты; 2 — перидотиты; 3 — кумулятивное габбро; 4 — разломы

Буквами на схеме показаны разрезы через: А — район р. Аван, Б — западную и В восточную части гор Мишегук, Г — горы Синиктанник

Рис. 47. Схематический профиль через хребт Брукс [Roeder, Mull, 1978]

1 — континентальная кора; 2 — палеозойско-мезозойский платформенный чехол; 3 — островодужные вулканиты; 4 — метаморфические породы; 5 — офиолиты; 6 — мантия

верхностью надвига и офиолитовыми покровами. Состав офиолитов: потоки базальтов, кумулятивные габбро и гипербазиты со шлирами дунитов.

Вулканогенно-кремнистые породы составляют около 50% офиолитового комплекса. Они залегают в нижних частях останцов покровов (рис. 46). Это потоки базальтов мощностью 1–30 м, иногда разделенные прослоями красных и черных кремней мощностью 5–20 см. Общая мощность вулканогенно-кремнистых пород 0,5–1 км. В крупных массивах упомянутые породы тектонически перекрыты габброидами и серпентинизированными гипербазитами с полосчатой текстурой, но имеются и габбро-нориты, анортозиты, роговообманковое габбро. Полосчатость образована чередованием сантиметровых полос пироксенов и плагиоклазов. Габбро переходят вниз в богатые оливинами перидотиты с хромитом в слоях мощностью 1–50 мм. Зона мощностью около 100 м на контакте габбро и перидотитов содержит переслаивающиеся габброиды и перидотиты. Полосчатость, как правило, дискордантна к поверхностям тектонических нарушений.

Субвертикальные базальтовые дайки мощностью 2–50 см в виде серии параллельных тел имеются в габброидах и рассматриваются как основание дайкового комплекса. Возраст офиолитов из-за отсутствия хороших фаунистических остатков определяется только в широком интервале поздний девон—ранний мел. Калий-аргоновые определения возраста по роговой обманке из габброидов дают разброс от раннего карбона до ранней юры.

Офиолиты пояса Рампарт встречаются также в виде синформных останцов на породах поднятия Руби, которое представляет собой узкую меловую антиклиналь, простирающуюся от южного края хребта Брукс в юго-западном направлении через центральную Аляску до дельты рек Юкон и Кускоквим. Ядро поднятия сложено метаморфизованными осадочными породами докембрийского и палеозойского возраста, прорванными меловыми гранитными интрузиями. С юго-востока пояс окаймляют неметаморфизованные палеозойские многогосинклинальные отложения. Состав офиолитов пояса Рампарт и их структурное положение аналогичны офиолитам хребта Брукс [Patton et al., 1977; Brosge et al., 1969]. Возраст вулканогенно-кремнистых пород здесь устанавливается более определенно по фаунистическим остаткам как раннекаменноугольно-пермский.

Район Юкон—Коюкук — это меловой прогиб, заполненный вулканическими и вулканогенно-осадочными породами мелового возраста и прорванный верхнемеловыми гранитоидами. Вдоль периметра прогиба имеются мощные конгломераты, состоящие из перемытых офиолитов и метаморфических пород [Patton, 1973; Churkin et al., 1980]. Офиолиты прослеживаются узким непрерывным поясом вдоль северной окраины прогиба на расстояние около 500 км и вдоль юго-восточной окраины на расстояние 400 км. Отдельные выходы имеются в восточной части полуострова Сьюард.

Офиолиты пояса Юкон—Коюкук — это пластинообразные тела, погружающиеся с уг-

лами падения 10–80° под меловые породы прогиба. Тектонический контакт между офиолитами и докембрийско-палеозойскими породами представляет собой зону, в которой офиолиты и метаморфические породы тектонически перемешаны. Так же как и в хребте Брукс, здесь на вулканогенно-кремнистой пластине лежит габбро-гипербазитовая. В некоторых местах в основании верхней пластины имеются гранатовые перидотиты. Мощность нижней пластины 2 км, верхней 1,5 км. Определения брахиопод, кораллов и фораминифер дают раннекаменноугольно-пермский возраст. Имеются и экзотические блоки известняков с девонской фауной.

Таким образом, во всех трех поясах есть все главные элементы офиолитов: серпентинизированные дуниты, перидотиты, полосчатые габбро, подушечные базальты и кремни. Породы дайкового комплекса описаны в хребте Брукс. Интерес представляет то, что в каждом из поясов габбро-гипербазитовая и вулканогенно-кремнистая части образуют независимые пластины, причем габбро-гипербазитовая пластина лежит на вулканогенно-кремнистой. Возраст офиолитов достоверно устанавливается как каменноугольно-пермский. Предположительно он может включать и триасовый период.

Пояс офиолитов Юкон–Коюкук рассматривается как корневая зона офиолитов хребта Брукс и пояса Рампарт. По мнению В.Паттона, это, видимо, внутриконтинентальная рифтовая структура, существовавшая в раннем карбоне–перми (возможно, в триасе), претерпевшая сжатие в поздней юре–раннем мелу, в результате чего офиолиты были выпеснущены на оба борта рифта (рис. 47). И.Тейлор считает, что эта линейная океаническая структура типа активной континентальной окраины, существовавшая в позднем палеозое–раннем мелу южнее Северо-Американской плиты, являлась восточным продолжением хребта Брукс. Изгиб структуры имел место в позднем мелу.

Верхнепалеозойские и триасовые офиолиты с менее ясным структурным положением и историей формирования встречаются на востоке Аляски (между разломами Денали и Тинтина, продолжаясь в Канаду) и на юго-востоке (восток Аляскинского хребта) (см. рис. 45).

На востоке Аляски офиолиты представлены серпентинизированными бескорневыми телами ультрабазитов размером 1–41 км² [Foster, Keith, 1974; Keith et al., 1981], кремней, граувакк, базальтоидов. Все эти породы, там, где это удается наблюдать, залегают на метаморфизованных в амфиболитовой фации породах нижнего–среднего палеозоя. Общая длина пояса около 550 км. Юго-восточное продолжение этого пояса в Канаде описано Д.Темпелман-Клютом [Tempelman-Kluit, 1979] как дислоцированные офиолиты.

Ультрабазиты — серпентинизированные гарцбургиты и дуниты — это массивные породы с сегрегациями клинопироксена. Зерна оливина гранулированы. Все контакты с другими породами тектонические. Чем меньше размер тел, тем они сильнее серпентинизированы. В виде тектонических включений в перидотитах встречаются диабазы размером 3–20 м. Они сильно изменены. Имеются останцы покровов (рис. 48), сложенные базальтами, переслаивающимися с кремнистыми породами. В последних найдены конодонты: *Streptognathus* sp., *Neogondonella xaniognathus* sp. и радиоларии из группы *Paronaella* sp. и др. [Foster et al., 1978] среднего карбона–нижней перми.

Видимо, выведение офиолитов на поверхность связано с разломом Тинтина. Это шовная зона между двумя континентальными массами, вдоль которой происходило выжимание материала океанической коры при сближении континентальных блоков (рис. 49). В ходе более поздних региональных деформаций офиолиты, лежавшие в виде аллохтона на континентальной коре, были раздроблены. Достоверные данные о времени тектонических движений отсутствуют. На юго-восточном продолжении этого пояса (в Канаде) покровообразование шло в раннем мелу [Tempelman-Kluit, 1979].

На востоке Аляскинского хребта в районе оз. Тангл имеются офиолиты, представленные габбро-гипербазитовым полосчатым комплексом (формация Фиш Лейк) и метаморфизованными базальтами, туфами, кремнями триасового возраста (формации Тангл Лейк и Баулдер Крик Вулканикс). Офиолиты залегают в виде тектонической пластины на базальтах формации гор Пэхсон и смяты в крупную синформную складку шириной около 20 км с запрокинутым к югу северным крылом [Nokleberg et al., 1979]. В плане ширина выходов габброидов и ультрабазитов около 2 км, протяженность 25 км. Простираение субширотное. Ультрабазиты — это в основном полосчатые перидотиты, переслаивающиеся с габброидами. Офиолитовая пластина прорвана габброидами и габбро-диабазамы с офитовой текстурой. Положение офиолитов в региональной структуре

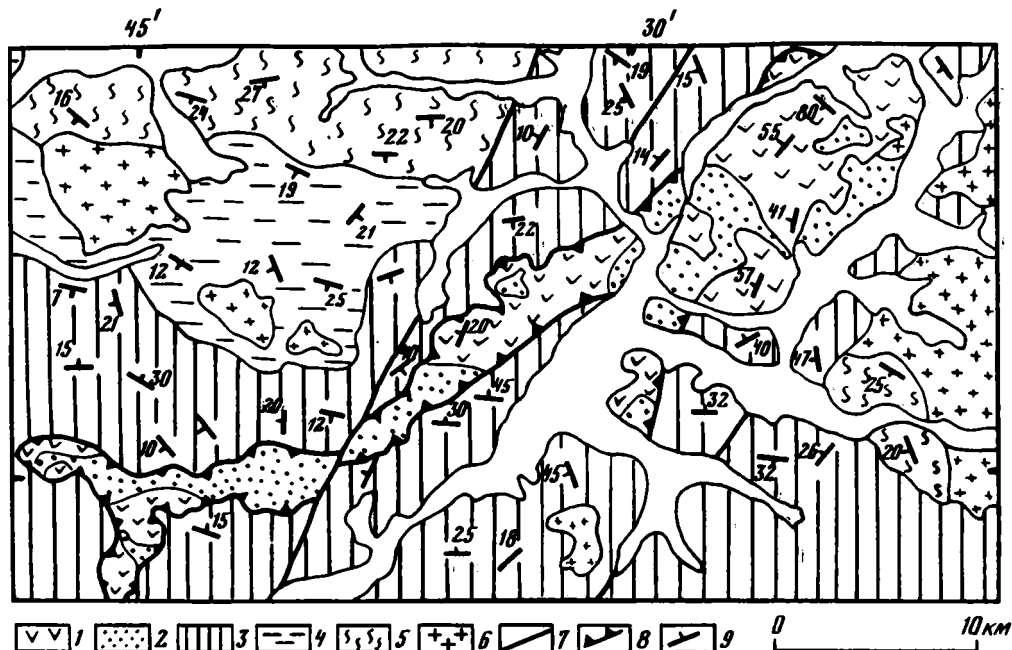


Рис. 48. Геологическая карта района Биг Дельта [Foster et al., 1978]

1 — кремни, эффузивы; 2 — ультрабазиты; 3 — граувакки; 4 — кварциты; 5 — сланцы и гнейсы; 6 — граниты; 7 — разломы; 8 — надвиги; 9 — элементы залегания

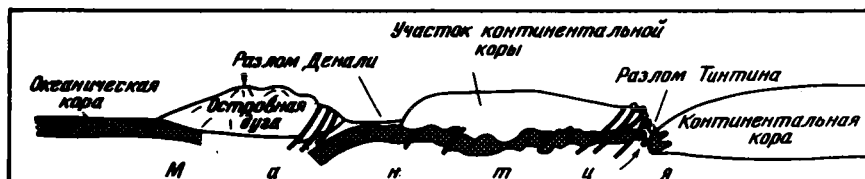


Рис. 49. Схематическая модель выведения офиолитов по разлому Тинтина [Foster, Keith, 1974]

не ясно; возможно, они представляют собой фрагменты океанической коры, которая находилась южнее района Врангелия. Базальты формаций Тангл Лейк и Баулдер Крик в принципе сопоставляются с аналогичными породами формации Николаи Гринстоне [Hillhouse, 1977], находящимися юго-восточнее. По последним данным [Nokleberg et al., 1981], комплекс офиолитов Тангл Лейк переходит вверх в габбро и диабазы, которые прорывают нижние слои формации Николаи Гринстоне, поэтому габбро-гипербазитовый комплекс, возможно, является стратиформным.

Ю р с к о - м е л о в ы е о ф и о л и т ы протягиваются узкой полосой длиной около 1700 км по тихоокеанскому побережью Аляски, а также встречаются в районе Гуднюс. Они раздроблены и превращены в меланж [Plafker et al., 1977, Jones et al., 1978; Латрэм и др., 1977; Мур, 1979].

От островов Шумагина на юго-восток на побережье залива Аляска выделен комплекс Уяк и его возрастной и формационный аналог — комплекс Мак Хью (рис. 50). Это хаотичная ассоциация слабо метаморфизованных обломочных осадочных и вулканических пород, которая иногда является матриксом между изометричными блоками и обломками мраморов, кремней, базальтов, габброидов, ультрабазитов [Clark, 1973; Cården et al., 1977; Moore, Wheeler, 1978; Cowan, Boos, 1978; Connolly, 1978].

Вдоль северо-западного края комплекса Уяк протягивается полоса разрозненных выходов сланцев (Кодьяк—Селдовия). Это в основном голубые сланцы с возрастом мета-

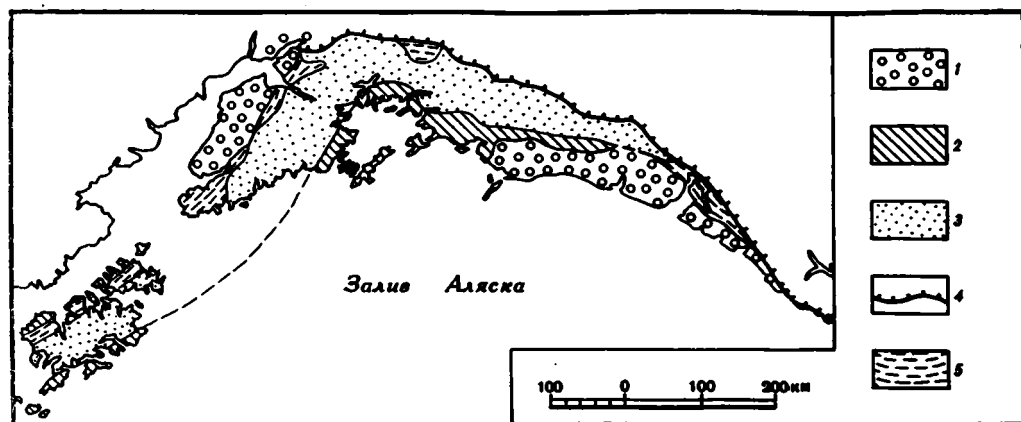


Рис. 50. Схема расположения основных структурно-формационных комплексов побережья залива Аляска [Plafker et al., 1977]

1 — нерасчлененные третичные и четвертичные отложения; 2 — палеогеновые глубоководные отложения конусов выноса и основные вулканы; 3 — меловой флиш и основные вулканы; 4 — верхнепалеозойские метаморфические породы и перекрывающие их мезозойские шельфовые отложения; 5 — меловой меланж

морфизма — ранняя юра (К-Аг определения). Сланцы и комплекс Уяк тектонически перекрываются вулканическими породами и основными эффузивами поздне триасового возраста (формация Шуяк). Местами вдоль контакта расположены интрузии диоритов раннеюрского возраста. На юге комплекс Уяк надвинут на флишиды поздне мелового возраста (группа Валдез). Интенсивная деформация комплекса Уяк уничтожила структурную последовательность и перемешала породы разного состава.

Габброиды и ультрабазиты встречаются в виде блоков размером до 1 км² в основном в северо-западной части выходов комплекса и по объему составляют около 6% его пород. Здесь есть полосчатые габбро, клинопироксениты, дуниты и плагиоклазовые перидотиты. Отсутствуют гарцбургиты и породы дайкового комплекса. По краям тела серпентинизированы. По современному положению и минералогии эти породы интерпретируются как фрагменты расчлененной океанической коры.

Зеленокаменно-измененные основные эффузивы встречаются также в виде тектонических блоков протяженностью в десятки и сотни метров. По объему они составляют около 20% пород комплекса. Подушечные эффузивы с тонкими хлоритовыми межподушечными прослоями наиболее типичны; массивные эффузивы встречаются редко. Они частично превращены в массу, состоящую из хлорита, альбита, пумпеллиита и кальцита, но реликты фенокристаллов плагиоклаза и клинопироксена иногда обнаруживаются. Текстуры быстрого охлаждения, вариолитовые структуры и отсутствие миндалинов говорят о глубоководности района излияния базальтов. Эффузивы по геохимическим данным соответствуют базальтам океанического дна.

Мелкие тектонические блоки ритмично слоистых радиоляритов разбросаны по всему комплексу и составляют около 2% объема пород. Стратиграфические контакты между радиоляритами и подстилающими подушечными базальтами встречаются только в нескольких местах. Радиоляриты состоят из искривленных кремнистых слоев мощностью 2–7 см, разделенных глинистыми прослоями. В большом количестве имеются замещенные кварцем скелеты радиолярий различной сохранности [Karl et al., 1979]. Песаньо и Мор выделили следующие радиолярии: *Archaeodictyomitra* sp., (J_3-K_1), *Parvicingula boesii*, *Thanarla conica*, *Archaeodictyomitra* cf., *A. vulgaris* (K_1v), *Parvicingula*?, *Pseudodictyomitra*? ($K_1v-ap?$). Определены также населярии, возможно, палеозойского возраста. В породах наблюдается осадочная градационная и косая слоистость. Их образование связывается с перетолжением турбидитными течениями. Отсутствует вулканомиктовая или терригенная кластика.

Около 45% объема комплекса составляют серые кремни, аргиллиты и зеленые туфы. Они сильно деформированы. Более компетентные кремнистые слои смяты в складки, будинированы и рассланцованы. Практически полностью отсутствуют радиолярии.

Известняки встречаются в виде блоков в серых кремнях и составляют около 1% пород комплекса. Для них характерна следующая фауна фораминифер: *Neoschwagerina* sp., *Cancellina*? sp., *Codorofusiella* sp., *Colaniella*, *Pachyphleria*, *Nodosinella* (Wilde). Возраст — пермь; имеются также находки губок *Spongiomorpha* поздне триасового облика.

Массивные и тонкослоистые песчаники и аргиллиты составляют около 20% пород комплекса Уяк. Это тектонические блоки разного размера. В песчаниках имеются обломки радиопаритов и базальтов. Терригенные породы претерпели метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации в условиях $T = 200-350^{\circ}\text{C}$, $P = 3-5$ кбар. Метаморфизм сопровождал процесс тектонической деформации комплекса Уяк.

Видимо, габброиды, гипербазиты, основные эффузивы и кремни с линзами известняков представляли собой океаническую кору позднепалеозойско-триасового возраста, которая была раздроблена и в виде блоков сохранилась в новообразованном верхнеюрско-нижнемеловом бассейне. Второй этап деформаций, меланжирования и надвигания на турбидиты верхнего мела имел место на рубеже мезозоя и кайнозоя [Moore, Wheeler, 1978].

В районе Гудньюс (юго-западная Аляска) офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста являются частью сильно деформированного комплекса Гемук [Hoare, Coonrad, 1978], который простирается на север и северо-восток от мыса Ньюинхем вдоль юго-восточного края аллохтонной пластины докембрийских гнейсов и сланцев. Вулканические и осадочные породы пояса имеют палеозойско-триасовый возраст и перекрыты на северо-востоке граувакками, алевролитами и туфами юрско-раннемелового возраста. Пояс включает многочисленные изолированные тектонические блоки серпентинизированных гипербазитов, полосчатых габбро, подушечных лав, зеленых сланцев, плагиогранитов. Природа их происхождения недостаточно ясна. Видимо, офиолиты являются реликтами древней шовной зоны между континентальными блоками.

Таким образом, офиолиты Аляски по возрасту подразделяются на палеозойско-триасовые ($PZ_{2-3}-T$) и юрско-меловые (J_3-K_1) с незначительными вариациями возрастного диапазона, что может быть обусловлено недостаточными палеонтологическими данными. Офиолиты палеозойско-триасового возраста встречаются практически только в областях с континентальной корой. Существенных различий в наборе пород офиолитовой ассоциации между пространственно разобщенными выходами офиолитов этого возраста не наблюдается. Имеются отличия в структурном положении и характере тектонической переработки. Наиболее полно представлены офиолиты северной и северо-западной Аляски (хребет Брукс, поднятие Рампарт, прогиб Юкон—Коюкук). Это сравнительно крупные останцы тектонических покровов. Офиолиты центральной части Аляскинского хребта (район Верхняя Чулитна) превращены в меланж. Верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты приурочены к области, где континентальная кора еще не сформировалась. Для них характерна интенсивная тектоническая переработка (представлены меланжами). Среди глыб в меланжах присутствуют фрагменты палеозойско-триасовых офиолитов.

Поскольку по офиолитам Аляски практически полностью отсутствует опубликованный геохимический материал, сопоставить офиолиты Корякского хребта и Аляски можно только по следующим критериям: 1) структурному положению; 2) литолого-петрографическому составу; 3) возрасту.

Хотя Корякский хребет значительно меньше по площади, чем Аляска, офиолиты в нем представлены полнее. Легко видеть, что офиолиты, сходные по структурному положению с офиолитами Корякского хребта, имеются лишь на юге Аляски. В обоих регионах выделяются палеозойско-триасовые и молодые, верхнеюрско-меловые офиолиты. Офиолиты северной и северо-западной Аляски представляли собой новообразованную палеозойско-триасовую океаническую кору в области растяжения докембрийской континентальной коры, т.е. являлись рифтогенными. Сжатие рифтовой структуры имело место в поздней юре—раннем мелу. В настоящее время офиолиты в виде покровов залегают на континентальных блоках.

В Корякском хребте имеются офиолитовые покровы близкого возраста (PZ_3-T) (Эконайский структурно-формационный комплекс), но структурное положение их резко отлично. Они не являются рифтогенными и везде залегают в виде покровов на областях с несформировавшейся континентальной корой. Характерно то, что в Корякском хребте покровы, сложенные офиолитами палеозойско-триасового возраста, двигались строго в одном направлении, с севера на юг, в сторону океана, в то время как в север-

ной Аляске покровы выжаты и на север, и на юг от предполагаемой оси рифтовой структуры.

По петрографическому составу офиолиты северной Аляски практически ничем не отличаются от эконайских офиолитов Корякского хребта. И здесь и там имеются элементы дунит-перидотитового и дайкового комплексов, наиболее полно представлены полосчатый (габбро-гипербазитовый) и вулканогенно-кремнистый комплексы. Даже во внутренней структуре офиолитовых покровов имеется сходство. Офиолиты отчетливо расслоены на ряд покровных пластин. В Корякском хребте три-четыре таких пластины, в районе хребта Брукс — две офиолитовые пластины и несколько неофиолитовых, причем смещение их было дифференцированным. Сперва смещались верхние пластины, а затем нижние, в результате чего офиолитовый разрез в настоящее время представлен хаотичной последовательностью покровных пластин (запад Эконайского комплекса и район хребта Брукс). Этот процесс, видимо, не носил универсального характера, так как на остальной территории распространения пород Эконайского структурно-формационного комплекса первичная последовательность пластин сохранилась.

Сходство в возрасте масс океанической коры в Корякском хребте и на севере Аляски (поздний палеозой—триас) свидетельствует о наличии в это время в северном секторе Тихоокеанского пояса ряда океанических бассейнов. Причем обстановка осадконакопления, судя по литолого-формационному составу пород и сходству в фауне, была в общем близкой.

На юге Корякского хребта и на севере Аляски в поздней юре начали преобладать процессы сжатия, которые фиксируются по появлению микститов (Корякский хребет), по радиологическим датировкам и структурным соотношениям (Аляска). Образование офиолитовых покровов на Аляске закончилось к началу позднего мела, на юге Корякского хребта этот процесс шел до сантона включительно.

Молодые офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста на Аляске занимают структурное положение, очень близкое к таковому в Корякском хребте. На Аляске это сравнительно узкая зона меланжированных пород, включая и офиолитовые. По формационному выполнению она может быть сопоставлена с Майницким структурно-формационным комплексом Корякского хребта [Зинкевич и др., 1983]. И тут и там набор пород одинаков. Отличие заключается в количественных соотношениях между отдельными типами пород (на Аляске меньше выходов габброидов и гипербазитов) и в степени деформации. На Аляске мы имеем дело с единой меланжированной массой практически без матрикса. Для Майницкого комплекса характерны отдельные, хотя и широкие полосы серпентинитового меланжа. Среди глыб в меланже встречаются обломки океанической коры (яшмы, кремни с линзами известняков) с фауной позднепалеозойско-триасового возраста. Для Корякского хребта это имеет принципиальное значение и подтверждает вывод о том, что Майницкий бассейн в позднеюрско-меловое время был структурой растяжения коры переходного типа и являлся корневой зоной офиолитовых покровов палеозойско-триасового возраста¹. Для Аляски нельзя сделать такой однозначный вывод, но сам факт присутствия обломков офиолитов этого возраста в верхнеюрско-нижнемеловой толще говорит о явном сходстве рассматриваемых структур. Верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты в районе залива Аляска надвинуты на меловые туфо-терригенные отложения, сопоставимые с породами Алякваттамского комплекса (те же соотношения, что и в Корякском хребте).

Таким образом, при сравнении офиолитов Аляски и Корякского хребта устанавливается общность эпох офиолитообразования, что позволяет подойти к палеотектоническим реконструкциям, прежде всего к выявлению областей с океаническим или близким к нему типом земной коры. С другой стороны, проведенное сравнение показывает, что офиолиты приокеанических зон, сформировавшиеся на самой ранней стадии преобразования океанической коры в континентальную, и офиолиты внутриматериковых рифтовых структур петрографически и по строению могут быть практически неотличимыми. Это следует учитывать при попытках выяснения условий офиолитообразования. Вполне вероятно, однако, что петрохимические и геохимические данные выявят соответствующие различия.

¹ В восточной Арктике (район котловины Бофорта) начиная с поздней юры также преобладали процессы растяжения [Пушаровский, 1976].

Общность строения Корякского хребта и юго-западной Аляски следует не только из рассмотрения офиолитов. Имеющиеся геофизические данные и результаты драгировок свидетельствуют о продолжении структур востока Корякского хребта по дну Берингова моря до южной и юго-западной Аляски. Достаточно уверенно прослеживается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Судя по ориентировке линейно вытянутых зон магнитных аномалий, в этом же направлении (в сторону южной Аляски) протягиваются и структуры Корякского хребта. Такое же простираение имеют и кайнозойские прогибы на шельфе и континентальном склоне. Их линейно вытянутая ориентировка, видимо, отражает более древний структурный план. Резкое структурное несогласие между акустическим фундаментом и осадочным чехлом свидетельствует о резкой тектонической перестройке, совпадающей с крупным этапом тектонических деформаций в Корякском нагорье. Накопление отложений кайнозойского чехла во впадинах шельфа Берингова моря коррелируется во времени с формированием палеогенового неавтохтона в Корякском нагорье.

Выявленное сходство тектонических зон Корякского нагорья и юго-западной Аляски [Зинкевич и др., 1982, 1983] позволяет считать, что рассматриваемая часть Тихоокеанского тектонического пояса представляет собой единую геодинамическую систему. Определяющим процессом эволюции земной коры в этой системе было превращение океанической коры в континентальную, хотя процесс этот был не однонаправленным, а сопровождался тектонической деструкцией, приводившей к формированию новообразованных прогибов с субокеаническим типом коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как можно было видеть, за последний период взгляды на геологическое строение и структурную эволюцию как Корякского хребта, так и Корякского нагорья в целом существенно изменились. Очень важную роль в этом сыграли работы Корякской геологической экспедиции, проводившиеся совместно Геологическим институтом АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Автор выполнил исследования, касающиеся геологии офиолитов Корякского хребта, ранее не привлекавших специального внимания, хотя их изучение имеет ключевое значение для представлений о тектонике северного сектора тихоокеанской континентальной окраины. Основные выводы работы сводятся к следующему.

1. В структурном отношении Корякский хребет представляет собой систему деформированных тектонических покровов. Каждый из них сложен комплексом преимущественно мезозойских отложений с четкой структурно-формационной определенностью. Снизу вверх выделяются следующие структурно-формационные комплексы: Янраинский (относительно автохтон) — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (J_3-K_1al); Накыпыйлякский — туфо-терригенная толща с горизонтами олистостром ($J_3v-K_2sn_1$); Эконайский — офиолиты, включая вулканогенно-кремнистые отложения (PZ_3-T); Аляктаваамский — туфо-терригенные отложения (J_3v-K_2m); Майницкий — офиолиты, включая вулканогенно-лашмовые отложения (J_3v-K_1h), сменяющиеся вверх по разрезу граувакковой толщей (К). Указанные комплексы в юрско-меловое время слагали систему разделенных кордильерами бассейнов обрамления Тихого океана.

2. Офиолиты Корякского хребта претерпели сложную структурно-вещественную переработку. На это указывает как их структурная позиция, так и характер изменения пород. Нигде не обнаруживается полного разреза ассоциации, а лишь имеются ее отдельные фрагменты, вскрывающиеся в Эконайском и Майницком комплексах, а также в основании Аляктаваамского.

Строение и структурная позиция офиолитов в различных комплексах различны. В пределах Эконайского аллохтона (PZ_3-T) в основном распространены породы полосчатого, габбро-гипербазитового комплекса (верлиты, троктолиты, дуниты, полосчатые габбро с различными соотношениями между минералами, пироксениты), массивные габбро-нориты, лейкократовые габбро, диабазы, базальты, переслаивающиеся с разнообразными кремнистыми породами.

Все породы офиолитовой ассоциации расслоены на ряд структурно независимых тектонических пластин. Иногда в их основании имеются линзы серпентинитового меланжа с глыбами практически полностью серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Габброиды полосчатого комплекса имеют кумулятивную природу. Геохимически и структурно от них оторваны массивные габбро-нориты, что еще раз свидетельствует о разновремениности или (и) о наличии разных очагов генерирования основной магмы при формировании океанической коры. Генетически с массивными габбро-норитами связаны лейкократовые габбро. Основные вулканиты — это миндалекаменные подушечные базальты с неясной генетической принадлежностью (практически все базальты зеленокаменно изменены).

В основании Аляктаваамского структурно-формационного комплекса офиолиты встречаются только в виде сравнительно маломощного серпентинитового меланжа, в котором есть отдельные глыбы габброидов и гипербазитов, а также вулканогенно-кремнистых пород (PZ_3-T).

В Майницком структурно-формационном комплексе, в отличие от предыдущих, ши-

роко развиты серпентинитовые меланжи с самыми разнообразными породами. Преобладают амфиболовые габбро, тоналиты, базальты, яшмы, граувакки (J_3-K_1), много дунит-гарцбургитовых массивов, есть и блоки палеозойско-триасовых офиолитов. Анализ гипербазитов показывает, что мы имеем дело с весьма широким спектром пород, несмотря на их очень близкий минералогический состав. Здесь имеются как слабо деплетированные перидотиты (перцолитового типа), которые хорошо сопоставляются с таковыми других районов (разлом Оуэн в Индийском океане и др.), так и типичные деплетированные дуниты и гарцбургиты, характерные для метаморфических перидотитов. Однако среди них имеются породы с очень специфическим составом, которые отличаются главным образом высокой железистостью слагающих их минералов. Образование таких пород, видимо, связано с неоднократной сменой термодинамических условий, проходившей на мантийном уровне в ходе тектонических перестроек в мезозойское время. В Майницком комплексе практически отсутствуют породы полосчатой серии, зато широко развиты амфиболовые габбро, связанные с диабазами и базальтами. Это генетически единый комплекс сформативных, слабо дифференцированных пород с характерным толстовым составом, сформированный в позднеюрское время.

3. Обосновывается выделение двух периодов существования океанической коры в Корякском хребте: позднепалеозойско-триасового и позднеюрско-раннемелового. Океаническая кора позднепалеозойско-триасового возраста постепенно приобрела черты коры переходного типа, а затем в предпозднеюрское время подверглась деструкции, сопровождавшейся процессом расщепления коры и дифференцированного смещения обособившихся элементов. Срывы происходили на разных уровнях. Определенно можно говорить о смещении верхней части офиолитового разреза относительно ультрабазитового основания, хотя срывы имели место практически на всех уровнях раздела различных по составу слоев. В зоне растяжения в поздней юре заложился бассейн с океанической корой, развивавшийся до раннего мела.

4. Тектоническое развитие Корякского хребта характеризовалось крайне сложной геодинамической обстановкой. В ранне-среднеюрское время, одновременно с образованием Аляктовской и Майницкой зон растяжения, южнее формировался Эконайский фронтальный аллохтон. Начиная с неокома, в связи с образованием ряда внутренних поднятий и прогибов, структура тыловой зоны еще более осложняется. Постепенно начинают преобладать процессы тектонического сжатия, которые в дальнейшем приводят к возникновению покровно-складчатой структуры региона. Установлены следующие основные рубежи покровообразования: предпозднеюрский (система покровов внутри Эконайского офиолитового аллохтона), среднемеловой (надвигание Накыпильякского комплекса на Янранайский), предкампанский (надвигание южной части Эконайского аллохтона на Накыпильякский и Янранайский комплексы), предмаастрихтский (надвигание северной части Эконайского аллохтона на Накыпильякский и Янранайский комплексы), предэоценовый (образование Корякской системы покровов). В послеолигоценное время образовались крупные поднятия и прогибы, а также многочисленные разломы, в том числе разнонаправленные надвиги небольшой амплитуды. Возраст покровов фиксируется либо олистостромами, либо перекрытием поверхностей сместителей неавтохтонными чехлами. Основные покровные соотношения документированы сборами фауны. Позднемезозойско-кайнозойская структура хребта в целом сформировалась в результате надвигания приконтинентальных толщ на соседние приокеанические.

5. Сравнение офиолитов Корякского хребта и Аляски показывает, что в обоих районах наиболее широко была развита океаническая кора палеозойско-триасового и позднеюрско-мелового возраста, хотя структурные условия их залегания неодинаковы. Палеозойско-триасовые офиолиты Аляски, образовавшиеся во внутриматериковой рифтовой зоне, находятся в виде аллохтонов на континентальной коре, одновозрастные же офиолиты Корякского хребта залегают в виде покровов на областях с несформировавшейся континентальной корой. В то же время по литолого-петрографическому составу те и другие практически не различаются. Молодые, верхнеюрско-нижнемеловые офиолиты и в Корякии, и на побережье залива Аляска образовались, видимо, в результате деструкции коры переходного типа. Они близки по составу и структурному положению.

Сходство характера тектонического развития Корякского хребта и юго-западной Аляски подтверждается также хорошей корреляцией основных этапов тектонических

движений. Крупные тектонические перестройки происходили практически одновременно. Этапы тектонического сжатия чередовались с этапами растяжения, которое приводило к деструкции уже сформировавшейся коры. Территория юго-западной Аляски в мезозое представляла собой не простую зону перехода континент—океан андийского типа, а сложно построенную область, включающую в себя новобразованные моря, островные дуги, желоба, междуговые бассейны. Формирование континентальной коры рассмотренного региона происходило автохтонным способом за счет многократного тектонического совмещения различных формационных комплексов океанической и переходной стадий развития земной коры и последующим их аллохимическим метаморфизмом. Процесс тектонического скупивания определялся в основном последовательным пододвиганием более внешних (по отношению к континенту) частей бассейнов под более внутренние.

Своеобразием Корякского нагорья и юго-западной Аляски является то, что эти области в своем развитии прошли полностью лишь первую стадию указанной трансформации — стадию скупивания масс горных пород. Стадия же метаморфической переработки еще далеко не закончена.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.А. Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье). — Геотектоника, 1973, № 4, с. 83—94.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 124 с.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Марков М.С., Тильман С.М., Хаин В.Е., Чехов А.Д. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 60—72.
- Александров А.А., Кичанов В.Д., Кичанова И.М. Метаморфические комплексы в Корякском нагорье. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1426—1429.
- Андреев С.И., Ржевский Н.Н., Шимарев В.И., Устинов Н.В. Тектонические особенности западной части Берингова моря по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: Недра, 1976, вып. 11, с. 39—42.
- Аникеев Н.П., Васильковский А.П., Дабкин И.Е., Попов Г.Г., Титов В.А. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957, вып. 11, с. 18—25.
- Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы Корякского нагорья. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976, с. 59—62. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).
- Аристов В.А., Бразин Н.Ю. Триас в вулканогенно-кварцевых образованиях Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432—1434.
- Аристов В.А., Бразин Н.Ю., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Пайев А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. О возрасте кварцевых образований Корякского хребта. — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 1, с. 140—143.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
- Богданов Н.А. Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 607—610.
- Бозидеев М.В., Матвеев В.Г. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). — Магадан: Кн. изд-во, 1960. 70 с.
- Бушув Н.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. — Тр. НИИГА, 1954, т. 62, 127 с.
- Бялобжеский С.Г. Тектоника Корякского хребта (Северо-Восток СССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Магадан, 1979. 23 с.
- Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пайев А.А., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 94—104.
- Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Новые данные о палеозойских отложениях Корякского нагорья. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 165—166.
- Валинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 248 с. (Тр. Ин-та Геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 283).
- Волубеев В.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Иомраутского прогиба. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с. 211—218.
- Волубеев В.И., Красный Л.Л. Мавстрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 84 с.
- Гаврилов В.К., Соловьев Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
- Гайнанов А.Г., Косминская И.П., Строев А.П. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — Изв. АН СССР, 1968, № 8, с. 3—11.
- Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548 с.
- Гладенков Ю.Б. Офиолитовые формации нижнего течения р. Хатырки (Корякское нагорье). — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1963, с. 120—129. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 89).
- Гладенков Ю.Б. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М.: Наука, 1964, с. 7—23. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 113).
- Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пайев А.А., Соколов С.Д. Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа (Корякское нагорье). — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 666—669.
- Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья. — В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974, с. 5—51.

- Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиоларий. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 64—86.
- Егизаров Б.Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 5—37.
- Егизаров Б.Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л.: Недра, 1969. 252 с.
- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева А.И., Русаков И.М., Дегтяренко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 342 с. (Тр. НИИГА; Т. 148).
- Закржевский Г.А. Тамватнейский гипербазитовый массив. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госнаучтехиздат, 1963, с. 190—199.
- Звизда Т.В. Палеозойские образования бассейна р. Хатырки. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, вып. 23, кн. 1, с. 20—22.
- Зинкевич В.П. Особенности геологического строения северной части Корякского нагорья. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 107—112.
- Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 108 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 349).
- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А. О структурных связях восточной части Корякского нагорья и юго-западной Аляски. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 408—411.
- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А. Тектоника континентального обрамления Берингова моря. — Геотектоника, 1983, № 6, с. 93—108.
- Золотарев Б.П. Петрология базальтов современных океанов в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
- Иванов О.Н. Интрузивные магматические формации Корякского нагорья. — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 98—113.
- Иванов О.Н., Баратов Ш.Х. Серпентинитовый меланж бассейна р. Хатырки (Корякское нагорье). — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 404—407.
- Иванов О.Н., Ильченко Л.Н. Зеленокаменные метаморфические породы Анадыро-Корякской складчатой системы. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1419—1422.
- Игуменцев С.П., Мигович И.П., Терехов Г.П., Эпштейн О.Г. О двух эпохах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 406—409.
- Игуменцев С.П., Мигович И.М., Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. Палеозойская и позднемаоловая эпохи кремненакопления в восточной части Корякского нагорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1977, вып. 23, кн. 1, с. 105—109.
- Казимиров А.Д. Покровы и палинспастика Аляктаваамской зоны (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 78—88.
- Кайгородцев Г.Г., Жаркова З.А. Офиолитовая формация северной части Корякско-Камчатской складчатой области. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1976, с. 46—58. (Тр. I Сев-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 87—100.
- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236 с.
- Колясников Ю.А. К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 680—683.
- Колясников Ю.А. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья. — Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 45—51.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 362 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 134).
- Лаверова Л.Д. Минералогические критерии условий образования альвинитовых гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновной магмы. Новосибирск, 1980, с. 74—75.
- Латрэм Э., Грант А., Барж Д. и др. Аляска. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2, с. 205—237.
- Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Лутц Б.Г., Книппер А.Л., Добрынецкая Л.Ф., Пополитов З.И. Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа. — Геотектоника, 1980, № 6, с. 49—61.
- Майсен Б., Беттгер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Наука, 1979. 122 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекукуней, Чукотка). — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 257—267.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Палаванджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 30—70.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 15—31.
- Марков М.С., Пушаровский Ю.М., Тильман С.М., Федоровский В.С., Шило Н.А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
- Мур Дж. Древняя континентальная окраина Аляски. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 163—168.
- Невертдинов З.Б. Особенности строения офиолитового комплекса на побережье Тамватвема. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, вып. 22, с. 107—111.
- Некрасов Г.Е. Типы офиолитов и латеральные

- неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона. — Докл. АН СССР, 1980, № 3, с. 679—683.
- Паланджан С.А. Петрохимическая связь альпийских и океанических перидотитов. — Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 3, с. 741—745.
- Паланджан С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекучиней (Чукотка). — Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 31—39.
- Паракезов К.В., Похилайнен В.П., Терехова Г.П. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадыро-Корякского региона. — Тр. СВКНИИ, 1974, вып. 63, с. 196—227.
- Пейве А.А. Строение полосы Рытгыльского серпентинитового меланжа (Корякские горы). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1980, № 3, с. 109—111.
- Пейве А.А. Офиолиты Корякского хребта. — Геотектоника, 1982, № 1, с. 102—114.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пинус Г.В., Валинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпийские гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 220 с.
- Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 3—14.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 136—189.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Особенности развития покровной структуры Эконайской зоны Коряким. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 5, с. 1171—1172.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186—1189.
- Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Кривые моря древних геосинклинальных областей. Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д. Схема фронтальный надвиг — тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы (Корякский хребет). — В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 15—23. (Труды ГИН АН СССР: Вып. 343).
- Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектонические брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 160—172.
- Русakov И.М., Егизаров Б.Х. Стратиграфия докембрийских и палеозойских отложений Корякского хребта. — Тр. НИИГА, 1958, т. 85, с. 3—19.
- Русakov И.М., Трухалев А.И. Находка триасовой фауны в восточной части Корякского хребта и ее значение. — Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 2, с. 394—396.
- Савельева Г.Н. Разлом Оуэн. — Геотектоника, 1981, № 6, с. 3—14.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Луц Б.Г., Дитрих Ф., Колман Р. Петрология гипербазитов габбро и метаморфических пород. — В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 180—236.
- Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
- Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. Новые данные по стратиграфии и литологии кремнисто-вулканогенного палеозоя восточной части Корякского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 3, с. 132—135.
- Хайн В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 1, с. 3—25.
- Чехов А.Д., Александров А.А., Паланджан С.А. Верхне-Хатырский серпентинитовый меланж. — Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 51—59.
- Чехов А.Д., Бычков Ю.М. Новые данные о триасовых отложениях хребта Канкэрэн (Корякские горы). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, вып. 25, с. 10—16.
- Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с. (Труды/ГИН АН СССР: Вып. 320).
- Baccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites. Application to some ophiolites. — Ophioliti, 1979, vol. 4, N 1, p. 67—74.
- Bloxam T.W. Trondhjemite in the Girvan — Balantrae complex, Ayrshire, Scotland. — J. Geol., 1981, vol. 89, N 6, p. 754—764.
- Brosge W.P., Lanphere M.A., Reiser H.N., Chapman R.M. Probable perian age of the Rampart Group, central Alaska. Contributions to stratigraphy. — Geol. Surv. Bull., 1969, 1294-B, p. B1—B18.
- Bryan W.B., Thompson G., Ludden J.N. Compositional variation in normal MORB from 22°—25° N: Mid-Atlantic ridge and Kane fracture zone. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, N B12, p. 1815—1836.
- Carden J.R., Connely W., Forbes R.B., Turner D.L. Blueschists of the Kodiak island, Alaska: an extension of the Seldovia schist terrane. — Geology, 1977, vol. 5, N 9, p. 529—533.
- Churkin M., Carter C., Trexler J.H. Collision-deformed Paleozoic continental margin of Alaska — foundation for microplate accretion. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, N 11, p. 648—654.
- Churkin M., Nokleberg W.J., Huie C. Collision-deformed Paleozoic continental margin, western Brooks range, Alaska. — Geology, 1979, vol. 7, N 8, p. 319—383.
- Clark A.L.S., Clark S.H.B., Hawley C.C. Significance of Upper Paleozoic oceanic crust in the Upper Chulitna district, West-Central

- Alaska range. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, N 800-C, p. 95–101.
- Clark S.H.B. The McHugh complex of South-Central Alaska. — Geol., Surv. Bull., 1973, N 1372-D, p. D 11.
- Coleman R.G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 8, p. 1099–1108.
- Connely W. Uyak complex, Kodiak island, Alaska: a Cretaceous subduction complex. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 5, p. 755–769.
- Cowan D.S., Boss R.F. Tectonic framework of the South-Western Kenai peninsula, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 1, p. 155–158.
- Csajczy B. Regional significance of tectonics of the Talkeetna mountains, South-Central Alaska. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978: U.S. Geol. Surv. Circ., 1979, N 804-B, p. B90–B92.
- Csajczy B., Everts R.C. Serpentinized bodies in the Willow Creek district, South-Western Talkeetna mountains. — In: The U.S. Geol. Surv. Circ., 1979, N 804-B, p. B92–B93.
- Dostal J., Muecke G.K. Trace element geochemistry of the peridotite-gabbro-basalt suite from DSDP, Leg. 37. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, N 3, p. 415–422.
- Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. — J. of Petrol., 1973, vol. 14, N 3, p. 429–465.
- Foster H.L., Jones D.L., Keith T.E.C. et al. Late Paleozoic radiolarians and conodonts found in chert of Big Delta quadrangle. — In: The U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1977: U.S. Geol. Surv. Circ., 1978, N 772-7B, p. B34–B36.
- Foster H.L., Keith T.E.C. Ultramafic rocks of the Eagle quadrangle, East-Central Alaska. — J. Research U.S. Geol. Surv., 1974, vol. 2, N 6, p. 657–669.
- Furnes H., Sturt B.A., Griffin W.L. Trace element geochemistry of metabasalts from the Karmøy ophiolite, South-West Norwegian Caledonides. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 75–91.
- Gale G.H., Pearce J.A. Geochemical patterns on Norwegian greenstones. — Can. J. Earth Sci., 1982, vol. 19, N 3, p. 385–397.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolith Probleme. — Eclog. geol. helv., 1960, vol. 52, N 2, p. 659–680.
- Gansser A. The ophiolitic melange, a world-wide problem on tethyan examples. — Eclog. geol. helv., 1974, vol. 67, N 3, p. 479–507.
- Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc. — Contribution to Mineral. and Petrol., 1970, vol. 27, N 3, p. 179–203.
- Hanson G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. — Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1980, vol. 8, p. 371–406.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman T.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. — In: Origin and distribution of the elements. New York: Pergamon Press, 1968, p. 889–912.
- Hekinian R. Chemical and mineralogical differences between abyssal hill basalts and ridge tholeiites in the East Pacific Ocean. — Marine Geol., 1971, vol. 11, N 2, p. 77–91.
- Hillhouse I.W. Paleomagnetism of the Triassic Nikolai Greenstone, McCarthy quadrangle, Alaska. — Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 11, p. 2578–2592.
- Hoare J.M., Conrad W.L. New geological map of the Goodnews-Hagemester island quadrangle region, Alaska. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1977: U.S. Geol. Surv. Circ., 1978, N 772-B, p. B50–B55.
- Hsu K.J. Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 79, N 8, p. 1063–1074.
- Ishizuka H. Geochemistry of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. — J. Geol. Soc. Jap., 1981, vol. 87, N 1, p. 17–34.
- Jones D.L., Blake M.C., Baily E.H., McLaughlin R.J. Distribution and character of Upper Mesozoic subduction complexes along the west coast of North America. — Tectonophysics, 1978, vol. 47, N 3/4, p. 207–222.
- Jones D.L., Silberling N.I., Csajczy B. et al. Age and structural significance of ophiolite and adjoining rocks in the Upper Chulitna district, South-Central Alaska. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1980, N 121A, 21 p.
- Karl S., Decker J., Jones D.L. Early Cretaceous radiolarians from the McHugh complex, South-Central Alaska. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978: U.S. Geol. Surv. Circ., 1979, N 804-B, p. B88–B90.
- Kay R.W., Senechal R.G. The rare earth chemistry of the Troodos ophiolite complex. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 5, p. 964–970.
- Keith T.E., Foster H.L., Foster R.L., et al. Geology of alpine-type peridotite in the Mount Sorenson Area, East-Central Alaska. Wash., 1981. A9p.
- Marlow M.S., Cooper A.K. Mesozoic and Cenozoic structural trends under Southern Bering sea shelf. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, vol. 64, N 12, p. 2139–2155.
- Moody J.B. Serpentinized, spilites and ophiolite metamorphism. — Can. Mineral., 1979, vol. 17, N 4, p. 871–887.
- Moore C.J., Wheeler R.L. Structural fabric of a melange Kodiak islands, Alaska. — Amer. J. Sci., 1978, vol. 273, N 5, p. 739–765.
- Nelson S.W., Nokleberg W.J., Miller-Hoare M., Mullin M.W. Siniktaneyak mountain ophiolite. — In: U.S. Geol. Surv. Circ. 804-B, 1979, p. B14–B16.
- Nokleberg W.J., Albert N.R.D., Herzog P.L. et al. Cross section showing accreted Andean-type arc and island arc terranes in South-Western Mount Hayes quadrangle, Alaska. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1980: U.S. Geol. Surv. Circ., 1981, p. B66–B67.
- Nokleberg W.J., Albert N.R.D., Zehner R.E. The ophiolite of Thangle lake in the Southern Mount Hayes quadrangle, Eastern Alaska: An accreted terrane? — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978: U.S. Geol. Surv. Circ., 1979, N 804-B, p. B96–B98.
- Pallister J.S., Knight R.J. Rare earth element geochemistry of the Semai ophiolite near Ibra, Oman. — J. Geophys. Res., 1981, vol. 86, B4, p. 2673–2697.

- Patton W.W. Reconnaissance geology of the Northern Yukon — Koyukuk province, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1973, N 774-A, p. A1—A17.
- Patton W.W., Tailleux I.L., Brosge W.P., Lanphere M.A. Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska. — In: North American ophiolites. Oregon: Department of Geology and Mineral Industries, 1977, Bull. 95, p. 51—57.
- Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. — Tectonophysics, 1975, vol. 25, N 1/2, p. 41—67.
- Pearce J.A. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolite. — In: Ophiolites. Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1980: Geophysical Survey Department, Cyprus, p. 261—272.
- Plafker G., Jones D.L., Pessagno E.A. A Cretaceous accretionary flysch and melange terrane along the Gulf of Alaska margin. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska—Accomplishments during 1976: U.S. Geol. Surv. Circ., 1977, N 751-B, p. B41—B43.
- Roeder D., Mull C.G. Tectonics of Brooks Range ophiolites, Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, vol. 62, N 9, p. 1696—1702.
- Silver E.A., Beutner E.C. Melanges. — Geology, 1980, vol. 8, N 1, p. 32—34.
- Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in dem mediterranen Kattengebirge. — Madrid: 14th Intern. Geol. Congr., 1927, vol. 2, p. 638—667.
- Tempelman-Kluit D.J. Transported cataclastite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidences of arc-continental collision. — Pap. Geol. Surv. Can., 1979, N 79—14, p. 1—27.
- Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-eclinopyroxene relationships in simple and complex systems. — Contributions to Mineral. and Petrol., 1973, vol. 42, N 2, p. 109—124.
- Zimmerman J., Frank C.O., Bryn S. Mafic rocks in the Avan hills ultramafic complex, De Long mountains. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1980: U.S. Geol. Surv. Circ., 1981, p. B14—B15.
- Zimmerman J., Soustek P.G. The Avan hills ultramafic complex, De Long mountains, Alaska. — In: U.S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978: U.S. Geol. Surv. Circ., 1979, N 804-B, p. B8—B10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I	
Обзор представлений по офиолитам Корякского хребта	5
Глава II	
Структурно-формационные комплексы	9
Глава III	
Тектоническая структура	15
Хатырское поднятие	17
Корякское поднятие	23
Глава IV	
Офиолиты структурно-формационных комплексов Корякского хребта	32
Эконайские офиолиты	32
Алькатваамские офиолиты	49
Четкинвалымский меланж	49
Майницкие офиолиты	51
Росомашинский меланж	51
Рыттыльский меланж	52
Иомраутский меланж	54
Чирынайский меланж	54
Эльгеваямский меланж	64
Ягельный меланж	68
Малонаучирынайский массив	74
Тамватнейский гипербазитовый массив	74
Глава V	
История формирования покровной структуры	80
Глава VI	
Офиолиты Алласки (структурное положение и состав)	83
Заключение	92
Литература	95

CONTENTS

Introduction	3
Chapter I	
A summary of views on the ophiolites of the Koryak ridge	5
Chapter II	
Structural-formational complexes	9
Chapter III	
Tectonic structure	15
Khatyrka highland	17
Koryak highland	23
Chapter IV	
Ophiolites of the structural-formational complex of the Koryak ridge	32
Ekonay ophiolites	32
Al'katvaam ophiolites	49
Chetkinvaam mélange	49
Maynitsk ophiolites	51
Rosomakha mélange	51
RytgyI'veem mélange	52
Iomrautvaam mélange	54
Chiryay mélange	54
El'gevayam mélange	64
Yagel'naya mélange	68
Malonauchiryay massif	74
Tamvatney ultramafic massif	74
Chapter V	
A history of Nappe formation	80
Chapter VI	
Alaska ophiolites (structural position and composition)	83
Conclusions	92
References	95

Александр Александрович Пейве
СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
ОФИОЛИТОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА
Труды, вып. 393

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства Л.С. Тапельзон
Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор М.К. Серегина
Корректор В.П. Крылова

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28015

Подписано к печати 04.07.84. Т—05718
Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,5. Усл.кр.-отт. 8,8. Уч.-изд.л. 10,5
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1581. Цена 1 р. 60 к.

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

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:**

Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). 20 л.

В монографии обобщены данные о седиментации и вулканизме в фанерозойских геосинклинальных бассейнах и океанах. С использованием большого фактического материала рассмотрены особенности формирования обломочных отложений, карбонато- и кремненакопления, образования некоторых рудных концентраций. Проведено сравнение геосинклинальных и океанских седиментаций и вулканизма.

Для геологов широкого профиля, особенно ведущих исследования в складчатых областях, а также литологов и петрологов.

Осадочный чехол дна Мирового океана и суши по данным сейсморазведки. 20 л.

В книге рассмотрены общие задачи изучения осадочного чехла дна Мирового океана и его палеоаналогов на территории суши, методические аспекты, тектонические и литодинамические вопросы. Работы проведены по Атлантическому океану, Черному морю, Прикаспийской впадине, Северному Устью и другим районам. Проведенные исследования содержат важную информацию для прогнозирования и поисков месторождений нефти и газа.

Для океанологов, литологов, нефтяников.

1р. 60 к.

