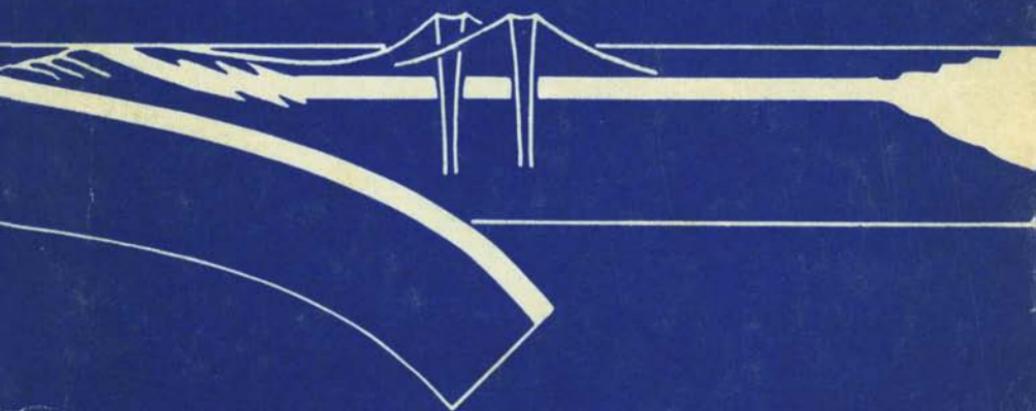




Геология юга Корякского нагорья



« НАУКА »

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



Геология юга Корякского нагорья

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
С.М. Тильман



МОСКВА "НАУКА" 1987

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
Institute of the Lithosphere
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME
Project 195 "Ophiolites and lithosphere of marginal seas"
GEOLOGY OF SOUTHERN KORYAK HIGHLAND

А в т о р ы: *Н.А. Богданов, В.С. Вишневская, П.К. Кепежинская,
А.Н. Сухов, А.В. Федорчук*

Геология юга Корякского нагорья / Н.А. Богданов, В.С. Вишневская, П.К. Кепежинская и др. М.: Наука, 1987. 168 с.

Рассмотрена геологическая история Олюторского хребта (юг Корякского нагорья), граничащего с запада с Алеутской впадиной Берингова моря и сложенного преимущественно верхнемеловыми вулканическими и вулканогенно-кремнистыми образованиями. Приведены результаты петрологического изучения и определен возраст различных базальтовых комплексов, слагающих хребет.

Табл. 20, ил. 33 + 16 фототаблиц, библиогр. 229 назв.

Рецензенты: *В.М. Моралев, А.А. Цветков*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В северных районах Камчатской области, где расположены горные хребты юга Корякского нагорья, на протяжении последних десяти лет проводились специальные геологические исследования. Этот регион характеризуется альпийским рельефом и сложен для детальных геологических наблюдений.

В пределах юга Корякского нагорья покровно-складчатые структуры образованы породами мелового и кайнозойского возраста. На востоке региона наибольшим распространением пользуются меловые отложения, в центральной части — кайнозойские, а на западе в строении сложных тектонических элементов принимают участие образования как верхнего мела, так и кайнозоя. На данной стадии исследования (до завершения полного объема геологического и геохимического изучения разновозрастных образований по всему региону) это затрудняет проведение корреляции всех геологических событий и явлений.

Коллектив сотрудников Института литосферы АН СССР в течение шести лет проводил на юге Корякского нагорья и в Командорской впадине Берингова моря комплексные геологические исследования. В предлагаемой вниманию читателей монографии, которую можно рассматривать как часть полного геологического описания региона, приведены результаты работ по Олюторскому хребту, расположенному на востоке региона и прослеживающемуся с северо-востока на юго-запад вдоль западного побережья Берингова моря. Олюторский хребет сложен преимущественно верхнемеловыми вулканогенно-кремнистыми толщами, которые генетически тесно связаны между собой. Это горное складчатое сооружение представляет собой уникальную структуру: по направлению на юг хребет погружается под уровень моря и далее под водой переходит в хребет Ширшова. Последний разделяет две крупные глубоководные котловины Берингова моря — Алеутскую, которая расположена к востоку от него, и Командорскую, находящуюся к западу от хребта. Таким образом, изучая строение Олюторского хребта, мы, вероятно, касаемся в какой-то степени и анализа ранних стадий истории развития хребта Ширшова. Правомерность таких экстраполяций была подтверждена драгировками западного склона хребта Ширшова в 1982 г.

Следовательно, специальное подробное описание вулканических комплексов верхнего мела Олюторского хребта представляет интерес не только с региональных, но и с общих теоретических позиций, так как дает но-

вые сведения о процессах формирования океанической коры окраинных морей. Авторы ставили перед собой задачу провести сравнение между офиолитовой ассоциацией континентов и породами основного состава коры океанического типа, которая образовалась в результате позднемелового спрединга в краевой части Тихоокеанской плиты.

Как правило, компенсацией спрединга служат зоны тектонического сгущивания по обе стороны от новообразованной котловины. Типичной структурой зон сгущивания являются аккреционные призмы, в пределах которых установлены сложные пакеты тектонических покровов, надвинутых друг на друга. В таких районах, как, например, Олюторский хребет, расшифровка покровных структур осложняется еще и вещественным сходством разновозрастных комплексов. В них трудно проследить последовательность пород в разрезах, так как в вулканических породах, плохо фаунистически охарактеризованных, остается неясным, какая часть их сорвана тектоническим нарушением. Покровная структура и сложные фациальные переходы эффузивов по простирацию хребта не позволили авторам представить на суд читателя единую стратиграфическую последовательность вулканических комплексов, сопоставление которых между собой остается в ряде случаев еще дискуссионным.

Установить закономерность в смене составов вулканических пород в островодужных и окраинно-морских структурах, формировавшихся на океанической коре, — одна из наиболее интересных проблем в современной геологии. Такая научная задача стояла перед Проектом 195 "Офиолиты и литосфера окраинных морей" Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО, в работе которого авторы наряду с другими советскими учеными принимали активное участие.

Изучение Тихоокеанского побережья на востоке Камчатской области дает много новых сведений о закономерностях тектонических процессов в зоне сочленения между континентом и океаном. Оно имеет важное значение для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых. Эволюции структур на севере зоны перехода континент—океан и посвящена предлагаемая работа.

ВВЕДЕНИЕ

Развитие идей теории тектоники плит, касавшейся первоначально только океанических плит и поясов их сочленения с континентами вдоль глубоководных желобов и островных дуг, привело к возникновению понятий об активных и пассивных континентальных окраинах. Исследования активных окраин, включающих в первую очередь островные дуги и краевые моря, позволили получить материалы о процессах растяжения, образования зон скупивания и аккреционных призмах, которые, с одной стороны, связаны с эволюцией Мирового океана, а с другой — представляют собой специфическую форму спрединга, субдукции и других явлений, непосредственно влияющих на развитие структурных элементов окраин континентов. В связи с этим зоны перехода от континентов к океану изучаются геологами и геофизиками с особой тщательностью.

Одним из уникальных примеров таких зон служит Олюторская складчатая система юга Корякского нагорья. Ее структуры продолжают с севера на юг (рис. 1), в пределы глубоководной Командорской впадины Берингова моря, и могут рассматриваться как непосредственное продолжение друг друга. Это отличает Олюторскую систему от складчатых сооружений, которые сопрягаются с Южно-Охотской, Японской, Красноморской и другими впадинами. Такие сооружения параллельны краям впадин с корой океанического типа и образовались задолго до начала формирования глубоководных трогов.

Внутреннее строение основных складчатых сооружений Олюторской зоны очень сложно, и, так как большинство из них образовано вулканическими и глубоководными кремнистыми породами, практически не включающими макрофаунистических остатков, оно долгое время оставалось нерасшифрованным, а история геологической эволюции не была раскрыта.

Первые сведения о геологии Олюторской зоны были получены во время экспедиции С.В. Обручева в 1932 г.: он отметил развитие здесь сложнодислоцированных кремнисто-вулканогенных образований предположительно мезозойского возраста [Николаев, 1945]. Дальнейшее изучение этих образований проводилось в конце 30-х годов экспедициями Горно-геологического управления Главсевморпути: на северо-востоке зоны — под руководством И.Г. Николаева и на юго-западе — под руководством Б.Ф. Дьякова [Николаев, 1945; Бакова, 1945]. Плановая съемка Олюторской зоны началась в 50-х годах и осуществля-

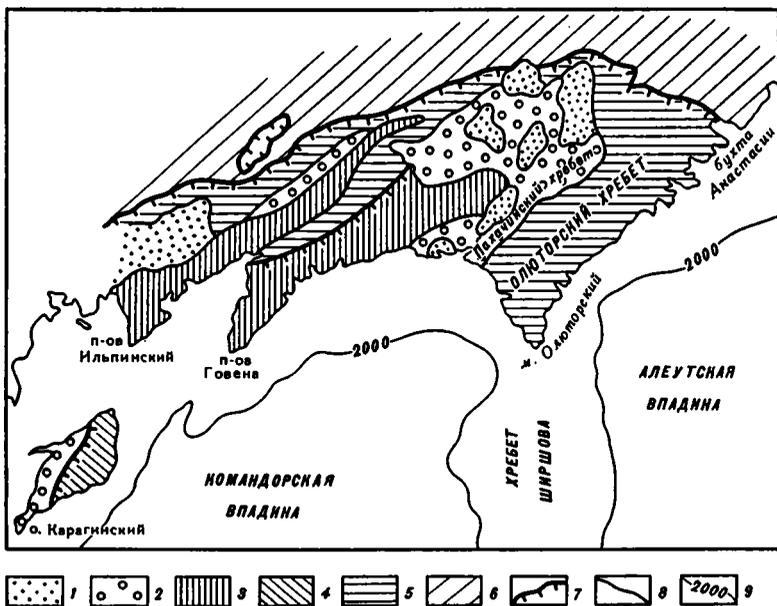


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западного обрамления Берингова моря

1 — плиоцен-четвертичные вулканиды; 2–6 — образования: 2 — неогеновые, 3 — палеогеновые флишодные и вулканогенные, 4 — верхнемеловые–палеогеновые, нерасчлененные, 5 — меловые кремнисто-вулканогенные, 6 — меловые–палеогеновые флишодные Укэлятского прогиба; 7 — надвиги; 8 — стратиграфические контакты; 9 — изобаты, м

лась Камчатским геологическим управлением (В.А. Ярмолюк, В.А. Титов, 1953 г.) и Институтом геологии Арктики (Ю.П. Ершов, 1956 г.). В результате этих работ впервые была отмечена тектоническая самостоятельность Олюторской зоны в составе Корякско-Камчатской складчатой области [Геология..., 1965].

В конце 50-х — в первой половине 60-х годов Институт геологии Арктики переходит к среднемасштабной съемке Олюторской зоны, а также проводит первые тематические исследования по стратиграфии, тектонике и магматизму (Б.Х. Егизаров, Л.И. Аникеева, О.П. Дундо, А.В. Дитмар, М.К. Косыко и др., 1965–1968 гг.). Результаты этих работ нашли отражение в многочисленных отчетах, в ряде публикаций [Геология..., 1965; Аникеева, 1968; и др.], а также в т. 30 "Геологии СССР", посвященном Камчатской области [Геология СССР, 1970].

Было показано, что кремнисто-вулканогенные толщи Олюторской зоны и связанные с ними тела базит-гипербазитового состава представляют собой офиолитовую ассоциацию, датированную мелом–палеогеном. При этом палеогеновые образования тяготеют к западной части зоны, тогда как восточная часть (Олюторский хребет) сложена исключительно верхнемеловыми породами. Последние были подразделены на кремнисто-вулканогенную ватынскую серию (сантон–кампан) и вулканогенно-обломочную

ачайваемскую свиту (маастрихт—даний). В целом же офиолитовая ассоциация трактовалась в качестве продуктов инициального магматизма Олюторско-Восточно-Камчатской геосинклинали.

Геофизические работы, проводившиеся параллельно с геологической съемкой, показали резкое отличие геофизических полей Олюторской зоны от таковых северной части Корякского нагорья и наличие на границе резкой гравитационной ступени и системы интенсивных магнитных аномалий [Андреев, 1970].

В конце 60-х и в 70-х годах среднемасштабную геологическую съемку в Олюторской зоне проводят сотрудники объединения "Аэрогеология" (А.А. Алексеев, Э.С. Алексеев, А.Л. Башаркевич, А.Б. Цукерник и др., 1968—1976 гг.) и Северо-Камчатской комплексной геологоразведочной экспедиции Камчатского территориального геологического управления, в дальнейшем — ПГО "Камчатгеология" (Т.В. Тарасенко, А.А. Коляда, З.А. Абдурахимов, Н.П. Митрофанов и др., 1967—1979 гг.).

В это же время начинаются геологосъемочные работы (Я.А. Семенов, Н.Л. Евглевский и др., 1981 г.). Проводятся также отдельные тематические исследования стратиграфо-палеонтологического [Серова, 1966; Жамойда, 1972; Казинцова, 1979], общегеологического [Гнибиденко и др., 1975] и петрографического характера, осуществляется сверхмелкомасштабное космофотогеологическое картирование [Филатова и др., 1979]. В результате работ этого периода [Алексеев, 1979, 1982; Митрофанов, 1977, 1982] были получены следующие результаты:

1) доказана тектоническая самостоятельность Олюторской зоны, надвинутой на краевые части Анадырско-Корякской складчатой области с горизонтальной амплитудой не менее первых десятков километров;

2) уточнен возраст слагающих ее образований (с применением микропалеонтологического анализа), особенно значительный для палеогеновой части разреза (схема расчленения меловых образований существенного изменения не претерпела);

3) выделены различные по вещественному составу магматические образования в составе мел-палеогеновой офиолитовой ассоциации.

Морские геолого-геофизические работы в Беринговом море дали возможность выделить ее основные морфоструктурные элементы — глубоководные котловины Алеутскую, Командорскую, Бауэрса и разделяющие их хребты Ширишова и Бауэрса [Удинцев и др., 1959; Nicols et al., 1964]. Было установлено, что глубоководная часть Берингова моря характеризуется океаническим типом земной коры: слой 1 (неконсолидированные осадки), слой 2 (вулканические породы и консолидированные осадочные образования) и слой 3 (предположительно габбрового состава) [Ewing et al., 1965].

В дальнейшем в Беринговом море советские и американские исследователи проводили комплексные геолого-геофизические работы, включавшие сейсмическое зондирование и непрерывное сейсмопрофилирование, гравиметрические, магнитометрические и палеомагнитные измерения, измерения теплового потока, а также драгирование и глубоководное бурение [Ludwig et al., 1971; Init. Rep., 1973 и др.; Cooper, Marlow, Scholl, 1976; Ржевский и др., 1977; Андреев и др., 1977; Rabinowitz, Cooper, 1977; Смирнов, Сугробов, 1979; и др.].

Геофизические исследования Командорского шельфа Берингова моря проводились в 70-х годах сотрудниками объединения "Севморгео" и Института геологии Арктики. Они показали, что на шельфе находят свое прямое продолжение структуры Олюторской зоны. При этом вдоль окраины Командорского шельфа был выявлен субпараллельный ему прогиб, протягивающийся от залива Корфа до п-ова Озерного и полностью погребенный под осадками [Ржевский и др., 1977].

В настоящее время не существует единства взглядов на геологическую эволюцию западной части Берингова моря. Она трактуется с позиций как геосинклинальной концепции, так и глобальной концепции тектоники плит. Первой трактовки придерживаются, как правило, геологи, исследовавшие наземную часть региона – Олюторскую зону. Так, В.А. Титов в одной из первых сводок по геологии Корякского нагорья [1961] выделил в его составе три зоны (с запада на восток) – Пенжинскую, Централно-Корякскую и Олюторскую – и отнес их к Корякско-Камчатской области альпийской складчатости. Границами зоны он считал глубинные разломы. В.А. Титов выделил три структурных яруса – домеловой, меловой и третичный. Определяющую роль в формировании структуры Корякского нагорья, по его мнению, играли меловые, в меньшей степени третичные тектонические движения.

Обобщение более поздних работ было дано Б.Х. Егиазаровым и его сотрудниками [Геология..., 1965; Егиазаров, 1969; Егиазаров, Анিকেева, 1970]. Северная часть Тихоокеанского подвижного пояса рассматривалась в качестве единой Корякско-Камчатской геосинклинальной области полициклического развития. В ее составе выделены Северо-Корякская и Олюторская тектонические зоны, различающиеся по времени завершающей складчатости (первая из них в мелу, вторая в кайнозое). Зоны эти сформировались в результате миграции геосинклинального режима в восточном направлении и неоднократного проявления складкообразовательных движений на докембрийско-палеозойском складчатом основании. За границу между зонами принят долгоживущий Вивникский глубинный разлом, контролировавший процессы осадконакопления, магматизма и тектонической активности. В Олюторской зоне выделено несколько формаций, отвечающих различным стадиям геосинклинального процесса. Ими сложена складчатая структура первого порядка – Олюторско-Восточно-Камчатский синклиний, осложненный частными складчатыми и разрывными нарушениями высоких порядков. Несколько отличны взгляды О.П. Дундо [1966], рассматривавшего раннемезозойскую Корякскую и позднемезозойскую Олюторскую области в качестве самостоятельных складчатых систем, образовавшихся на месте отдельных геосинклинальных прогибов.

Б.Х. Егиазаров [1969] считает глубокоководные впадины Берингова моря реликтами древнего срединного массива – Берингии, который испытывал обрушение по глубинным и сверхглубинным разломам и базификацию. При этом хребты Ширшова и Баузрса, по его мнению, представляют собой вулcano-тектонические поднятия, сформировавшиеся на погруженных в океан складчатых зонах.

Пересмотр взглядов на геологию западной части Берингоморского региона произошел вследствие открытия следующих факторов: опре-

деляющей роли покровно-надвиговых структур в строении Корякского нагорья [Кропоткин и др., 1965; Богданов, 1970]; тождества офиолитовых ассоциаций с разрезом современной океанической коры [Пейве, 1969; Александров и др., 1980]; океанического характера земной коры глубоководной части Берингова моря [Ewing et al., 1965]. Это привело к модификации геосинклинальной концепции в отношении Олюторской зоны.

Так, Э.С. Алексеев [1979, 1982], обобщив материалы региональных геологосъемочных работ, пришел к выводу, что эвгеосинклинальный прогиб южной части Корякского нагорья заложен в поздне меловое время на океанической коре. На раннем этапе развития этой эвгеосинклинали накопились кремнисто-вулканогенные образования. Во второй половине позднего мела сформировались подводные поднятия и вулканические острова и произошло накопление вулканогенно-обломочных толщ. С рубежа палеогена начинается орогенный этап, сопровождающийся покрово- и складкообразованием и общим воздыманием территории.

Сотрудники Института литосферы АН СССР и Северо-Восточного комплексного института ДВНЦ АН СССР [Очерки..., 1982; Тектоника..., 1980] выдвинули сходные гипотезы развития Олюторской зоны, согласно которым она является наиболее молодой геосинклинальной областью Корякского нагорья, заложившейся на океанической коре в поздне меловое время (кремнисто-вулканогенные породы офиолитовой ассоциации). Вулканогенно-обломочные толщи конца мела – палеогена трактуются как образования островодужной стадии.

Из приведенного исторического обзора видно, что до последнего времени геология наземной и подводной частей Берингоморского региона рассматривалась с различных позиций, часто в отрыве друг от друга. Совместное их рассмотрение было предпринято сотрудниками отдела литосферы океанов Института литосферы АН СССР. Работы эти были начаты во второй половине 70-х годов под руководством Н.А. Богданова. В них приняли участие В.Д. Чехович, А.В. Федорчук, А.Н. Сухов, В.С. Вишневецкая, Г.Ю. Аверина, И.Р. Кравченко-Бережной, И.А. Басов, В.В. Кепежинский, П.А. Гладких, А.Ю. Гладенков, П.К. Кепежинский и др. Работы включали: 1) детальное описание разрезов и их расчленение на основе микропалеонтологического анализа (определение радиолярий в препаратах) в целях уточнения стратиграфической схемы региона; 2) проводившееся на этой основе картирование тектонических структур; 3) петрологическое изучение магматических образований, сопровождавшееся большим объемом аналитических исследований; 4) комплексные морские геолого-геофизические исследования, включавшие драгирование коренных пород на хребте Ширишова (29-й рейс нис "Дмитрий Менделеев").

Авторы выражают особую признательность Л.Б. Макаровой, Т.Н. Базановой и И.В. Беберинной, оказывавшим постоянную помощь в исследованиях.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕЛОВЫХ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

На юге Корякского нагорья наиболее широким распространением пользуются вулканогенно-кремнистые образования. Чрезвычайно сильная дислоцированность образований, сложные тектонические взаимоотношения вулканогенно-кремнистых толщ между собой и с охарактеризованными макрофаунистически терригенными породами, а также макроскопическое однообразие литологического состава пород стали причиной того, что возраст меловых вулканогенно-кремнистых пород Корякского нагорья вплоть до 80-х годов оценивался в пределах от протерозоя до поздне третичного времени включительно [Терехова, Эпштейн, 1970; и др.]. Их строение, возраст и происхождение остаются дискуссионными и в настоящее время.

Как же формировался тот или иной взгляд на возраст вулканогенно-кремнистых толщ юга Корякского нагорья (табл. 1), как происходило становление их стратиграфии?

Впервые на юге Корякского нагорья образцы кремнистых пород, содержащие микрофауну радиолярий, были найдены в 1912 г. при маршрутных исследованиях экспедиции безвременно погибшего геолога П.В. Чурина [Машковцев, Чурин, 1931]. Именно эта находка положила начало стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Северо-Востока СССР. Образцы были собраны в толще "глинистых сланцев и лидитов", залегающих на аркозовых песчаниках, подстилающихся туфобрекчиями и туфами основного состава. По описанию С.Ф. Машковцева, свита, откуда происходят кремнистые породы с радиоляриями, слагает "горы как к западу, так и к востоку от среднего течения р. Вивник (бассейн р. Вывенки) выше сел. Хайлин. Никаких других окаменелостей в этой свите не найдено, если не считать проблематичного остатка *Dentalium*. Литологически состав свиты довольно близок как к мезозойским? отложениям Анадыря, так и к третичным породам северной Камчатки" [Хабаров, 1932, с. 689]. Весной 1930 г. С.Ф. Машковцев передал образцы с радиоляриями А.В. Хабарову для определения возраста вмещающих

Таблица 1

Эволюция представлений о возрасте вулканогенно-кремнистых образований юга Корякского нагорья

30-е годы	40–50-е годы	60-е годы	70-е годы	80-е годы
Машковцев, Чурин, 1931 Хабаков, 1932	Николаев, 1945 Русаков, Егiazаров, 1959	Геология... 1965 Дитмар, Успенский, 1963 Липман, 1959, 1967	Жамойда, 1972 Алексеев, 1979 Казинцова, 1979	Наши данные
Позднетретичные или мезозойские	Мезозойские или палеозойские	Палеогеновые и меловые	Дат-палеогеновые Маастрихтские Сантон-кампанские или кампанские	Палеоцен-эоценовые? Позднемаастрихтско-датские Позднекампанско-раннемаастрихтские Среднекампанские Позднесантонско-раннекампанские Коньяк-раннесантонские Альб-туронские

кремнистых пород. А.В. Хабаков [1932], детально изучив полученный материал в шлифах и учитывая тот факт, что речь идет о "земле Стеллера и Крашенинникова, до сих пор сохраняющей для путешественника и геолога всю прелесть новизны" [Хабаков, 1932, с. 692], опубликовал заключение о вероятном мезозойском (верхнеюрском или нижнемеловом?) возрасте кремнистых отложений с радиоляриями. Новые сведения о возрасте сразу же нашли свое отражение в последующих геологических работах.

С.В. Обручев во время летней экспедиции в 1932 г. закартировал в Олюторской зоне вулканогенно-кремнистые образования предположительно мезозойского возраста [Николаев, 1945]. Дальнейшее их изучение проводилось в конце 30-х годов экспедициями Горно-геологического управления Главсевморпути. В 1937 г. вулканогенно-кремнистые образования, развитые в бассейне р. Ватыны, И.Г. Николаев выделил в ватынскую свиту предположительно мезозойского возраста, основываясь на том, что ватынская свита согласно перекрывается ильпинской свитой (также выделенной И.Г. Николаевым), в прослоях и линзах песчаных известняков которой часто встречаются скопления призматических слоев, по-видимому, иноцерамов [Николаев, 1945]. Позднее И.Г. Николаевым и Д.М. Колосовым [Николаев, 1945] все кремнисто-вулканогенные образования центральной части Корякского нагорья объединены в мезозойскую ватынскую свиту, возраст которой был определен

по наличию радиолярий и по аналогии с отложениями в бассейне р. Вывенки.

С середины 50-х годов началось систематическое геологическое картирование (планомерная мелкомасштабная съемка) юга Корякского нагорья сотрудниками Камчатского геологического управления и Института геологии Арктики. На побережье Олюторского залива была выделена мощная толща морских мезозойских отложений с кремнистыми породами. В 1955 г. И.М. Русаков [Русаков, Егизаров, 1959] высказал предположение, что ватынская свита имеет палеозойский возраст (на основе палеозойских кораллов, криноидей и фораминифер в известняках, найденных в поле развития кремнисто-вулканогенных толщ ватынского облика на правом берегу р. Хатырки), а широко распространенные в ватынской свите остатки раковин с призматическими слоями принадлежат палеозойским иноцерамовидным двустворкам – колымиям. Однако в 1956 г. А.Г. Погожев в бассейне р. Пахачи в обломке бурой яшмы из ватынской свиты обнаружил поздне меловой *Inoceramus sp. indet* (l. ex gr. *lamarcki* Park. по определению А.Ф. Ефимовой), а Ю.П. Ершов в верховьях р. Ватыны в кремнистой толще нашел остатки сенонского *Inoceramus cf. orientalis* Sok.? [Дитмар, Успенский, 1963].

В конце 50-х годов В.А. Титов (1957 г.), а также И.М. Русаков и Б.Х. Егизаров [1959] независимо друг от друга на основе ватынской свиты выделили "ватынскую серию", имеющую наиболее широкое распространение в южной части Корякского нагорья. В.А. Титов [1959] предложил считать кремнисто-вулканогенную ватынскую серию меловой, что обосновывалось заключением о меловом возрасте радиолярий ватынской свиты, сделанным Р.Х. Липман. Однако И.М. Русаков и Б.Х. Егизаров [1959] продолжали настаивать на палеозойском возрасте ватынской серии. В 50-х годах предположительно мезозойские кремнисто-вулканогенные толщи южной и центральной частей Корякского нагорья изучались и многими другими геологами, но бесспорных доказательств их мелового возраста найдено не было.

Таким образом, две в общем противоположные точки зрения на возраст кремнистых толщ Корякского нагорья доминировали в 50-х годах. Находки палеозойских фораминифер в известняках позволяли многим геологам относить их к палеозою. Вместе с тем определение радиолярий Р.Х. Липман подтверждало их мезозойский возраст.

Р.Х. Липман [1959] в результате изучения ряда коллекций радиолярий из различных кремнистых толщ Дальнего Востока СССР пришла к выводу, что палеозойские и мезозойские комплексы радиолярий различаются, причем мезозойские кремнистые толщи Дальнего Востока, безусловно, не все одновозрастны и их расчленение по радиоляриям вполне возможно. Это заключение явилось первой вехой в становлении радиоляриевой биостратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Востока СССР. Р.Х. Липман показала, что радиолярии имеют стратиграфическое значение для всей территории Востока СССР и могут быть использованы при изучении стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Тихоокеанского региона. К аналогичному выводу пришла Д.М. Чедия [1952], изучавшая радиолярии юга Дальнего Востока СССР.

Р.Х. Липман и в 60-х годах продолжала изучать радиолярии Северо-

Востока СССР. С 60-х годов в эти исследования включился А.И. Жамойда. Изучение значительных по объему коллекций радиолярий позволило уже через несколько лет добиться положительных результатов в их использовании для определения возраста и корреляции кремнистых толщ. Р.Х. Липман впервые для Дальневосточного региона выделила три возрастных радиоляриевых комплекса: триасово-юрский, широко развитый в Таловских горах, меловой комплекс с *Dictyomitra*, характерный для ватынской серии, и палеогеновый комплекс с *Liosphaeridae*, установленный в породах вочвинской свиты, а совместно с А.И. Жамойдой [Жамойда и др., 1963] — пять возрастных комплексов радиолярий для территории Корякского нагорья: кингвеевский (нижний мезозой), койвэрланский (нижний мел), ватынский (верхний мел), пекульнейский (мел), вочвинский (верхний мел — палеоген).

В это же время в южных районах Корякского нагорья были сделаны повторные находки сенонских иноцерамов в терригенных прослоях ватынской серии [Дитмар, Успенский, 1963], следовательно, меловой возраст последней уже не вызывал существенных возражений.

А.В. Дитмар и К.С. Агеев [Геология..., 1965], описывая разрез ватынской серии в верховьях Ватыны и Ачайваяма, разделили ее на четыре толщи: 1) пестроцветную алевролитово-вулканогенно-кремнистую (950 м) с обломками радиально-ребристых иноцерамов, залегающую согласно на ильпинской серии (мел?, условно альб — нижний сенон); 2) пестроцветную кремнистую (900 м) с *Inoceramus ex gr. schmidti*, *In. sp. indet* (из группы радиально-ребристых иноцерамов), *Patella (Helcion) gigantea var. nasuta*, *P. gigantea var. centralis* (сантон? — кампан); 3) сероцветную вулканогенно-кремнистую (1000—1700 м); 4) черноцветную вулканогенно-кремнистую (400—900 м) с *Inoceramus ex gr. schmidti* (кампан).

Таким образом, для ватынской серии был доказан позднемеловой возраст.

Кроме того, А.И. Жамойда и Р.Х. Липман [Жамойда и др..., 1963] показали, что ватынский и вочвинский комплексы радиолярий резко различны. Тем не менее Р.Х. Липман определила вочвинский комплекс радиолярий в образцах из коллекции Г.А. Закржевского, отобранных в 1956 г. из вулканогенно-кремнистой толщи ватынской серии в бассейне р. Апукваям¹; из коллекции Т.В. Тарасенко из верховьев р. Вивник², из района оз. Потатгытхын и ряда других коллекций. Такое положение с микрофауной привело геологов к выводу о несостоятельности вочвинского комплекса как возрастного репера и о недостаточности радиоляриевых анализов, а также о необходимости относить вочвинскую свиту к верхам ватынской серии [Геология..., 1965]. Но так как в вочвинской свите часто находили палеогеновую макрофауну, то однозначного решения о ее истинном возрасте не было сделано. Позднее А.И. Жамойда [1972], проводя детальную биостратиграфию вулканогенно-кремнистых толщ Востока СССР по радиоляриям, подразделил вочвинский

¹ Здесь в 1960 г. были собраны *Inoceramus ex gr. schmidti*, *Patella (Helcion) gigantea var. nasuta*, указывающие на сантон-кампанский возраст слоев.

² Здесь в 1962 г. были найдены маастрихтские иноцерамы *Inoceramus cf. shikotensis*.

комплекс, описанный Р.Х. Липман в бассейнах рек Вывенки, Пахачи, Апуки, Майваяма и по побережью Олюторского залива, на два разновозрастных комплекса: предшествующий вочвинскому инетьваямский (позднемеловой—маастрихтский) и собственно вочвинский (дат-палеогеновый — палеоценовый?). А.И. Жамойда [1972] также показал, что комплекс радиолярий, описанный А.В. Хабаковым [1932], вероятнее всего, принадлежит к инетьваямскому (маастрихт). Таким образом, работы А.И. Жамойды явились новой важной вехой в утверждении радиоляриевой биостратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Северо-Востока СССР.

В 70-х годах большинство исследователей [Тильман и др., 1969; Алексеев, 1979; Филатова, 1979; и др.] считали, что возраст вулканогенно-кремнистых образований ватынской свиты сантон-кампанский, а некоторые другие ученые [Дундо, 1974; Казинцова, 1979; и др.] — только кампанский. Главным основанием для этого служат единичные находки кампанского моллюска *Inoceramus schmidti*, определенного со знаком открытой номенклатуры. Естественно, что данная точка зрения имеет слабые стороны: во-первых, слои с *In. schmidti* крайне редки и маломощны, а следовательно, не могут датировать разрез всей свиты; во-вторых, эти слои, возможно, тяготеют к верхам разреза, как и находки *Inoceramus ex gr. patootensis*, *In. ex gr. schmidti*, *In. cf. transpacificus* (по данным А.Л. Башаркевича, Э.С. Алексеева и др. [Алексеев, 1979]) и большинство *In. sp. indet.*

В это же время ученица А.И. Жамойды Л.И. Казинцова [1979] провела повторное изучение его коллекций с привлечением нового каменного материала. Ей удалось существенно дополнить инетьваямский радиоляриевый комплекс, для которого она предложила более широкий возрастной диапазон — маастрихт—даний. Кроме того, Л.И. Казинцова выделила новый радиоляриевый комплекс — ильпинский (кампан), половина местонахождений которого приурочена к отложениям, относимым к ватынской серии (бассейны рек Ильпи и Вывенки), сузив этим возрастной интервал ватынской серии до кампана. Такое возрастное заключение обосновывается тем, что в бассейне р. Ильпи, где комплекс радиолярий встречен в кремнистых породах аяонской свиты, был обнаружен кампанский *Inoceramus schmidti* Mich. [Серова и др., 1973], а все отложения ватынской серии, вмещающие новый радиоляриевый комплекс, считаются кампанскими [Казинцова, 1979]. Возраст вочвинского комплекса Л.И. Казинцова [1979] определила как дат-палеоген (?).

Таким образом, возраст самых древних вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (ватынская свита) был определен на основании малочисленных макрофаунистических остатков моллюсков, собранных из терригенных или известняковых прослоев, играющих очень незначительную роль в вулканогенно-кремнистом разрезе. Это пелециподы *Inoceramus ex gr. schmidti* Mich., *In. cf. schmidti* Mich., *In. pinniformis* Willet, *In. cf. sachalinensis* Sok., *In. cf. orientalis* Sok., *In. ex gr. patootensis* Lor., *Patella* (*Helcion*) *gigantea* Schm., *P. gigantea* var. *nasuta* Schm., *P. centralis* Schm.; аммониты *Gandryceras cf. tenuiliratum* Yabe, *Sachalinites cf. sachalinensis* Schm. ([Дундо, 1974; Жамойда, 1972], а также по данным Э.С. Алексеева и А.Л. Башаркевича), указывающие на сантон-кампанский или кампанский возраст вмещающих слоев; радиолярии ва-

тынского комплекса *Cenosphaera sphaerozoica* Zham., *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, *Lithomitra* cf. *capitoidea* Zham., подтверждающие меловой возраст; радиолярии ильпинского комплекса *Cromyosphaera vivenkensis* Lipm., *C. tschurini* Lipm., *Saturnalis amissus* Squinabol, *Amphisphaera* cf. *gracilis* Campbell and Clark, *Conocromyomma* cf. *spinulosa* (Lipman), *Cromyodruppa concentrica* (Lipman), *Porodiscus cretaceus* Campbell and Clark, *Amphibrachium spongiosum* Lipman, *Spongodiscus renillaeformis* Campbell and Clark, *S. impressus* Lipman, *Spongotropus morenoensis* Campbell and Clark, *Hemicryptocapsa* aff. *conara* Foreman, *Theocapsomma amphora* Campbell and Clark, *T. comys* Foreman, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Stichomitra asymbatos* Foreman, *Stichocampe* aff. *rostrata* Chabakov, *Lithomitra regina* Campbell and Clark, *Lithocampe eureia* Foreman, *L. tetrapera* (Haeckel) Petrushevskaya, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark), указывающие на поздне-меловой возраст (по мнению Л.И. Казинцовой [1979], кампан, возможно, до маастрихта).

При микропалеонтологическом изучении А.И. Жамойда, кроме радиолярий, в кремнистых породах установил единичные остатки агглютинированных фораминифер. Но, по заключению А.А. Герке, эти фораминиферы относятся к родам широкого возрастного диапазона [Жамойда, 1972].

Возраст инетываемского комплекса радиолярий, распространенного в кремнистых туфах бассейна р. Ачайваям, относимых к ачайваямской свите, обосновывался радиоляриями *Cromyosphaera* cf. *vivenkensis* Lipman, *Haliomma intracanthacea* Zham., *Staurodictya fresnoensis* Foreman, *Theocampe lispa* Foreman, *Theocapsomma comys* Foreman, *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, *D. rhadina* Foreman, *Lithocampe eureia* Foreman, *Eusyringium livermorensis* Campbell and Clark, указывающими на поздне-меловой, скорее кампан-маастрихтский возраст; панцирями маастрихтских диатомовых водорослей *Coscinodiscus morenoensis*, *C. cf. steingi*, *Stephanopyxis turris*, *St. grunwii*, *Biddulphia* cf. *primordialis*, *Triceratium deciusi*, *Hemiaulus polymorphus*, *Puxilla speciosa* и силикофлагеллят *Lyramula furcula*, *Vallacerta hortonu*, *Micrampula parvula*, найденными совместно с радиоляриями, а также датскими фораминиферами рода *Rzehakina* из вышележащих слоев и кампан-маастрихтскими моллюсками *Inoceramus shikotanensis* Nagoa and Mat., *In. cf. regularis* Orb., *In. balticus* Boehm. из подстилающих отложений.

Возраст вочвинского комплекса, чрезвычайно характерного для вочвинской свиты, определен по радиоляриям *Thecosphaera votschvinensis* Lipman, *T. gracilis* Lipman, *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *C. tschurini* Lipman, *Porodiscus ovoides* Lipman, *P. circularis* Lipman, *P. spiraleformis* Lipman, *Lithocampe micra* Lipman (как видно, все виды новые и описаны впервые из отложений вочвинской свиты), указывающим на поздне-меловой—палеогеновый возраст; по фораминиферам *Globigerina* sp. палеогенового облика и моллюскам поздне-мелового возраста [Геология..., 1965; Липман, 1967].

Но так как визуально кремнистые отложения из всех названных свит (ватынской, ачайваямской и вочвинской) сходны, то очень часто разные исследователи относят одни и те же вулканогенно-кремнистые толщи

к образованиям различного возраста или пересматривают их возрасты время от времени вновь. Следовательно, вопрос о возрасте вулканогенно-кремнистых образований ватынской свиты и в настоящее время остается дискуссионным. Более того, эти породы в последнее время привлекают все более пристальное внимание геологов-тектонистов. Поэтому в определении возраста кремнистых образований первостепенное значение должно иметь детальное изучение микрофауны, избыточной по всему разрезу и являющейся практически единственной группой фауны, находящейся *in situ* в породах так называемой "офиолитовой ассоциации".

Следует отметить, что все определения возраста, выполненные А.В. Хабаковым [1932], Р.Х. Липман [1959], А.И. Жамойдой [1972], Л.И. Казинцовой [1979], производились только в шлифах. Поскольку скелетные остатки радиолярий изучались в шлифах, а вероятность точной диагностики видов в шлифах очень низка (так как радиолярии — это формы объемные, что хорошо демонстрируют фототаблицы, см. табл. I—XVI), то часто имели место расхождения в определении возраста вулканогенно-кремнистых толщ. Этим и вызвано было недоверие к радиоляриям.

Качественный скачок в становлении мезозойской радиоляриевой стратиграфии Дальневосточного региона СССР происходит в настоящее время. Новейшие работы ряда советских специалистов [Богданов и др., 1982; Аверина, 1983; Казинцова, 1983; Вишневская и др., 1983; Брагин, 1986; и др.] достаточно хорошо это доказывают. Такой значительный прогресс в изучении радиолярий обусловлен, во-первых, применением новой методики извлечения радиолярий из плотных пород (средством плавиковой кислоты) и, во-вторых, колоссальным (хорошей представительности) фактическим материалом по радиоляриям, полученным в процессе морского глубоководного бурения. Новая методика извлечения радиолярий, предложенная П. Думитриком [Dumitrica, 1970] и Е.Пессаньо [Pessagno, Newport, 1972] в 70-х годах, позволила изучать радиолярии в сканирующем электронном микроскопе.

В отличие от предыдущих исследований данная монография выполнена с использованием новейших методик. Были детально опробованы микропалеонтологически геологические разрезы Олжоторской тектонической зоны Корякского нагорья и произведены драгировки подводного хребта Ширшова (рис. 2). Изучение выделенной из пород микрофауны радиолярий дополнялось исследованиями с помощью СЭМ. Вместе с радиоляриями из кремнистых пород были выделены планктонные фораминиферы.

В результате проведенных работ на основе радиоляриевого анализа удалось: 1) обосновать высказанное нами ранее предположение [Вишневская и др., 1981; Богданов и др., 1982] о значительно большем возрастном диапазоне вулканогенно-кремнистых образований ватынской серии (альб—кампан); 2) выделить из отложений основания ватынской серии новый, гытгынский радиоляриевый комплекс (альб—турон); 3) разделить ватынский комплекс, описанный впервые из ватынской серии, на три самостоятельных комплекса (ранневатынский—коньяк—раннесантонский, средневатынский—позднесантон—раннекампанский и поздневатынский—среднекампанский); 4) подразделить инетьваямский комплекс на раннеинетьваямский (поздний кампан — ранний маастрихт)

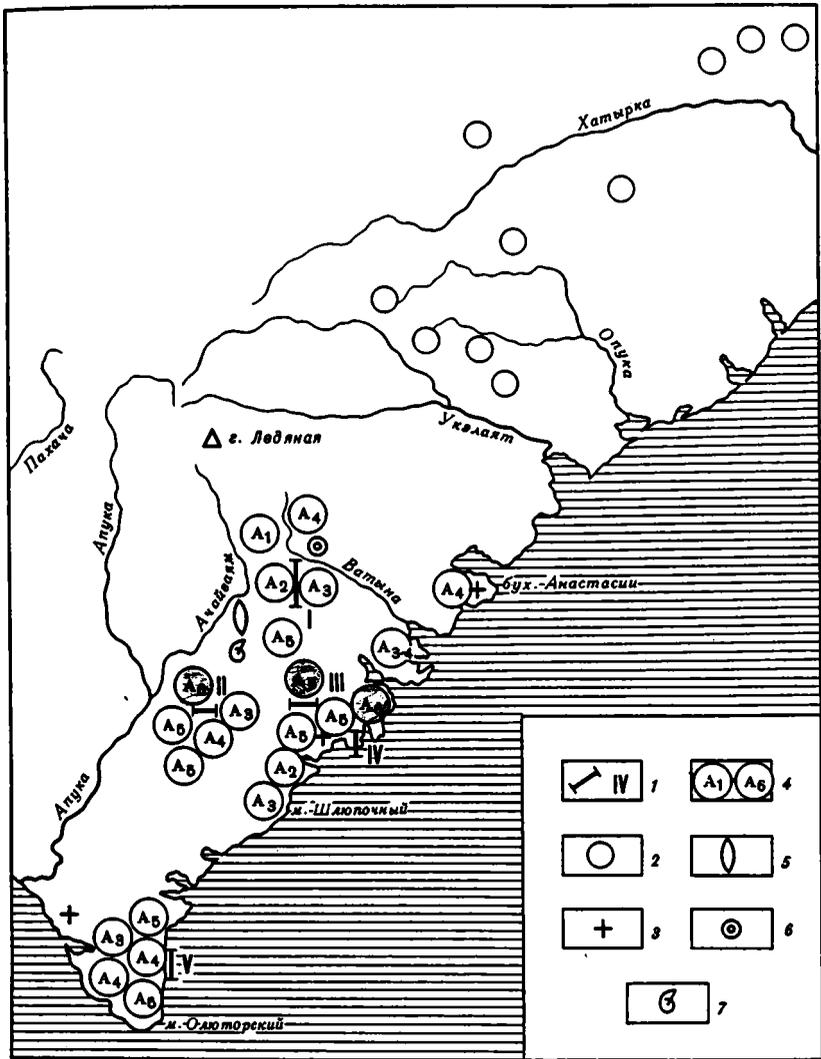


Рис. 2. Схема местонахождений фауны

1 — геологические разрезы, охарактеризованные фауной; 2-7 — места находок: 2-4 — радиолярий (2 — отдельные местонахождения, 3 — ватынского комплекса, 4 — установленные нами зональные комплексы: A_1 — *Dictyomitra pseudomacrocephala* — альб-турон, A_2 — *Archaeosporogrunum bipartitum* — коньяк — ранний сантон, A_3 — *Pseudoaulorhynchus floresensis* — поздний сантон — ранний кампан, A_4 — *Amphirypidax eneseffi* — средний кампан, A_5 — *Clathrocyclas dicerus* — поздний кампан — ранний маастрихт, A_6 — *Bathorygamis sanjoaquinensis* — поздний маастрихт — ранний палеоцен), 5 — диатомей, 6 — планктонных фораминифер, 7 — макрофауны (единичные находки)

и позднеинетываемский (поздний маастрихт – даний) комплексы, характерные не только для отложений ачайваемской свиты, но и для резко отличных от нее литологически вулканогенно-кремнистых толщ, относимых к ватынской серии; 5) констатировать наличие палеоцен-эоценового комплекса радиолярий (вочвинского?), отличного от предыдущих.

РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ ПО КОМПЛЕКСАМ ВЫДЕЛЕННЫХ РАДИОЛЯРИЙ

Радиолярии – сравнительно малоизученная группа микроорганизмов. Благодаря кремневому скелету они сохраняются в осадках, развитых на больших глубинах, где хорошо изученные группы микроорганизмов с известковым скелетом растворяются и, следовательно, в осадках не сохраняются, а макроорганизмы отсутствуют вообще. Поэтому при проведении детальных биостратиграфических исследований радиолярии приобретают особо важное значение. В то же время радиолярии, присутствуя практически во всей толще мезозойских осадков, отличаются крайне неравномерным распределением, что создает большие трудности при разработке биостратиграфии. Кроме того, радиолярии всегда считались слабоизученной группой микроорганизмов. Определение возраста по ним велось главным образом на основе сопоставления с видами из отложений, хорошо датированных другими группами фауны.

Для мезозойских отложений, вскрытых на территории Советского Союза, по радиоляриям существуют зональные схемы только для расчленения позднемеловых отложений Западной Сибири и Урала. Но они недостаточно детальны и носят провинциальный характер [Вишневская, 1985б]. Разработка биостратиграфии по радиоляриям для Дальневосточного региона только начинается (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Расчленение позднемеловых вулканогенно-кремнистых отложений
Беринговоморского региона СССР по радиоляриям на возрастные комплексы

Липман, 1959	Жамойда, 1972	Казинцова, 1979	Вишневская, 1985а
Вочвинский (палеоген) ?	Вочвинский (дат-палеоген) Инетываемский (маастрихт)	Вочвинский (дат-палеоген) Инетываемский (маастрихт)	3 Вочвинский (палеоцен-эоценовый?) 4 Позднеинетываемский (поздний маастрихт – даний) 5 Раннеинетываемский (поздний кампан – ранний маастрихт)
Ватынский (мел)	Ватынский (поздний мел)	Ильпинский (кампан, возможно, маастрихт)	4 Поздневатынский (средний кампан) 3 Средневатынский (поздний сантон – ранний кампан) 2 Ранневатынский (коньяк – ранний сантон) 1 Гытгынский (альб-турон)

Таблица 3

Расчленение меловых вулканогенно-кремнистых толщ
Олюторской зоны Корякского нагорья по радиоляриям

Зональные комплексы	Возраст	
Комплекс с <i>Bathropyramis sanjoaquinensis</i>	Даний	
	поз- дний	Маастрихт
Комплекс с <i>Clathrocyclas diceros</i>	ран- ний	
	поз- дний	Кампан
Комплекс с <i>Amphipyndax enesseffi</i>	сред- ний	
Комплекс с <i>Pseudoaulophacus floresensis</i>	ран- ний	Сантон
	поз- дний	
Комплекс с <i>Archaeospongoprum bipartitum</i>	ран- ний	Коньяк
		Турон
Комплекс с <i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i>		Сеноман
		Альб

В настоящее время по Тихоокеанскому кольцу существуют следующие радиоляриевые шкалы – детальная зональная шкала Е. Пессаньо [Pessagno, 1977], распространяющаяся на район Калифорнии; схематические зональные шкалы К. Накасеко [Nakaseko et al., 1979] и Ю. Такетани [Taketani, 1982], охватывающие некоторые районы Японии; зональные радиоляриевые шкалы, разработанные Т. Муром [Moore, 1973], Х. Форман [Foreman, 1975] и А. Шаафом [Schaaf, 1981] для мезозоя Тихого океана. По мезозою Дальнего Востока СССР, как уже отмечалось Р.Х. Липман [1967] и А.И. Жамойдой [1972], были описаны только руководящие (причем преимущественно родовые) комплексы радиолярий, впоследствии доописанные Л.И. Казинцовой [1979]. Попыток создания зональной радиоляриевой шкалы по этому региону не предпринималось. В одной из основных задач тематических работ Института литосферы АН СССР, начатых в Беринговоморском регионе в 1978 г. под руководством Н.А. Богданова, было предусмотрено детальное стратиграфическое расчленение вулканогенно-кремнистых толщ.

Радиоляриесодержащие вулканогенно-кремнистые отложения юга Корякского нагорья, изученные нами, относятся к ватынской, ачайваемской и вочвинской свитам. Возраст самых древних образований (ватынская свита), как было показано выше, считается сантон-кампанским или только кампанским на основании единичных находок моллюсков, ко-

торые были собраны из карбонатных и терригенных прослоев, играют очень незначительную роль в вулканогенно-кремнистом разрезе и встречаются, как правило, в его верхах. Ачайваямская свита была отнесена к маастрихт-данию также на основании сборов моллюсков из терригенных прослоев. Вочвинская свита считалась мел-палеогеновой или палеогеновой по совокупности макро- и микрофауны.

В отличие от предыдущих исследований предложенное расчленение вулканогенно-кремнистых толщ Олюторской зоны (табл. 3) основано на проведенном нами изучении выделенной микрофауны радиолярий. Приведем описание разрезов, где были собраны радиолярии.

ОПИСАНИЕ РАДИОЛЯРИЕСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ

Северная часть Олюторской тектонической зоны

Наиболее древними образованиями юга Корякского нагорья являются отложения, развитые в северо-северо-западной части Олюторской зоны — в пределах бухт Анастасии, Натальи, Павла, Глубокой, а также в бассейнах выпадающих в эти бухты рек — Ильпи, Ватыны, Аниваяма, вплоть до района оз. Эпильчик.

Так как в наиболее ясном проявлении эти отложения были отмечены в бассейне р. Ватыны (позже их и выделили под названием ватынской свиты [Николаев, 1945]), начнем рассмотрение со сводного геологического разреза бассейна р. Ватыны, который действительно является наиболее представительным.

Бассейн верховьев р. Ватыны. Сводный разрез вулканогенно-кремнистых отложений бассейна р. Ватыны составлен на основе разрезов, описанных на северо-западе Олюторской зоны: разреза, изученного Н.А. Богдановым и В.Д. Чеховичем в районе оз. Эпильчик [Александров и др., 1980], нескольких разрезов, описанных П.А. Гладких, А.Н. Суховым, А.В. Федорчуком, В.Д. Чеховичем в верховьях р. Ватыны и в районе озер Гытгын—Эпильчик, и трех разрезов, составленных Н.А. Богдановым, А.Н. Суховым и В.С. Вишневской в бассейне р. Ильпи, в бухтах Анастасии, Павла, Северной Глубокой.

Геологический разрез в бассейне р. Ватыны образован несколькими толщами, которые обнажаются снизу вверх (рис. 3).

Самая нижняя толща — гытгынская — названа А.Н. Суховым по одноименному оз. Гытгын, где она была впервые описана [Вишневская и др., 1981].

Гытгынская толща базальтово-кремнистая, причем лавы резко преобладают над осадочными породами. Нижняя часть толщи (видимая мощность 150 м) сложена чередованием массивных и подушечных базальтов темной (зеленовато-серой до черной) окраски. В низах пачки межподушечное выполнение в базальтах отсутствует. В верхах, постепенно нарастая, появляется железисто-кремнисто-карбонатное вещество в виде межподушечного цемента. Местами осадочное вещество заполняет карманы в кровле потоков или образует тонкие линзовидные прослои или линзы мощностью до 1 м. В одной линзе, сложенной кремнисто-карбонатным материалом, были встречены многочисленные осколки призматических слоев раковин иноцерамов, водорослевый материал, обилие планктонных и бен-

тосных фораминифер (табл. XVI, 2), единичные радиолярии. В других прослоях фораминифер было меньше, преобладали радиолярии. Из радиолярий, отмытых в обр. 507, 519 коллекции А.Н. Сухова, удалось определить *Saturnalis cf. amissus* Squinabol, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Holocryptocapsa hindei* Tan Sin Hok, *Excentropyloma senomana Dumitrica*, которые указывают на ниже-среднемеловой, альб-туронский возраст.

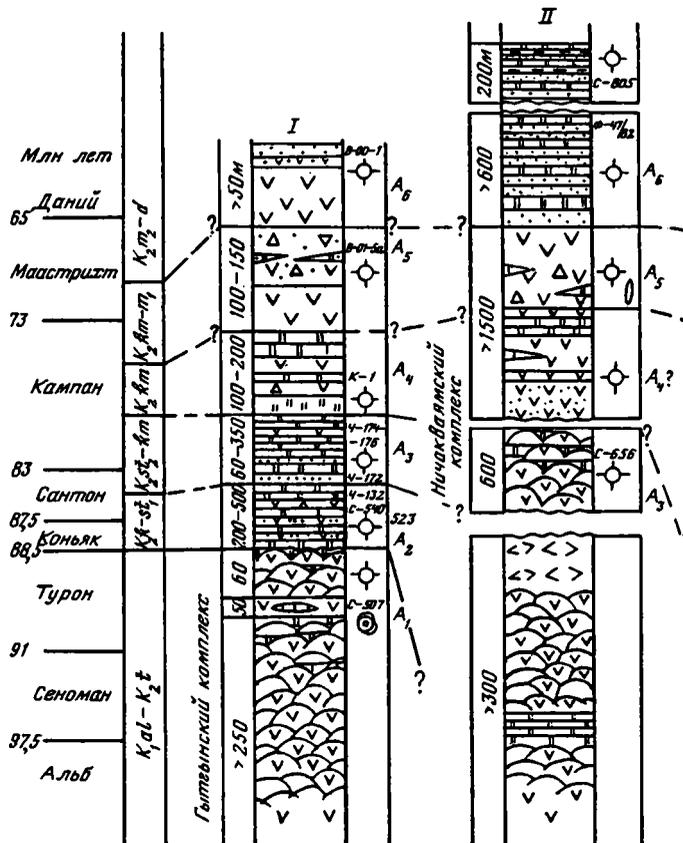
Из обр. 507 Н.И. Маслакова, Т.Н. Горбачик (МГУ) и И.А. Басов (ИЛСАН) определили фораминиферы *Globigerinelloides ultramicrus* (Subbotina), *Hedbergella globigerinelloides* (Subbotina), *Hb. aff. amabilis* (Loeblich and Tappan), *Heterohelix* sp., свидетельствующие о позднеальбско-сеноманском возрасте вмещающих слоев.

Верхняя часть гытгынской толщи (100–150 м) образована подушечными, реже массивными базальтами красновато-серого и темно-красного цвета с многочисленными линзами и прослоями кремнистых известняков и яшм от светло-розового до кирпично-красного и сургучного цвета, количество и мощность которых вверх по разрезу нарастают. Если для нижней части гытгынской толщи кремнистые породы нехарактерны, то верхняя часть отличается обилием красных и сургучно-красных яшмовидных кремнистых пород. Из обр. 527 (яшма), 547 (известковая яшма) коллекции А.Н. Сухова, обр. 16 (кремнистый известняк), 23 (яшма с витрокластами) коллекции П.А. Гладких определен единый комплекс радиолярий, включающий *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, *Halesium hexangulum* Passagno, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Dictyomitra veneta* (Squinabol), *D. maleolla* Aliev, *D. sagitafera* Aliev, *Thanarla elegantissima* (Cita), *Stichomitra paronai* Aliev. Возрастной интервал установленного сообщества радиолярий — альб-турон. Кроме радиолярий, из обр. 547 были отмыты многочисленные планктонные фораминиферы, среди которых И.А. Басовым определены *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. aff. intracretacea* (Glaessner), *Globigeninelloides* sp., позволяющие датировать вмещающие отложения альбом-туроном. Кроме планктонных фораминифер, присутствуют ядра раковин бентосного вида фораминифер, вероятно принадлежащего к роду *Gyrodinoides*.

Толща не всегда выдержана по простираению, в одном месте в ней резко преобладают базальты, в другом появляются мощные пачки кремнистых пород, причем там, где кремнистые породы прослаивают базальты, они красноцветные, а пачки, лишенные базальтов как правило, пестроцветные, т.е. сложены ленточным чередованием красных и зеленых кремнистых пород. Такая закономерность в окраске чрезвычайно характерна для кремнистых пород складчатых поясов.

В районе оз. Эпильчик, по данным А.В. Федорчука, на афировых подушечных базальтах серо-зеленого цвета (видимая мощность 100 м) залегает пачка (200–300 м) тонкослонистых красных и зеленых яшмовидных кремнистых пород, лишенных пирокластического материала, линзовидно прослоенных сургучно-красными и сургучными яшмами. Изредка в разрезе пачки встречаются обломки призматических слоев иноцерамов. Кремнистые породы содержат обилие радиолярий, планктонных и бентосных фораминифер.

В обр. 32, 36 коллекции А.В. Федорчука определены радиолярии *Sopo*



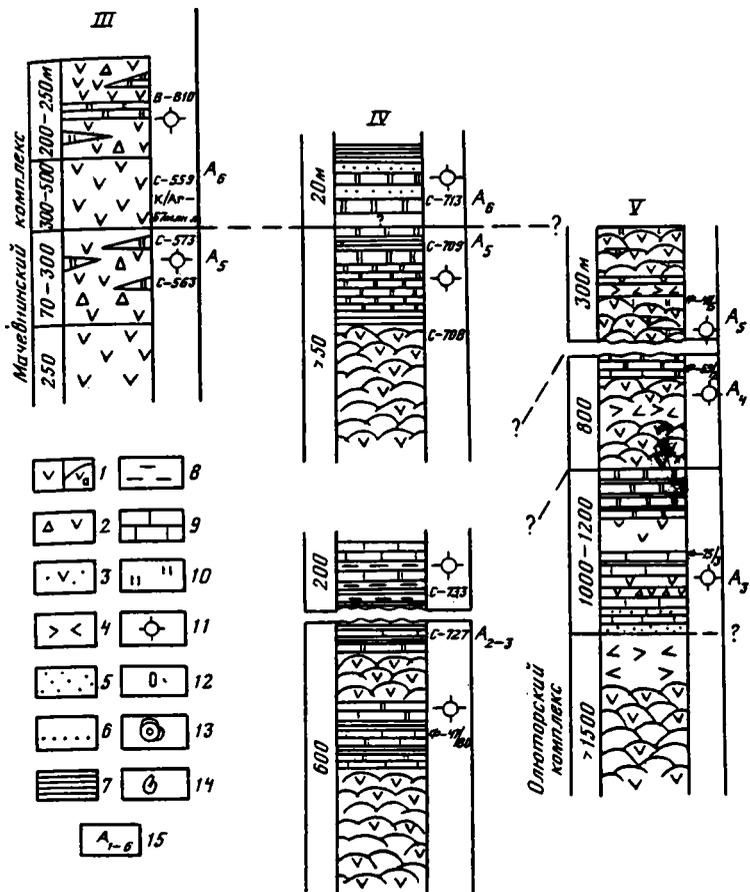
Р и с. 3. Сопоставление разрезов юга Корьякского нагорья по радиолариям

Разрезы: I – р. Ватына, II – р. Ничакваям, III – р. Мачевна, IV – район лагуны Ан, V – Олторский полуостров

1 – базальты (1а – шаровые); 2 – брекчи базальтов; 3 – туфы базальтов; 4 – гиадокластиты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – глины, 9 – ивстняки; 10 – силициты; 11 – радиоларии; 12 – диатомеи; 13 – фораминиферы; 14 – иноцерамы; 15 – возрастные комплексы радиоларий (см. рис. 2 и табл. 4) Цифры справа от колонок – номера образцов

caryomma aff. *universa* Pessagno, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *H. as tiensis* Pessagno, *H. ? gauscensis* Pessagno, *Novixitus* sp. A. Pessagno, характерные для сеномана–турона, иногда сеномана – раннего коньяка включительно. Возможно, эта папка является переходной между гытгынской и вышележащей толщами. Видимая мощность гытгынской толщи более 250 м.

Описанные вулканогенно-кремнистые отложения, относящиеся к гытгынской толще, как было показано выше, ранее картировали как ватынскую серию сантон-кампанского возраста из-за сильного внешнего сходства ее с породами ватынской серии, охарактеризованными моллюсками *Inoceramus* ex gr. *schmidti* или *Inoceramus* sp. indet. Как видно из описания в гытгынской толще отнюдь не редки призматические слои иноцерамов



но возраст их заведомо не сантон-кампанский, а значительно более древний — альб-туронский, что подтверждают данные микрофауны фораминифер и радиолярий. Вулканические образования, которые чередуются с кремнистыми породами, содержащими радиолярии альба-турона, описываются ниже как гытгынский вулканический комплекс.

Выше по неясной границе залегает толща туфогенно-кремнистых пород с подчиненными прослоями базальтов, содержащая собственно ватынский комплекс радиолярий. Нижняя ее часть (200–500 м) чаще всего пестроцветная туфогенно-кремнистая, сложенная чередованием кремнистых и туфогенно-кремнистых отложений.

Кремнистые породы — с тонкой примесью туфогенного витрокристаллокластического материала или со сконцентрированными в пропластки (мощностью 15–20 см) обломками (до 1–2 см) призматических слоев раковин иноцерамов. Чаще всего это слоистые лиловые кремнистые породы с отдельными выщелоченными пустотами от обломков створок иноцерамов или породы смешанного туфогенно-кремнистого состава — туфосилициты или кремнистые туффиты. Местами в них присутствуют редкие

потоки базальтов, встречаются линзы, прослои и даже отдельные горизонты кремнистых пород, представленных туффовыми яшмами или яшмами и кремнями с небольшой (до 10–25%) примесью витрокристаллокластического материала.

Туфокремнистые отложения тонкозернистые, микрослоистой текстуры, пестроокрашенные, от темно-бурого до красновато-бурого, лилового и зеленого цвета. Мощности отдельных прослоев 3–10, реже 15 см.

Из обр. 132–139 коллекции В.Д. Чеховича, представленных туффовыми яшмами и туфосилицитами с обломками призматических слоев иноцерамов, выделены и определены многочисленные радиолярии *Cenosphaera magna* Grigorjeva, *C. minor* Lipman, *Conocaryomma* aff. *universa* Pessagno, *Pseudoaulophacus praeflorensensis*, *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Hexadoridium* aff. *magnificum* Campbell and Clark, *Stylodruppa bifascicula* Kasinzova, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Orbiculiforma quadrata* Pessagno, *O. ? monticelloensis* Pessagno, *O. cf. vacaensis* Pessagno, *Spongotripus crassus* Kasinzova, *Spongodiscus ? multus* Koslova, *Patellula planoconvexa* (Pessagno), *Prunobrachium kennetti* Pessagno, *P. crassum* (Lipman), *Amphibrachium* cf. *concentricum* Lipman, *A. ex gr. ornatum* Lipman, *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Neosciadacapsa jencinsi* Pessagno, *Cyrtocalpis crassitesta* Rust, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. *A. Sethocyrtis ambiguus* Vishnev., *Dictyomitra ? duodecimcostata* Pessagno, *D. napaensis* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, *D. striata* Lipman, *Archaeodictyomitra lamellicostata* Foreman, *A. squinaboli* Pessagno, *Theocapsomma* aff. *amphora* Campbell and Clark, *Lithostrobos* (?) *zhamoidai* Kasinzova, указывающие на коньяк-сантонский, скорее всего, на коньяк-раннесантонский возрастной интервал. Совместно с радиоляриями отмыты многочисленные мелкие планктонные фораминиферы сантонского облика (устное сообщение Н.И. Маслаковой). В обр. 523, 540 (туффовые яшмы) коллекции А.Н. Сухова определены радиолярии *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Pseudoaulophacus praeflorensensis* Pessagno (коньяк-сантон).

Средняя часть "ватынской" толщи преимущественно терригенно-кремнистая, сероцветная, сложенная как тонко-, так и толстослоистыми кремнистыми породами (от светло-серого до темно-бурого, серого и черного цвета), переслаивающимися с алеволитами. Здесь также часто встречаются прослои битой ракуши иноцерамов, всегда заметна примесь тонкого туфогенного материала. Изредка присутствуют маломощные пачки базальтов. В целом для этой части разреза характерны турбидитные текстуры.

Здесь из обр. 172–176 (кремни с примесью туфогенного материала) коллекции В.Д. Чеховича определены радиолярии *Cromyomma nodosa* Pessagno, *Cromyosphaera vivenkinsis* Lipman, *Phaseliforma meganosensis* Pessagno, *P. subcarinata* Pessagno, *Orbiculiforma campbellensis* Pessagno, *O. sacramentoensis* Pessagno, *O. quadrata* Pessagno, *Hexastylus ? microporus* Squinabol, *Tesserastrum* aff. *quadratum* Lipman, *Rhopalastrum trigonale* Lipman, *Patulibrachium* sp. A., *Histiastrium* cf. *aster* Lipman, *H. cf. tetracantum* Lipman, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Prunobrachium kennetti* Pessagno, *P. longum* Pessagno, *P. aucklandensis* Pessagno, *P. crassum* Lipman, *P. ex gr. sibericum* Lipman, *Amphibrachium* ex gr. *ornatum* (Lipman), *A. spongiosum* Lipman, *Spongoprunum* aff. *articulatum* Lipman, *Archaeo-*

spongoprunum andersoni Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *P. gallowayi* (White), *P. colburni* Pessagno, *P. murphyi* Pessagno, *P. lenticularis* (White), *Spongodiscus impressus* Lipman, *S. cf. multus* Koslova, *Lithostrobos ? zhamoidae* Kasinzova, *Dictyomitra koslovae* Foreman, *D. torquata* Foreman, *D. denticostata* Pessagno, *D. striata* Lipman, *Theocapsomma comys* Foreman, *T. aff. amphora* Campbell and Clark, *Amphipyndax enesseffi* Foreman, *A. stocki* (Campbell and Clark) var A., *A. stocki* (Campbell and Clark) var B, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *A. lamellicostata* Foreman, *Microcalpis uralicus* Grigorjeva, *Cyrtocalpis ? urceolus* Grigorjeva, указывающие, скорее всего, на позднесантонско-раннекампанский возраст.

В этих же образцах встречены планктонные фораминиферы. Они многочисленны, но плохая сохранность после химической обработки кремнистых пород плавиковой кислотой, применяемой для выделения микрофауны из породы, не позволяет установить видовую принадлежность. Интересно отметить, что здесь наряду с мелкими формами присутствуют редкие крупные инволютные раковины фораминифер.

Молюски представлены только обломками призматических слоев иноцерамов, видовую принадлежность которых также установить не представляется возможным.

Верхняя часть "ватынской" толщи (100–300 м) сложена массивными и шаровыми базальтовыми лавами, переслаивающимися с темноцветными кремнистыми породами красных, зеленых и серых оттенков. Стратификация слоев часто сильно нарушена. Кремнистые породы, преимущественно ленточно-слоистые, переслаиваются с туффитами, кремнистыми туфами. Сами кремнистые породы представляют собой кремни, часто яшмовидные, со значительной примесью пеплового материала. В них также присутствуют рассеянные обломки призматических слоев иноцерамов. В обр. К-1 коллекции В.Д. Чеховича, обр. 431, 435 коллекции А.Н. Сухова, обр. 8-6, 8-7 коллекции А.Н. Богданова и автора определены *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Spongosaturnalis ? yaoi* Foreman, *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, *Amphipyndax enesseffi* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. B, *A. stocki* (Campbell and Clark) var. A, *A. tylotus* Foreman, *Theocapsomma comys*, *Stichomitra asymbatos* Foreman, указывающие на кампанский возрастной интервал.

Возможно, именно в этой части разреза "ватынской" толщи были собраны радиолярии, описанные Л.И. Казинцовой [1979] в качестве ильпинского радиоляриевого комплекса.

Иногда стратиграфический контакт между гытгынской и ватынской толщами сорван и породы собственно ватынской толщи залегают в виде тектонического покрова или серии тектонических чешуй. Для точной идентификации каждого конкретного фрагмента разреза при геологическом картировании (гытгынская толща или верхняя, средняя, нижняя части "ватынской толщи") необходимо проводить детальное микропалеонтологическое опробование.

Гипсометрически выше по разрезу следует вулканогенно-обломочная толща (250–400 м), имеющая черты сходства с мачевненским комплексом А.Н. Сухова [1983]. Ранее эта толща всегда выделялась и описывалась исследователями как ачайваемская свита или серия [Косько, 1965; и др.]. Толща представлена мощными потоками массивных крупнопорфировых,

пироксеновых и пироксен-роговообманковых базальтов, переслаивающихся с горизонтами туфов и туфобрекчий основного и среднего состава. Какие-либо макрофаунистические находки в этой толще нами не обнаружены, но в косослоистом туфоалевролите из бухты Павла (обр. В-01-5а В.С. Вишневской) определены радиолярии *Dictyomitra andersoni*, *Theosampe aff. vanderhoofi*, указывающие на позднекампанско-маастрихтский возраст, а в аргиллите (обр. В-00-1) из верхов этого же разреза — радиолярии *Theosampe altamontensis*, *Amphipyndax stocki* var. С (поздний маастрихт). Абсолютный возраст базальтов нижней части ачайваямской свиты 83–84 млн лет (коньяк–сантон), верхней — 72–77 млн лет (кампан–маастрихт) (по данным Алексева, 1971 г.).

Таким образом, в бассейне р. Ватыны в основании разреза "ватынской серии" выделяется толща альб-туронского (или альб-раннеконьякского?) возраста с гытгынским комплексом радиолярий, состоящая из двух частей — нижней, базальтовой и верхней, базальтово-кремнистой, и туфогенно-кремнистая толща коньяк-кампана, содержащая ватынский комплекс радиолярий, разделенная на три разновозрастные части и перекрытая вулканогенно-обломочной ("ачайваямской") толщей кампан-маастрихта.

Район лагуны Аят. Об отдельных фрагментах геологического строения этого района уже упоминалось ранее [Богданов и др., 1982; Вишневская и др., 1983]. Геологические разрезы района обнаруживают черты сходства как с более северными разрезами, описанными выше, так и с более южными разрезами, протягивающимися вдоль побережья (см. рис. 3).

Так, в 3,5 км к югу от лагуны Аят в основании разреза залегает аргиллит-алевролит-кремнистая толща, сложенная ритмичным чередованием черных тонкоплитчатых алевролитов и аргиллитов-кремнистых пород. Толща содержит прослой (1–5 м) серых и зеленых кремней, линзовидные скопления кремнисто-глинистого осадка бурого цвета (1–10 см), а также потоки (до 10 м) темно-серых до черных подушечных базальтов, связанных с автокластическими брекчиями и гиалокластитами, которые часто переслаиваются с осадочными породами. Общая видимая мощность толщи 200–600 м. В зеленых кремнях (обр. 727 коллекции А.Н. Сухова) и кремнистых алевролитах (обр. 47–80 коллекции А.В. Федорчука) из средней части толщи отмыты многочисленные радиолярии, среди которых определены *Orbiculiforma quadrata*, *Psuedoaulophacus praeeflorescens* Pessagno, *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, *D. striata* Lipman, *Archaeodictyomitra squinaboli*, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. А, принадлежащие к радиоляриевому комплексу, установленному в нижней части "ватынской" толщи. Возраст кремнистых пород этой части разреза района лагуны Аят по радиоляриям может быть датирован как коньяк-кампанский, вернее, коньяк-раннекампанский. Из черных кремней, обнажающихся вдоль побережья между лагуной Аят и мысом Витгенштейн (обр. 733 коллекции А.Н. Сухова) и залегающих на черных подушечных афировых базальтах, вымыт богатый микрофаунистический комплекс, включающий радиолярии, планктонные и бентосные фораминиферы, редкие диатомеи. Фораминиферы и диатомовые водоросли сильно пиритизированы. Из радиолярий определены *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Spongodiscus cf. multus* Koslova, *Tesseratrum aff. quadratum* Lipman, *Patellula* sp., указывающие на коньяк-раннекампанский возрастной интервал.

В то же время на горных склонах, обращенных к лагуне Аят и к берегу моря, на дневную поверхность выходит совершенно иная, кремнисто-вулканогенная толща. Она представлена афировыми базальтами шарового сложения видимой мощностью 20—30 м, на которых залегают сургучные яшмы, ленточно переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами. Мощность кремнисто-глинистых пород 8—10 м. Яшмы сильножелезистые, радиоляриевые, сложены кварц-халцедоном с примесью гидрослюда. Из сургучной яшмы (обр. 708 коллекции А.Н. Сухова) определен комплекс радиолярий, включающий *Spongosaturnalis parvulus* Campbell and Clark, *Staurodictya fresnoensis* Foreman, *Phaseliforma* cf. *subcarinata* Pessagno, *Crucella* cf. *espartoensis* Pessagno, *Clathrocyclus diceros* Foreman, *C. hyronia* Foreman, *C. lepeta*, *C. tintinnaeformis* Campbell and Clark, *C. gravis* Vishnev., *Neosciadiocapsa diabloensis* Pessagno, *Sciadiocapsa* ? *petasus* Foreman, *Cornutella californica* var. *brevis* Campbell and Clark, *Stichomitra asymbatos* Foreman, *S. livermorensis* (Campbell and Clark), *Stichomitra shirshovica* sp. nov., *Theocampe vanderhoofi* Campbell and Clark, *T. altamontensis* (Campbell and Clark), *T. cf. yaoi* Taketani, *Dictyomitra andersoni* (Campbell and Clark), *D. crassispina* (Squinabol), *D. rhadina* Foreman, *D. regina* (Campbell and Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. *B.*, *A. stocki* (Campbell and Clark) var. *C.*, *Bathopyramis* cf. *sanjoaquinensis* Campbell and Clark, указывающие на позднекампанраннемаастрихтский возраст. С постепенным переходом (выражающимся в изменении окраски пород от сургучно-красной до серо-зеленой) выше залегает пачка зеленых кремнистых пород, ритмично прослоенных щелочистыми серо-зелеными кремнистыми аргиллитами (мощностью 10—12 м).

Из серо-зеленых кремней (обр. 709 коллекции А.Н. Сухова) выделены и определены радиолярии *Spongosaturnalis ellipticus* Campbell and Clark, *Patulibracchium lawsoni* Pessagno, *P. aff. marshensis* Pessagno, *Archaeospongoprunum diversispina* Squinabol, *Spongurus quadratus* Campbell and Clark, *Clathrocyclus tintinnaeformis* Campbell and Clark, *C. gravis* Vishnev., *Coniforma* ? *antiochensis* Pessagno, *Cyrtophormis grandis* Campbell and Clark, *Cornutella californica* Campbell and Clark var. *A. Renz*, *C. californica* Campbell and Clark var. *B. Renz*, *Sciadiocapsa petasus* Foreman, *Stichomitra compsa* Foreman, *S. livermorensis* (Campbell and Clark), *Dictyomitra regina* (Campbell and Clark), *D. ex gr. multicostata* Zittel, *Amphipyndax alamedaensis* (Campbell and Clark), *A. stocki* (Campbell and Clark) var. *C.*, также свидетельствующие о позднекампанско-раннемаастрихтском возрасте.

Выше по склону после задернованного участка (5 м) вновь обнажаются серые, серо-зеленые и голубовато-серые кремни, постепенно переходящие вверх по разрезу в серые кремнистые аргиллиты. Видимая мощность более 20 м. Как кремни, так и кремнистые аргиллиты содержат многочисленные остатки скелетов радиолярий, диатомей, силикофлагеллят. В них заметна примесь туфогенного материала.

В обр. 713 коллекции А.Н. Сухова, представленном светло-серым кремнистым аргиллитом, установлены радиолярии (*Cromyosphaera* ? *vivenkensis* Lipman, *Orbiculiforma ex gr. renillaeformis* (Campbell and Clark), *Stylosphaera minor* (Clark and Campbell), *S. aff. goruna* Sanfilippo and Rjedel, *Archaeospongoprunum* cf. *mucronatum* Lipman, *Spongurus mollis* Vishnev., *Protoxiphotractus* aff. *perplexum* Pessagno, *Prunobrachium* ? *incisum* Koslova, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. *C.*, *A. alamedaensis* (Campbell

and Clark), Bathropyramis sanjoaquinensis Campbell and Clark, B. sp. A, Dictyomitra ex gr. multicosata Zittel, Cornutella californica Campbell and Clark var. B Renz, Theocampe altamontensis Campbell and Clark, T. cf. yaoi Taketani, свидетельствующие о маастрихт-датском возрасте. Все выходы вулканогенно-кремнистой толщи позднего кампана – дания приурочены к одной крупной тектонической пластине или к двум разрозненным пластинам. Эти тектонические пластины, как и многие другие пластины, глыбы, блоки, тектонические отторженцы, представляют собой олистолиты и олистоплаки, погруженные в терригенную матрицу.

Матрицей служит тонкообломочная терригенная толща флишоидного характера видимой мощностью более 1 км, развитая вдоль побережья Берингова моря от бухты Глубокой до лимана Тигиль. В ее составе преобладают тонкослоистые от темно-серых до черных аргиллиты и алевролиты с редкими маломощными (10–15 см) прослоями тонкозернистых песчаников, которые входят в состав флишевых ритмов. Для толщи очень характерны градационная слоистость, оползневые текстуры. По всему разрезу встречаются овальные и шарообразные песчаные конкреции диаметром от первых сантиметров до 20–30 см, а иногда даже до 1,5 м. Конкрекции часто имеют корку (толщиной 1–4 см), сложенную окислами марганца. Местами в толще встречаются тонкие прослой и линзы серых и зеленых туфогенно-кремнистых пород с заметной примесью карбонатного материала, образующие верхние элементы ритмов. В 20–25 км (по побережью) южнее лагуны Аят на участке лагуна Таман – бассейн р. Таманваям В.Д. Чехович описал разрез флишоидной толщи.

Мощность, м

1. Чередование серых и голубоватых кремней с темно-серыми карбонатно-кремнистыми алевролитами. Из кремнистых алевролитов (обр. 822, 824, 829 коллекция Г.Ю. Аверинной и В.Д. Чеховича) были выделены многочисленные радиолярии и планктонные фораминиферы. Среди радиолярий определены *Liosphaeridae*, *Carposhaera* sp., *Stromyosphaera* ? *vivenkensis* Lipman, *Drypotractus* ? sp., *Porodiscus circularis* Lipman, *Spongodiscus americanus* Koslova, *Millocercion* ? sp., *Carpocanistrum* ? sp., *Theocampe* ? sp., *Theocarpomma* ? sp., *Lithocampe* ? *mirca* Lipman, характерные для палеоцена – среднего эоцена и принадлежащие, скорее всего, к вочвинскому радиоляриевому комплексу, выделенному Р.Х. Липман [Липман, 1967]. Особо следует отметить резкое отличие этого комплекса радиолярий от меловых комплексов, описанных нами ранее [Вишневская и др., 1983]. В кремнистом алевролите с примесью карбонатного материала (обр. 822) наиболее многочисленны планктонные фораминиферы. По заключению В.А. Крашенинникова (ГИН АН СССР), это представители палеогеновых глобигерин 5–6 (видимая)
2. Пачка витролитокристаллокластических туфов 1–2
3. Тонкое переслаивание мелко-среднезернистых туфитовых песчаников и кремнистых алевролитов с редкими тонкими прослоями серых кремней. 29–30
4. Пачка тонкого переслаивания кремнистых алевролитов и мелкощебенчатых кремнистых аргиллитов 15

Внутри описанной флишоидной толщи присутствуют чужеродные блоки вулканогенно-кремнистых пород.

Общий характер флишоидного разреза с многочисленными инородными включениями позволяет считать эти образования единой олистостромовой толщей, формировавшейся уже в палеогене [Богданов и др., 1982].

Центральная часть Олюторского хребта

В отличие от северных районов, где широко распространены вулканогенно-кремнистые отложения, сформировавшиеся в альбе—кампане и отчасти в позднем кампане — раннем палеоцене (дании), в центральной части Олюторского хребта развиты главным образом более молодые, вулканогенные и вулканогенно-обломочные образования. На севере (бассейн р. Ватыны, бухта Анастасии, бассейн р. Аниваям), как было показано выше, они присутствуют в крайне редуцированном виде (вулканогенно-обломочная "ачайваямская" толща).

По петрологическим особенностям и по характеру строения в центральной части Олюторского хребта выделяются два типа разрезов — восточный и западный ([Федорчук, 1984]; см. раздел "Петрология..." данной монографии).

Первый тип разреза распространен на восточных склонах Олюторского хребта, между его водоразделом и побережьем Берингова моря. В противоположность западному он по составу в значительной мере эффузивно-эксплозивный. В верхней его части, как правило, в небольшом количестве присутствуют кремнистые породы и туфотурбидиты.

Второй тип разреза, западный, распространен на западных склонах Олюторского хребта и хорошо обнажен по левым притокам рек Ачайваям и Апука. Это преимущественно вулканогенно-терригенные обломочные образования с подчиненным количеством эффузивных и, что особенно заметно, незначительным содержанием пирокластических пород.

Основание разреза восточного склона Олюторского хребта обнажено лишь на ограниченных участках. В верхнем течении р. Вильлейкин низы разреза сложены преимущественно тонкослойными кремнистыми породами пестрой окраски (видимая мощность 100—300 м). Южнее, в береговых обрывах от устья р. Малый Тигиль до лагуны Топата, основание разреза представлено непрерывным разрезом (мощность до 800 м) вулканогенно-кремнистых пород. Это тонкослойные (мощность слоев 2—5 см) пестроцветные кремнистые породы с отдельными потоками (5—10 м) черных афировых базальтов с подушечной отдельностью. По мнению А.В. Федорчука, разрез близок к "ватынской" толще, описанной в бассейне р. Ватыны. Однако в отличие от последней он содержит потоки титанавгитовых базальтов, количество которых возрастает в южном направлении. Вверх он сменяется мощной пачкой (100—200 м) черных массивных афировых базальтов, на которых залегают кремнисто-терригенная толща с потоками массивных мегалагиофировых базальтов. Кремнистые породы, темно-серые до черных, переслаиваются с темными кремнистыми аргиллитами и алевролитами. Мощность кремнисто-терригенной толщи 600 м.

Восточный тип разреза лучше представлен в бассейнах рек Мачевна, Большой Тигиль и в районе лагуны Вайминтагин.

Приведем два наиболее характерных разреза.

Бассейн р. Мачевны. Здесь наибольшим развитием пользуются вулканогенные образования, кремнистые отложения резко подчинены, составляя менее 5% всего объема пород, и представлены только туфогенными разностями.

По данным А.Н. Сухова, В.Д. Чеховича и автора данного раздела, вулка-

ногенные отложения бассейна р. Мачевны могут быть разделены на четыре толщи (см. рис. 3). Приведем их описание.

Мощность, м

1. Лавовая толща массивных пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых базальтов с отдельными подчиненными линзами и прослоями тонких витрокристаллокластических туфов 200–250 (видимая)
2. Пирокластическая толща мелкообломочных туфобрекчий и туфов с отдельными потоками порфировых клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов, с высоким содержанием калия и редкими тонкими прослоями кремнистых туфов. Из кремнистых туфов (обр. 563 и 573-коллекции А.Н. Сухова) были выделены радиолярии (*Clathrocyclas hironia Foreman*, *C. tintinnaciformis Campbell and Clark*, *Sciadiocapsa ? petasus Foreman*, *Dictyomitra ex gr. multicostata Zittel*, *Copulaeclatiparica Campbell and Clark*, указывающие на позднемаастрехтско-раннемаастрехтский возраст) 70–100
3. Лавовая толща массивных и мидалекаменных пироксеновых и клинопироксен-плаггиоклазовых базальтов. Для клинопироксен-плаггиоклазового базальта (обр. 555/79 коллекции А.Н. Сухова) К-Аг методом был определен абсолютный возраст 67 млн лет 300–500
4. Толща агломератовых и глыбовых туфо- и лавобрекчий, туфов с линзами и единичными горизонтами (до 50 м) кремнистых туфов. В кремнистом туфе (обр. 810 коллекции В.С. Вишневецкой) определены радиолярии (*Stromyosphaera virens Lipman*, *Orbiculiforma ? tenuisiformis (Campbell and Clark)*, *Theocampe altanontensis (Campbell and Clark)*, *Dictyomitra ex gr. multicostata Zittel*, указывающие, скорее всего, на позднемаастрехтско-датский возраст) 200–250

Сходный разрез описан А.В. Федорчуком в районе лагун Вайминтагин, Вулканическая, Топата и Южная.

Район лагун Вайминтагин–Вулканическая. В береговых обрывах лагун Вайминтагин и Вулканическая в основании разреза залегают следующие отложения (снизу вверх).

1. Толща слоистых серо-зеленых кремнистых туфов, чередующихся с кремнистыми туффитами и среднеобломочными литокристаллокластическими вулканическими туфами серого, зеленого и голубовато-зеленого цвета 100 (видимая)
2. Мощная толща эффузивно-эксплозивного состава. Она сложена потоками массивных пироксеновых базальтов, переходящих в кластолавы и лавобрекчи, а также грубыми туфами и брекчиями эксплозивного характера. Соотношения между эксплозивными и эффузивными породами изменчивы: на южном берегу лагуны Вайминтагин преобладают грубые зеленые туфы, на северном – вулканические брекчи; вдоль побережья бухты Вулканической развиты лавы и лавобрекчи базальтов с отдельными горизонтами кремнистых туфов и туффитов 600–800
3. Толща тонкослоистых туфотерригенных и туфокремнистых пород серо-зеленого цвета песчаной и алевролитовой размерности. В верхних ее частях отмечаются ритмичность флюидного характера, градационная слоистость, иероглифы в подошве отдельных ритмов. Здесь в туфопесчаниках обнаружен *Iloceramus shicotanensis*, который подтверждает маастрехт-датский возраст верхов разреза восточного типа 300–600

Западный тип разреза наиболее полно представлен в бассейнах рек Вильейкин, Ничакваям, Пылговаям. Приведем самые характерные разрезы.

Бассейн р. Ничакваям. Разрез описан И.Р. Кравченко-Бережным, А.В. Федорчуком, А.Н. Суховым.

1. Красная лавовая толща, представленная мелкоподушечными мидалекаменными базальтами с цеолит-карбонатным выполнением мидалитов, пикрит-базальтами, а также автокластическими брекчиями. Последние цементированы красным и розовым цеолит-карбонатным материалом, слагающим также и межподушечное пространство. Для всех пород толщи характерна интенсивная гематитизация. Базальты сходны описанным в основании разреза лагуны Аят. 300–1200 (видимая)

2. Гипсометрически выше по субгоризонтальному надвику залегает черная лавовая толща, в составе которой преобладают афировые сильноминдалекаменные базальты с крупноподушечной отдельностью. С ними тесно связаны гиалокластиты и автокластические брекчи с гиалокластитовой основной массой. Последние часто перемыты и образуют грубослоистые пакки, чередующиеся с тонкообломочным вулканомигматовым материалом. Междоушечное выполнение в базальтах, слагающих верхнюю часть толщи, сложено карбонатно-кремнистым осадочным веществом, из которого были выделены радиоларии (обр. 657 коллекции А.Н. Сухова) (*Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Theocarpomma comys* Foreman, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Histiastrium* cf. *tetractantum* Lipman). Комплекс радиоларий наиболее близок к радиолариевому сообществу, выделенному из средней части ватынской толщи бассейна р. Ватыны и указывает на позднесантонско-раннекампанской возрастной интервал 600

3. В бассейне р. Ничакваям на черной лавовой толще с тектоническим контактом залегает обломочная толща.

Нижняя часть этой толщи, мощностью 1500–1800 м, сложена туфами, туфотерригенными и вулканотерригенными породами – брекчиями, разнообломочными туфами, реже туфопесчаниками, в значительной части образовавшимися за счет перетолжения базальтов. Из туфопесчаника (обр. КБ-Х2 коллекции И.Р. Кравченко-Бережного) были выделены радиоларии *Cromvosphaera vivnensis* Lipman, *Pseudoaulophacus* cf. *floresensis* Pessagno, *Alievium murphyi* Pessagno, *Spongodiscus impressus* Lipman, *Dictyomitra* ex gr. *striata*, *D. densicostata* Pessagno, *D. ? koslovae* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark), *A. enesseffi* Foreman, указывающие на кампанский возраст слоев. В разрезе встречаются многочисленные потоки подушечных мелкопорфировых пироксен-плагноклазовых базальтов, их туфов и гиалокластитов.

Верхняя часть толщи, мощностью 600–1000 м, сложена почти исключительно туфами и туфопесчаниками; лавовые потоки единичны. Из кремнистого туфа (обр. 805 коллекции А.Н. Сухова) нами определены радиоларии маастрихтского облика. В этой толще М.К. Косько собрал позднекампан-маастрихтские иноцерамы *Inoceramus* cf. *shikotanensis* Nagao et Mat., *I. cf. regularis* Orb., *I. ex gr. balticus* Boehm. [Жамойда, 1972].

На участке между низовьями р. Ачайваям и лиманами Тигиль и Амаши в кремнистых алевролитах и алевроитовых туффитах этой толщи (обр. 2468/337, 2468/337 коллекции М.К. Косько) А.И. Жамойда установил условно инетьваямский (маастрихт-даний) комплекс радиоларий. А в верховьях р. Майваям (приток в низовьях р. Ачайваям) К.С. Агеев описал прослой и линзы (до 25 см) песчаников и яшмовидных кремнистых пород, в которых обнаружил совместно с маастрихтскими диатомовыми водорослями остатки радиоларий [Жамойда, 1972].

Севернее, в междуречье Ничакваям–Вильейкин и в бассейне р. Вильейкин (по данным А.В. Федорчука), разрез обломочной толщи характеризуется преобладанием взрывчатых пород. Он сложен главным образом синевато-серыми и зелеными кристаллокластическими туфами пироксенового состава с псевдошаровой отдельностью. Присутствуют также горизонты вулканических бомб и вулканогенно-осадочных брекчий, в небольшом количестве – массивные пироксеновые базальты.

Отмечаются единичные потоки миндалекаменных роговообманковых андезитов и андезито-базальтов. Вверх по разрезу в туфах появляются признаки перемыта в водной среде (окатанность, градиционная слоистость). Здесь был обнаружен *Inoceramus* ex gr. *balticus*, характерный, по определению Г.П. Тереховой, для верхов кампана – маастрихта. Суммарная мощность обломочной толщи в бассейне р. Вильейкин 2100–2800

В бассейне р. Пылговаям (левого притока приустьевой части р. Апуки) разрез западного типа описан по материалам А.В. Федорчука.

1. Лавовая толща, сложенная черными и темно-зелеными мегапорфировыми пиробеновыми титан-авгитовыми базальтами с подушечной отдельностью, с массивной слоистоминдалекаменной текстурой. В подчиненном количестве присутствуют кластоивы, лавобрекчи и грубые литокластические туфы до 200

2. Толща грубого чередования (по 5–10 м) синевато-серых, существенно пироксе-

новых туфов, градиционно-слоистых туфопесчаников, туфобрекчий. В мелкозернистом туфопесчанике (обр. 23а-82 коллекции А.В. Федорчука) встречены радиолярии позднекампанско-маастрихтского облика (многочисленные виды родов *Clathrocyclas*, *Cornutella*, *Dictyomitra* и др.) 300

3. Толща плагифирированных миндалекаменных подушечных базальтов и их туфов. 150-200

4. Грубообломочная толща, сложенная брекчиями и конглобрекчиями с подчиненным количеством пироксеновых туфов и прослоями туфопесчаников 200-500

5. Толща тонкообломочных вулканомиктовых пород ритмичного характера с единичными прослоями мелкопорфировых базальтов и их туфов. В алевролитах многочисленны скелеты радиолярий.

Восточнее, в районе мыса Шлюпочного, известны разрозненные выходы аналогичной обломочной толщи. Они представлены вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими горизонтами вулканогенно-осадочных брекчий и конглобрекчий. Алевролиты содержат радиолярии (обр. 47/82 коллекции А.В. Федорчука) *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Stylosphaera minor* Campbell and Clark, *Amphibrachium* cf. *mucronatum* Lipman, *Theosampe altamontensis* (Campbell and Clark), *Amphipyndax alamedaensis* (Campbell and Clark), также указывающие на маастрихт-датский возраст вмещающих слоев. 300-500

и др.
возможна А.В.

Олюторский полуостров

Для этого района А.В. Федорчук составил единый разрез (снизу вверх) (см. рис. 3). Приведем его описание.

Мощность, м

1. Лавовая толща олюторского вулканического комплекса, сложенная титанавгитовыми базальтами с автобрекчиями и гиадокластитами более 1500

2. Кремнистая толща, представленная массивными грубослоистыми светлыми кремнями, существенно обогащенными вулканомиктовым материалом алевроитовой размерности, с переменным количеством разнообломочных осадочных брекчий и столбчатых базальтов гексагональной отдельности. Здесь из кремней (обр. 75/3 коллекции А.В. Федорчука) определен предположительно позднеэоценово-раннекампанский комплекс радиолярий, включающий *Pseudoaulophacus Profensensis* Pessagno, P. cf. *gallo wayi* White, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, D. *striata* Lipman. 1000-1200

3. Толща подушечных афировых миндалекаменных базальтов с пачками (10-20 м) черных кремнистых туфов. Местами она замещается вулканомиктовыми окремненными песчаниками и алевролитами, осадочными брекчиями с единичными потоками столбчатых базальтов. В туфосилиците (обр. 69-2/81 коллекции А.В. Федорчука) определены радиолярии *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Spongodiscus impressus* Lipman, *Amphibrachium concentricum* Lipman, A. *spongiosum* Lipman, A. *ornatum* Lipman, *Amphipyndax enesseffi* Foreman, A. ? *tylotus* Foreman, A. *stocki* (Campbell and Clark), *Dictyomitra torquata* Foreman, D. ex gr. *multicostata* Zittel, *Lithostrobos punctulatus* Pessagno, *Theosapsomma comys* Foreman, указывающие на кампанский возраст и принадлежащие к позднеевратскому (среднекампанскому или средне-позднекампанскому) радиоляриевому комплексу 500-800

4. По неясному контакту подушечные базальты с яшмовидными кремнистыми породами в межподушечном пространстве, с линзами и прослоями сургучных яшм. На склонах горы Скалистой из яшмы (обр. 47/5 коллекции А.В. Федорчука) выделены и определены радиолярии *Amphipyndax ? enesseffi* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark) var. C., *Dictyomitra regina* (Campbell and Clark), *Clathrocyclas* sp. относящиеся, скорее всего, уже к раннеинетываемскому (позднекампанско-маастрихтскому) радиоляриевому комплексу 30

Пестроцветные кремнистые отложения коньяка — раннего кампанского встречены в бассейне верхнего течения р. Ватыны, по-видимому, на юг Олюторского хребта сменяются преимущественно вулканическими образованиями. По положению в разрезе их, вероятно, можно сопоставлять толщей олюторского вулканического комплекса (см. рис. 3).

Терригенно-кремнистые породы и переслаивающиеся с ними базальты позднего сантона — среднего кампана, изученные нами в разрезах по р. Ничаквайм, в бассейне верхнего течения р. Ватыны и на Олжоторском полуострове, могут быть с некоторой степенью условности сопоставлены. Петрологическая характеристика вулканических комплексов приводится ниже.

Хребет Ширшова

Во время драгировочных работ 29-го рейса нис "Дмитрий Менделеев" меловые породы были подняты 17-й и 18-й драгами с глубин 1460 и 750 м. Они представлены сильно литифицированными кремнистыми породами (обр. 237, 237P, 245). Это кремни серого, серо-зеленого, реже лилового цвета, сложенные (до 50%) скелетами радиолярий и их детритом. Из этих пород выделен комплекс радиолярий кампан-маастрихт-раннепалеоценового возраста. По морфологическому облику это типичный холодноводный комплекс. Здесь наряду с крупными формами присутствует масса мелких и мельчайших представителей одного и того же вида, что свидетельствует о низких темпах растворения, а следовательно, о малой агрессивности вод и низких температурах. Подтверждением этого также является исключительная сохранность очень хрупких ажурных скелетов радиолярий родов *Anthocyrtella*, *Lophophaena* и др., присутствие в кремнях тончайших скелетов диатомей, идеальная сохранность спикул губок. На холодноводность комплекса указывают также морфологические особенности самих радиолярий. Очень высокий процент в породе составляют многосферные спумеллярии (*Cromyosphaera*, *Cromyodruppa* и др.), массивные губчатые дискоидеи; практически отсутствуют иглистые формы. Только редкие формы снабжены короткими массивными иглами или армированы шипами. В комплексе определены *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Prunobrachium sibiricum* (Lipman), *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Phaseliforma* sp., *Stylodictya* sp., *Dictyomitra regina* Campbell and Clark, *Lithocampe? eureka* Foreman, *Theocampe altamontensis* (Campbell and Clark), *T. cf. yaoi* Taketani, *Stichonitira manifesta* Foreman, *S. compsa* Foreman, *S. livermorensis* (Campbell and Clark), *Cornutella californica* Campbell and Clark, *(Anthocyrtella (?) imbata* Koslova, *Theocapsomma* sp., *Lophophaena? sp.*, *(Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark). Комплекс радиолярий хребта Ширшова обнаруживает наибольшее сходство с одновозрастными радиоляриями инетываямского комплекса Олжоторской зоны.

Таксономическое разнообразие радиоляриевого комплекса, а также широкое разнообразие циртоидей среди них, отсутствие разбавляющей терригенной примеси в кремнях (по сравнению с более молодыми кремнистыми породами — трепелами, кремнистыми туфами и диатомитами), исключительная сохранность радиолярий позволяют считать эту ассоциацию радиолярий сформировавшейся в открытом глубоководном бассейне [Богданов др., 1983; Цуканов и др., 1984].

Виды
Dictyomitra? duodecimcostata
Dictyomitra napaeana 5 3 Aug. 76
Neosciadocopa jencinsi
Cyrtocarpis crassitesta
Sethocarpis ambiguus
Oboluciforma quadrata Pcs. 73
Cromyosprupa concentrica
Spongodacus cf. multus
Prunobrachium crassum
Prunobrachium kennetti Pcs. 75 lada
Amphibrachium ex. gr. ornatum
Archaeodictyomitra squinaboli Pcs. 78
Archaeodictyomitra lamellicostata
Thecaopomma aff. amphora Chm., cl., 1991
Amphipondax stocki var. A
Dictyomitra striata Lf. var. 74
Cromyomma nodosa
Pseudoulophacus colburni 2 2 Pcs. 74
Pseudoulophacus floresensis Pcs. 76
Pseudoulophacus galloisyi
Pseudoulophacus lenticulatus
Amphibrachium spongiosum
Hexastylus? microporus
Tesseratrum aff. quadratum
Rhopalistrum trigonale
Patulibrecchium sp. A
Histiatrum cf. aster
Histiatrum tetracantum
Phaeoliforma megaloceras 2 Pcs. 75, 75
Oboluciforma campbellensis Pcs. 76
Oboluciforma sacromentensis 36 Pcs. 76
Prunobrachium suecilandensis Pcs. 76
Prunobrachium longum
Prunobrachium ex. gr. sibiricum
Spongoporum aff. articulatum Pcs. 73
Archaeospongoporum andersoni
Microcalpis uralicus
Cyrtocarpis? urceolus

[Foreman, 1975; Moore, 1973] зоны альб-коньяка Индийского океана [Sanfilippo, Riedel, 1973], альб-туруна Кавказа [Алиев, 1965], сеномана Атлантики [Козлова, 1975; Pessagno, 1969], Румынских Карпат [Dumitrică, 1970, 1975], альб-туруна Калифорнии [Pessagno, 1976] (табл. 5). Близкий комплекс мы обнаружили в отложениях альб-туруна северной части Корякского нагорья (коллекция С.Д. Соколова, А.Н. Чехова, С.Г. Бялобжецкого и др., а также в блоках меланжа хребта Кумроч Камчатки (табл. 6), п-ва Озерного Камчатки и о-ва Карагинского [Зинкевич и др., 1983].

Следующий, коньяк-раннесантонский комплекс радиолярий (см. табл. 4) встречен в туфокремнистых отложениях из нижней части ватынской толщи бассейна р. Ватыны, в основании разрезов района лагуны Аят. Этот комплекс также распространен на Камчатке [Разницин и др., 1982].

Специфика коньяк-раннесантонского комплекса заключается в повсеместном появлении примитивных форм рода амфииндакс (*A. stocki* var. A). Как правило, это 4–5-сегментные раковины конической (а не веретеновидной) формы, с соотношением ширины к длине 1:2, с неотчетливо выраженной наружной сегментацией и слабо отшнурованным цефалисом. Для комплекса характерны дальнейший расцвет циртид, особенно струйчатых диктиомитр (*D. striata*, *D. paraensis*), вспышка орбикулиформид (*O. vascoensis*) и многосферных скелетов (*Cromyosphaera*), что, вероятно, или находится в прямой зависимости от гидрологического режима обстановки осадконакопления, или является следствием среды обитания (холод-

Таблица 4 (окончание)

Возраст	Индекс зонального комплекса	Виды	
		Виды	Виды
		Dictyonitris koslovei	
		Dictyonitris densacostata - St. Pes., 76.	
		Dictyonitris torquata	
		Amphipyndax stocki var. B	Pes., 76, 77
		Amphipyndax eneseffi	Pes., 68.
		Thaenocarpomys comys	Fer., 68.
		Crucella eparctosensis	Pes., 76.
		Phaeleiforma subcarinata	
		Alievimium murphyi	Pes., 76.
		Spongodiacus impressus	
		Spongosturmalis? yuoi	
		Spongosturmalis? huseyi	Pes., 76
		Amphipyndax plovicus	Fer., 68
		Amphipyndax? pygodes	
		Lithostrobilus punctulatus	
		Lithostrobilus rostovzevi	
		Lithostrobilus zhamoidai	
		Prastitrophaera pusilla	
		Patulibracchium lawsoni	Pes., 76.
		Stichomitris manifesta	
		Stichomitris asymbatos	Fer., 68
		Amphipyndax tylotus	
		Amphipyndax stocki var. C	
		Dictyonitris andersoni	Fer., 68
		Dictyonitris crassispina	Fer., 68
		Conurella californica var. A	

новодность, возможно, загрязненность и агрессивность вод). В качестве зонального вида предложен *Archaeospongoprunum bipartitum*, имеющий распространение только в пределах описанного комплекса. Совместно с радиолариями встречены планктонные фораминиферы сантонского облика. Коньяк-раннесантонский радиолариевый комплекс Олюторской зоны близок к коньяк-сантонскому комплексу *Patellula planiconvexa* - *Artostrobium urpa* Японии [Nakaseko, Nishimura, 1981]. Он также хорошо сопоставим с ассоциациями радиоларий, описанными Ю. Такетани [Taketani, 1982] в пределах зон *Archaeospongoprunum triplum*, *Orbiculiforma quadrata*.

Комплекс обнаруживает сходство с богатейшим по разнообразию форм и видов калифорнийским из верхнесенонских глинистых сланцев в окрестностях г. Тесла в Калифорнии; особенно большое сходство выявляется при сравнении комплекса с радиолариевыми сообществами из зоны коньяк-Калифорнии, выделенной Е. Пессаньо [Pessagno, 1976, 1977], и зоны коньяк-сантона Японии [Nakaseko et al., 1979]. В то же время в комплексе обильно представлены виды, описанные Р.Х. Липман [1959], Г.Э. Козлово и А.Н. Горбовец [1966] из турон-кампа Тургайского прогиба Западной Сибири. По родовому составу комплекс сравним с ватынским.

Третий комплекс, позднесантонско-раннекампанский (см. табл. 4), обнаружен в терригенно-кременистых образованиях, слагающих среднюю часть ватынской толщи. Он также был встречен в низах разреза Олюторской

Таблица 5. Корреляция зональных комплексов радиолярий

Индийский океан [Sanfilippo, Riedel, 1973]		Атлантический и Тихий океаны [Foreman, 1978]		Калифорния [Pessagno, 1976]	
Возраст	Зона	Возраст	Зона	Возраст	Зона
Приближенно маастрихт	T. comys group	Маастрихт	A. tylotus	Маастрихт	O. renilla eformis
Приближенно кампан	A. enesseffi	Ранний маастрихт – поздний кампан		Кампан	
Приближенно кампан– коньяк	A. urna	Кампан	A. enesseffi		Сантон Коньяк
Приближенно коньяк–альб		Турон – поздний альб	D. somphe- dia	Турон	
			Сенومان		R. hessi
					A. tehamae- sis
			Альб		P. foremanae K. zingulai

комплексе наряду с уже существующими видами появляется ряд новых. Комплекс отличается особым видовым разнообразием всех родов. Впервые появляются тонкостенные ажурные скелеты. Именно этот комплекс, по-видимому, был описан Л.И. Казинцовой [1979] как ильпинский. Возраст его подтверждается находками *Inoceramus schmidti*.

Позднекампанско-раннемаастрихтский радиоляриевый комплекс (см табл. 4) был обнаружен нами в верхней части разреза р. Ватчины, на восточном склоне Олюторского хребта (бассейн р. Мачевны), в верхах разреза Олюторского полуострова. Комплекс резко отличается расцветом радиолярий "парашютов" (*Clathrocyclus*, *Cinclopyramis*, *Bathropyramis*, *Cornutella*), обилием видов амфипиндацид, большим разнообразием много- и сегментных циртид (*Dictyomitra andersoni*, *D. crassispina*, *Stichomitus livermorensis*, *Theosampe uoai* и др.). В качестве зонального вида предложены *Clathrocyclus diceros*.

Этот богатый комплекс радиолярий принадлежит к комплексу, выде-

Беринговоморского региона с радиоляриевыми зонами других регионов

Беринговоморский регион СССР		Япония [Nakaseko et al., 1979; Taketani, 1982]			
Возраст	Зона	Возраст	Зона	Возраст	Зона
Данный – поздний маастрихт	<i>B. sanjoaqui - nensis</i>				
Ранний маастрихт – поздний кампан	<i>C. diceros</i>				
Средний кампан	<i>A. enesseffi</i>				
Ранний кампан – поздний сантон	<i>A. floresensis</i>	Кампан	<i>S. ?hokkai - densis</i>		
Ранний сантон – коньяк	<i>A. bipartitum</i>	Сантон	<i>O. quadrata</i>	Сантон – коньяк	<i>P. planoconvexa</i> <i>A. urta</i>
		Коньяк	<i>A. triplum</i> <i>S. fossilis</i>		
Турон – альб	<i>P. pseudomac - rocephala</i>	Турон – поздний сеноман	<i>D. formosa</i>	Турон – поздний альб	<i>H. barbui –</i> <i>H. geysereensis</i>
			<i>E. spinosum</i>		
		Ранний сеноман – поздний альб	<i>D. euganea - l. elegantis - sima</i> <i>H. barbui –</i> <i>T. conica</i>		

ленному А.И. Жамойдой [1972] под названием инетываямского и дополненному новыми определениями Л.И. Казинцовой [1979]. Он хорошо коррелируется с позднемаастрихтским радиоляриевым комплексом Калифорнии и бассейна Карибского моря, описанным Е. Форман [Foreman, 1968]. В бассейне р. Ачайваям скелеты радиолярий найдены совместно с панцирями маастрихтских диатомовых водорослей *Coscinodiscus morenensis*, *C. cf. cteingi*, *Stephanopyxis turris*, *St. grunowii*, *Biddulphia cf. primordialis*, *Triceratium deciusi*, *Hemiaulus polymorphus*, *Puxilla speciosa* и др. и силикофлагеллят *Lyramula furcula*, *Vallacerta hortonu*, *Micrampula parvula*, близких к таковым формации Морено в Калифорнии.

Позднекампанско-раннемаастрихтский комплекс с *Clathrocyclas diceros* обнаружен в отложениях Валагинского хребта Камчатки (по коллекционным материалам Ю.Н. Разницина, Н.В. Цуканова – ГИН АН СССР и З.Г. Бадрединова – ДВГИ ДВНЦ АН СССР).

Позднемаастрихтско-раннепалеоценовый комплекс (см. табл. 4) обнару-

Таблица 6

Корреляция вулканогенно-кремнистых толщ позднего мела Беринговоморского региона СССР по комплексам радиолярий

Районы Берингово-морского региона	Альб-турон	Коньяк-ранний сантон	Поздний сантон-ранний кампан	Средний кампан	Поздний кампан-ранний маастрихт	Поздний маастрихт-дней
	Комплексы радиолярий					
	гытгынский	Ранне-ватынский	средне-ватынский	поздне-ватынский	Ранне-инетываямский	Поздне-инетываямский
Север Корякского нагорья	+	+	+	+	+	+
Юг Корякского нагорья, Олюторская зона	+	+	+	+	+	+
Хребт Ширшова					+	+
О-в Карагинский	+				+	
Камчатка, п-ов Озерной	+					
Камчатка, хребт Кумроч	+			+	+	+
Камчатка, п-ов Кроноцкий		+	+			+
Камчатка, хребт Валагинский			+	+	+	
Камчатка, хребт Срединный				+	+	

жен в туфах из верхов разреза бухты Павла, западного и восточного склонов Олюторского хребта и в кремнях, драгированных из хребта Ширшова — подводного продолжения Олюторского хребта. Комплекс также широко распространен на Камчатке [Вишневская, 1985а]. Спецификой комплекса являются ярко выраженные крупнопористость, решетчатость и ажурность скелетов и преобладание мелких форм. В качестве зонального предложен характерный вид этого комплекса *Bathropyramis sanjoaquinensis*.

Комплекс включает виды, близкие к видам радиоляриевых комплексов позднего кампана — маастрихта Калифорнии [Campbell, Clark, 1944], маастрихта осадков Атлантического океана [Petrushevskaya, Koslova, 1972], позднего маастрихта — раннего палеоцена (дания) отложений Тихого океана [Dumitrica, 1972], и рассматривается нами как позднемаастрихтско-датский. В биоценозе с радиоляриями присутствуют многочисленные диатомы, силикофлагелляты. А в приустьевом участке р. Инетываям, левого притока р. Вывенки, инетываямский радиоляриевый комплекс заключен между слоями, содержащими остатки маастрихтского *Inoceramium*

shikotanensis [Жамойда, 1972] и датские фораминиферы из рода *Rzehakina* [Серова, 1966].

Итак, по комплексам радиолярий представляется возможным определять возраст вулканогенно-кремнистых образований мела с точностью до двух смежных ярусов и проводить стратиграфическую корреляцию полифациальных вмещающих толщ. Несомненно, что наличие в ориктоценозе с радиоляриями многочисленных планктонных фораминифер, встречаемых по всему разрезу ватынской серии, и диатомей в верхах разреза указывает на возможность создания зональной шкалы для глубоководных вулканогенно-кремнистых и карбонатно-кремнистых толщ мела по радиоляриям, фораминиферам и диатомеям.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАДИОЛЯРИЕСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Все радиоляриесодержащие породы существенно кремнистые. Среди них могут быть выделены три основных типа — яшмы, кремни, туфосилициты, переходные разности между которыми дают широкий спектр разнообразных кремнистых пород.

Альб-туронские яшмы и кремни кварц-халцедоновые, преимущественно биоморфные, радиоляриевые. Часто содержат примесь карбонатного материала, представленного как планктоногенным компонентом — фораминиферами, так и турбидитным — битой ракушкой иноцерамов. Фораминиферы рассеяны во всей кремнистой породе равномерно. Призматические слои иноцерамов всегда образуют самостоятельные прослои. Накопление альб-туронских яшм и кремней происходило, скорее всего, на краю абиссальной равнины.

Коньяк-среднекампанские туфосилициты Олюторской зоны по вещественному составу халцедоновые, кристобалит-халцедоновые, местами до кварц-халцедоновых. Кремневые минералы развиваются по биогенным кремнистым остаткам (радиоляриям, спикулам) со значительной примесью алевропесчаной пирокластики и пелита. Радиолярии составляют до 30–50%. Грубая кластика (1–5%) представлена кварцем, зональным плагиоклазом, пироксеном, реже хлоритом, эпидот-цоизитом, калиевым полевым шпатом, гранатом. Пелитовая примесь глинисто-кремнистая и составляет 45–50%. Глинистая составляющая хлоритовая. Ей часто сопутствуют микрозернистые эпидот и цоизит. Кремнистая масса сложена обезличенным биогенным детритом или абиоморфная. Местами она, по-видимому, представляет собой кислый вулканогенный детрит. Радиолярии часто замещены хлоритом, лучистым эпидот-цоизитом. Описанные кремнистые породы всегда микролоистые. Местами эти туфосилициты переходят в туффитовые яшмы, обогащенные радиоляриями (на 50–70% состоят из скелетов радиолярий). Вероятно, коньяк-кампанские туфосилициты Олюторской зоны представляют собой отложения донных (стоковых) течений.

Туффитовые яшмы и кремнистые туфы позднего кампана — раннего галеоцена побережья Олюторской зоны (Аят, Олюторский полуостров) по составу кварц-халцедон-кристобалитовые. Они содержат до 40–90% радиолярий и, как правило, обогащены тонким вулканогенным витрокристаллопластическим материалом.

Позднемеловые (кампан—маастрихт) — раннепалеоценовые кремни хреб-

та Ширшова (западный склон), драгированные нис "Дмитрий Менделеев", микрозернистые кварц-халцедоновые, халцедоновые или кристобалит-халцедоновые. Цельные скелеты радиолярий (средние размеры от 0,01 до 0,05 мм) составляют не более 25% пород, они выполнены сферолитами кварц-халцедона или микрозернистым кремневым веществом. Видимый органический детрит кремнистый (обломки радиолярий, спикулы кремневых губок, диатомей?, см. табл. XVI, 3-6), составляет также не более 25% породы. Он сложен волокнистым халцедоном или волнистым кварцем халцедоновой природы, реже микрозернистым кварц-халцедоном.

Остальная основная масса представлена очень тонкокristаллическим, часто микрозернистым кремнистым или глинисто-кремнистым веществом (кварц-халцедон, хлорит, возможно, хлорит-монтмориллонит, развившиеся по вулканогенному материалу). В основной массе встречены редкие угловатые обломки кварца, плагиоклаза, хлорита, темноцветных минералов (роговая обманка, пироксен) размером до 0,01 мм, в сумме составляющие не более 5%, рассеянный микрозернистый эпидот-цоизитовый агрегат. Слоистость в этих кремнях не выражена. Кластический материал рассеян или сгруппирован в виде микролинз. Границы, отделяющие такие линзовидные микрослои, всегда одинаково четкие с двух сторон (снизу и сверху). Условия осадконакопления кремней хребта Ширшова были, скорее всего, преимущественно спокойно-водными. На это же указывает исключительная сохранность очень хрупких ажурных скелетов радиолярий (*Anthocyrtella*), тончайшая структура скелетов диатомей. Во всех кремнистых породах присутствуют прямые спикулы кремневых губок, фигурные спикулы намы не были встречены.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ РАДИОЛЯРИЙ

Изучение радиолярий из плотных кремнистых пород производилось путем химического травления плавиковой кислотой. Концентрация кислоты и время травления подбирались опытным путем. В процессе работы использовались методики, предложенные П. Думитриком [Dumitrica, 1970] Е. Пессаньо [Pessagno, Newport, 1972], Б.Б. Назаровым и Д.И. Витухиным [1981].

Отбор радиолярий из воды производился с помощью кисточки, и сухого осадка — стальной иглой.

Съемка радиолярий велась под сканирующим электронным микроскопом в ИЛСАНе В.В. Бернардом, которому авторы выносят искреннюю благодарность. Монтирование радиолярий на столик выполнено с помощью эпоксидной смолы, графита или сахарного сиропа.

ОПИСАНИЕ РУКОВОДЯЩИХ ВИДОВ РАДИОЛЯРИЙ

Здесь приводится описание видов меловых радиолярий Олюторской зоны, которые являются руководящими не только для данного района, но и для всего Берингоморского региона. Практически все приведенные виды в отечественной литературе описываются нами впервые.

При описании использована терминология, предложенная М.Г. Петрушевой [1981].

На табл. IV, 1–6; VI, 6; VII, 4–5; IX, 4–5; XI, 3; XIII, 1,2,4; XIV, 1,3; XV, 1,2,4 приведены спорные роды и виды, которые в тексте не описаны.

РАДИОЛЯРИИ

О Т Р Я Д SPUMELLARIA EHRENBERG, 1875

С Е М Е Й С Т В О LIOSPHAERIDAE HAECKEL, 1881, EMEND. REGNY, 1881

ПОДСЕМЕЙСТВО CROMYOSPHAERINAE HAECKEL, 1881

Р о д *Cromyosphaera* Haeckel, 1881

Cromyosphaera vivenkensis Lipman

Табл. I, 1–6

Rhodosphaera sp. nov.: Хабаков, 1932, с. 692, табл. 1, фиг. 1

Cromyosphaera vivenkensis Lipman: Липман, 1967, с. 92–93, табл. 1, фиг. 1–9; табл. 2, фиг. 1–4; Жамойда, 1972, с. 103–104, табл. 14, фиг. 1; табл. 15, фиг. 2,3; табл. 17, фиг. 7–9; табл. 19, фиг. 2а, 2б

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132-1; поздний мел; Берингоморский регион СССР, р. Ватына.

Д и а г н о з. Скелет сферический пористый, состоит из четырех сферических концентрических оболочек, соединенных между собой радиальными стержнями. Соотношение диаметров оболочек, если диаметр первой внутренней (центральной) сферы принять за единицу, следующее: $d_1 = 1, d_2 = 2-2,5, d_3 = 4-6, d_4 = 10-11$. Третья и четвертая оболочки соединены многочисленными перемычками или сближены и образуют одну толстую (в 3–4 раза толще внутренних) наружную оболочку. Поверхность наружной оболочки имеет многочисленные шипы или короткие толстые иглы, выступающие над местами соединения оболочек, — продолжение радиальных перекладин. Поры двух внутренних оболочек равновеликие, округло-

шестиугольные, с межпоровыми рамками. Толщина межпоровых перегородок равняется $1/2 - 2/3$ диаметра пор. Стержни в местах присоединения к третьей оболочке часто разветвленные. Поры третьей оболочки, как правило, круглые или шестиугольно-округлые, неравновеликие. Расположение их не шахматное, как у предыдущих оболочек, а произвольное, по 6–8 вокруг одной поры. На внешней оболочке поры также располагаются как в шахматном порядке — округло-шестиугольные, так и в произвольном — круглые. Но как правило, они окаймлены высокими (часто в виде шипов или зубчиков) межпоровыми рамками. На второй внутренней оболочке насчитывается 6 рядов пор на полуокружности, а на внешней сфере до 16; на третьей внутренней 14.

Размеры. Диаметр второй внутренней оболочки 0,05 мм, третьей оболочки 0,1–0,15 мм, сферы 0,2–0,25 мм; толщина второй оболочки 0,003–0,01 мм, наружной оболочки 0,01–0,03 мм.

Сравнение. Изменчивы размеры сферы, расположение и форма пор. Не всегда обнаруживается первая внутренняя сфера.

Замечания. Толщина оболочек постепенно возрастает от первой и четвертой наружной сферы.

Возраст и распространение. Поздний мел — эоцен Корякского нагорья, хребта Ширшова, Камчатки.

Материал. Сотни экземпляров.

СЕМЕЙСТВО ACTINOMMIDAE HAECKEL, 1862, EMEND. RIEDEL, 1967

Род *Stylosphaera* Ehrenberg, 1847

Stylosphaera goruna Sanfilippo and Riedel

Табл. II, 1–2

Stylosphaera goruna Sanfilippo and Riedel: Sanfilippo, Riedel, 1975, p. 521, pl. 1, figs 20–22; pl. 25, figs. 9,10

Оригиналы. ИЛСАН, экз. 713-2 и 237р-2; поздний маастрихт — дакий; Олюторский район, р. Аят, хребет Ширшова, Беринговоморский регион СССР.

Диагноз. Кортикальная оболочка эллипсоидная, с розетковидными округло-шестиугольными неравновеликими порами. С двух полярных концов от кортикальной оболочки отходят по одному большому (центральному) и 3–4 коротким (второстепенным) лучам в виде граненых игл, сходящихся к концам на конус. Медуллярная оболочка маленькая, сферическая, соединена с кортикальной посредством перекладин.

Размеры. Диаметр кортикальной оболочки 0,073 мм, медуллярной 0,025 мм; длина полярных игл 0,040 мм, второстепенных боковые 0,020 мм.

Сравнение. Близка к голотипу по всем параметрам.

Возраст и распространение. Палеоцен Мексиканского залива; кампан — палеоцен Беринговоморского региона СССР.

Материал. Четыре экземпляра.

Р о д *Praestylosphaera* Empson-Morin, 1981
Praestylosphaera pusilla (Campbell and Clark)

Табл. II, 3

Stylosphaera (*Stylosphaerella*) *pusilla* Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 5, pl. 1, figs. 2, 4, 5
Stylosphaera pusilla Campbell and Clark: Renz, 1974, p. 798, pl. 9, fig. 20
Ellipsoxiphus pusilla (Campbell and Clark): Foreman, 1978, p. 743, figs. 9, 10, 17
Praestylosphaera sp. aff. *P. pusilla* (Campbell and Clark): Empson-Morin, 1981, p. 262, pl. 4, fig. 6

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 60-2; средний кампан; Олюторский полуостров, Беринговоморский регион СССР.

Д и а г н о з. Раковина сферическая, с неравными длинными полярными иглами. Кортикальная оболочка имеет округло-шестиугольные поры (10–12 пор на полуокружности), окаймленные межпоровыми рамками. Медуллярная оболочка сохраняется не всегда.

Р а з м е р ы. Диаметр кортикальной оболочки 0,090 мм, медуллярной 0,020–0,035 мм; длина игл 0,130 и 0,100 мм соответственно.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан—маастрихт п-ова Калифорния, Тихого океана, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Несколько десятков экземпляров.

С Е М Е Й С Т В О *ORBICULIFORMIDAE* PESSAGNO, 1973

Р о д *Orbiculiforma* Pessagno, 1973

Orbiculiforma quadrata Pessagno

Табл. II, 4

Orbiculiforma quadrata: Pessagno, 1973, p. 73–74, pl. 16, figs. 1–4; pl. 18, fig. 3; Pessagno, 1976, p. 35, pl. 6, figs. 10–11; Taketani, 1982, p. 50, pl. 10, figs. 5, 6

О р и г и н а л ы. ИЛСАН, экз. 172 и 132; коньяк — ранний кампан; Олюторский хребет.

Д и а г н о з. Раковина в виде субквадратного диска с закругленными краями. По периферии диска в углах квадрата расположено по одной короткой игле. Центральная часть раковины вогнута. Структура раковины пористо-губчатая. Размер пор в центральной части диска постепенно уменьшается. Иглы массивные, к концам заострены и слегка закруглены.

Р а з м е р. Средний диаметр диска 0,350–0,600 мм, его максимальная высота 0,080–0,120 мм; диаметр вогнутой части диска 0,150–0,185 мм; средний размер пор 0,005–0,015 мм; максимальная длина игл 0,035–0,050 мм, ширина 0,040–0,065 мм.

С р а в н е н и е. От вида, описанного Е. Пессаньо [Pessagno, 1973], отличается только большими размерами раковины, от видов, распространенных в коньяк-кампане Русской платформы и Западно-Сибирской низменности, — большей пористостью раковины.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк—кампан Калифорнии, Японии, центральных районов и Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Десятки экземпляров.

Род *Phaseliforma* Pessagno, 1972*Phaseliforma subcarinata* Pessagno

Табл. II, 5

Phaseliforma subcarinata Pessagno: Pessagno, 1975, p. 1015, pl. 1, fig. 1.

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 172–13; поздний сантон – ранний кампан; Коряжское нагорье.

Д и а г н о з. Раковина субцилиндрически-эллипсоидная, губчато-пористая, поверхность ее гладкая, иглы или выросты отсутствуют. Поры на внешней поверхности раковины равновеликие, распределены равномерно. Внутри раковина губчатая, к центру ее внутренняя часть имеет более плотное строение за счет уменьшения размера пор.

Р а з м е р. Средний диаметр раковины по длинной оси 0,525–0,535 мм, по короткой оси – 0,325–0,335 мм; средний размер пор 0,01 мм.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан Беринговоморского региона СССР, п-ова Калифорния, Тихого океана.

М а т е р и а л. Несколько десятков экземпляров.

НАДСЕМЕЙСТВО SPONGODISCACEA HAECKEL, 1881,
EMEND. PESSAGNO, 1971, 1977

СЕМЕЙСТВО PSEUDOAULOPHACIDAE RIEDEL, 1967

Род *Patellula* Kozlova, 1972, emend. Empson-Morin, 1981*Patellula planoconvexa* (Pessagno)

Табл. II, 6

Stylospongia planoconvexa: Pessagno, 1963, p. 199, pl. 3, figs. 4–6; pl. 6, fig. 1.

Patellula planoconvexa (Pessagno): Petrushevskaya, Kozlova, 1972, p. 527, pl. 3, fig. 13
Nakaseko et al., 1979, pl. 8, fig. 1; Okamura et al., 1984, pl. 16, fig. 3.

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132-4; коньяк–сантон; юг Коряжского нагорья, Олюторский район, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина дисковидная, плоско-выпуклая, с одной стороны уплощенная, а с другой выпуклая с толюсом (полусферической приподнятостью) в центральной части. Толюс крупнопористый, но без псевдоаулофковой структуры. По краю толюса поры субчетырёхугольные, в центральной части псевдотреугольные. Внутренняя структура раковины губчатая. Периферическая часть раковины килевидная, снабжена короткими шероховатыми выступами.

Р а з м е р ы. Диаметр диска 0,04 мм, толщина 0,15 мм; диаметр толюса 0,2 мм, высота 0,09 мм; ширина пор 0,01–0,02 мм.

З а м е ч а н и я. Переход от самой раковины к толюсу очень плавный. Выделяется толюс более крупными порами.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан Пуэрто-Рико, ранний кампан Атлантики, коньяк–кампан Японии, коньяк–ранний кампан юг Коряжского нагорья.

М а т е р и а л. Два экземпляра.

Р о д *Pseudoaulophacus* Pessagno, 1963,
emend. Pessagno, 1972

Pseudoaulophacus floresensis Pessagno

Табл. III, 3

Pseudoaulophacus floresensis Pessagno, 1963, p. 200, pl. 2, figs. 2, 5; pl. 4, fig. 6; pl. 7, figs. 1–5; Pessagno, 1972, pp. 304, 306, pl. 26, fig. 6; pl. 28, figs. 4–6; pl. 29, figs. 1–2; pl. 31, fig. 1; Foreman, 1971, p. 1675, pl. 2, fig. 6; Moore, 1973, p. 824; pl. 12, figs. 2, 3; Pessagno, 1976, p. 28, pl. 9, fig. 6; Okamura, 1980, pl. 23, fig. 3; Nakaseko et Nishimura, 1981, p. 158, pl. 2, fig. 4; Kling, 1981, p. 548, pl. 1, fig. 11; Matsuyama et al., 1982, pl. 3, fig. 3.

Pseudoaulophacus cf. *floresensis* Pessagno: Taketani, 1982, p. 51, pl. 2, fig. 7, a, b; pl. 10, figs. 9, 10.

Pseudoaulophacus floresensis Pessagno: Yamauchi, 1982, pl. 3, fig. 4; Mizutani et al., 1982, p. 60, pl. 8, fig. 2; Okamura et al., 1984, p. 100, pl. 15, fig. 8

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 172-2; поздний сантон—ранний кампан; Корякское нагорье, Олоторский район, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина в виде диска, выпуклого с двух сторон. В центральной части полусферическая выпуклость выступает над поверхностью диска, за счет чего образует толюс. Периферический край как бы оттянут в виде кила. В экваториальной плоскости раковина субтреугольная, несет три короткие массивные иглы, расположенные под углом 120° друг к другу. Структура раковины пористая, псевдоаулофактовая. Между двумя иглами на периферии диска располагается 14–16 пор.

Р а з м е р ы. Диаметр диска 0,2 мм, толюса 0,08 мм; толщина диска 0,06–0,07 мм; длина игл 0,01–0,05 мм, ширина 0,02–0,03 мм.

С р а в н е н и е. От голотипа [Pessagno, 1963] практически не отличен. Могут слабо варьировать лишь диаметр диска и его толщина. От видов, описанных из Калифорнии, отличается короткими массивными иглами.

З а м е ч а н и я. Как правило, между килем и толюсом насчитывается три ряда пор. Псевдоаулофактовая структура более отчетлива на толюсе, где она представлена шестигранными узлами, которые посредством тонких перекладин соединены друг с другом. Шестигранники на толюсе (0,015 мм) несколько больше размером, чем на самом диске (0,010 мм). Внутренняя структура раковины также пористая, псевдоаулофактовая.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний мел, массовое появление — сантон—кампан Пуэрто-Рико, Калифорнии, Тихого океана, Северо-Востока СССР, Камчатки, Сахалина.

М а т е р и а л. Более десяти экземпляров.

Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno

Табл. III, 1, 2

Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno: Pessagno, 1972, p. 309–310, pl. 27, figs. 2–6; Pessagno, 1976, p. 28, pl. 5, fig. 11; Okamura et al., 1984, p. 100, pl. 15, fig. 9

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132-5; коньяк—сантон; Корякское нагорье, Олоторский район, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина в виде субтреугольного диска, выпуклого с двух сторон. В центральной части выпуклость в форме полусферы (толюс составляет 0,5 диаметра) резко выступает над поверхностью диска. Перифери-

ческий край в виде закругленного кия. Раковина в экваториальной плоскости имеет три иглы, расположенные под углом 120° , между иглами насчитывается 15 пор. Иглы гладкие, округлые, массивные, но более длинные, чем у *P. floresensis*, к концам иглы заострены. Иногда иглы прослеживаются в виде приподнятости в теле раковины вплоть до толюса. Структура раковины пористая, толюса — отчетливо псевдоаулофаковая.

Размеры. Диаметр диска 0,20–0,25 мм, толюса 0,08–0,1 мм; толщина диска 0,05–0,08 мм; длина игл 0,05–0,15 мм, ширина 0,02 мм.

Сравнение. В отличие от *P. floresensis* структура раковины неравномернопористая.

Возраст и распространение. Турон—коньяк (реже до кампана) Калифорнии США, сантон—кампан Японии, турон—сантон Берингово-морского региона СССР.

Материал. Несколько экземпляров.

Pseudoaulophacus venadoensis Pessagno

Табл. III, 4

Pseudoaulophacus venadoensis Pessagno: Pessagno, 1972, p. 311–312, pl. 28, figs. 1–3; Pessagno, 1976, p. 29, pl. 5, fig. 12.

Оригинал. ИЛСАН, экз. 132-6; коньяк—сантон; Коряжское нагорье, Олоторский район, р. Ватына.

Диагноз. Раковина в виде диска, плавно выпуклого с двух сторон. Толюс слабовыпуклый. Периферический край килеватый, фестончатый. В экваториальной плоскости раковина субтреугольная, имеет три иглы, расположенные строго под углом 120° друг к другу. Иглы короткие, массивные. Между иглами по краю диска находится 12 пор. Структура раковины равнопористая, псевдоаулофаковая, на толюсе поры, как и у других видов, более крупные.

Размеры. Диаметр диска 0,1–0,15 мм, толюса 0,03–0,05 мм; толщина диска 0,05 мм; длина игл 0,01–0,03 мм, ширина 0,01–0,02 мм.

Сравнение. Очень близок к видам, описанным Е. Пессаньо [Pessagno, 1972] из коньяка Калифорнии.

Замечания. Толюс очень слабо выступает над поверхностью диска, выделяется он только более крупными шестигранными псевдоаулофаковыми узлами. Переход от толюса к самой раковине очень постепенный, отличие от видов *P. praefloresensis* и *P. floresensis*.

Возраст и распространение. Поздний мел (коньяк—сантон) Калифорнии, юга Коряжского нагорья.

Материал. Четыре экземпляра.

СЕМЕЙСТВО SPONGURIDAE HAECKEL, 1887

Род *Archaeospongoprimum* Pessagno, 1973

Archaeospongoprimum bipartitum Pessagno

Табл. III, 5, 6

Archaeospongoprimum bipartitum Pessagno: Pessagno, 1973, p. 59–60, pl. 11, figs. 4–6; Pessagno, 1976, p. 33, pl. 6, fig. 3; Taketani, 1982, p. 48, pl. 2, fig. 1, a, b; pl. 9, fig. 8; Okamura et al., 1984, p. 98, pl. 15, figs. 2, 3.

Оригинал. ИЛСАН, экз. 132-7; коньяк — ранний сантон; юг Коряжского нагорья, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина в виде эллипсоидного цилиндра, состоящего как бы из двух долей, слабо отделенных друг от друга седловиной — поясным углублением, занимающим срединное положение. Полярные концы снабжены длинными иглами с бороздками в месте присоединения к раковине. Поры крупные, шестиугольные, внутри раковина губчатая.

Р а з м е р. Длина раковины без игл 165—180 мкм; ширина раковины: максимальная 130—150 мкм, минимальная 100—120 мкм; длина игл соответственно 180 и 140 мкм, ширина 30 и 25 мкм.

С р а в н е н и е. В отличие от вида, описанного Е. Пессаньо [Pessagno, 1973], поры на внешней поверхности не трех-пятиугольные, а шестиугольные, иглы длиннее.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк—сантон Калифорнии, Японии, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Несколько экземпляров.

Р о д Spongurus Haeckel, 1862

Spongurus mollis Vishnevskaya

Табл. III, 7

Spongurus mollis Vishnevskaya: Vishnevskaya, 1986, pl. 3, fig. 1.

Н а з в а н и е. Наименование вида происходит от латинского прилагательного *mollis* — нежный.

Г о л о т и п. 237-3; поздний маастрихт—палеоцен; хребет Ширшова, Беринговоморский регион СССР.

О п и с а н и е. Скелет губчатый, эллипсоидально-цилиндрический, веретеновидный, длина больше ширины в 2,5 раза. Центральная часть несколько утолщена. Раковина состоит как бы из трех долей, отделенных одна от другой едва заметным пережимом. В полярной области раковина имеет две короткие иглы (апикальную и вертикальную?). Пилом сужен, без иглы. Поры мелкие, преимущественно гексагональные. Внутренняя структура раковины губчатая.

Р а з м е р ы. Длина раковины 200—250 мкм, ширина в центральной части 100—130 мкм, в области пережима 80—90 мкм, краевых долей 70—80 мкм.

И з м е н ч и в о с т ь. Размеры скелета могут варьировать.

С р а в н е н и е. От других видов рода *Spongurus* отличается почти субцилиндрической формой раковины. Сходная форма приведена в работе К. Накасеко с соавторами [Nakaseko et al., 1979], в таблице из позднего мела Японии, как *Spongurus sp.*

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан — ранний палеоцен Японии, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Три экземпляра.

Р о д *Amphipyndax* Foreman, 1966

Радиоляриевый род *Amphipyndax* неоднократно привлекал к себе пристальное внимание биологов и палеонтологов. Впервые род выделила Х. Формен, она же впоследствии описала четыре его вида — *A. enesseffi*, *A. plousious*, *A. stocki*, *A. tylotus* [Foreman, 1966, 1968], которые объединялись в семейство *Amphipyndacidae* [Foreman, 1978]. Вид *A. enesseffi* Х. Формен рассматривала как типовой [Foreman, 1966].

В основу диагностики рода Х. Формен положила внутреннее строение цефалиса, или первого отдела, и характер перегородки его подотделов. Она установила, что цефалис состоит из двух частей, где верхняя часть сферическая, а нижняя эллипсоидально-цилиндрическая. Нижняя часть уже верхней, сферической части цефалиса и называется шейкой или шейным отделом. Таким образом, внешне кажется, что цефалис отшнурован от остальной конической части раковины (последующих сегментов) посредством шейки (шейного отдела).

Коренную ревизию для всего рода *Amphipyndax* дает в своих последних работах К. Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1981, 1982]. Проведенное ею более тщательное изучение подотделов цефалиса при больших увеличениях с помощью СЭМ позволило подтвердить предположение Э. Пессаньо [Pessagno, 1963] о том, что подотделы цефалиса — это не что иное, как цефалис и торакс, а специфическое внутреннее строение, на которое обратила внимание Х. Формен [Foreman, 1966], представлено взаимосвязью между этими двумя сегментами. К. Эмпсон-Морин [Empson-Morin, 1982] в специальной работе, посвященной этому вопросу, на фотографиях, выполненных под сканирующим электронным микроскопом, убедительно показала, что поперечная перекладина, которую Х. Формен рассматривала как ответвление вертикальной иглы, возможно, представляет собой просто внутрикамерную перегородку между цефалисом и тораксом.

Кроме этого заключения, К. Эмпсон-Морин на своем материале установила, что по диагностике, предложенной Х. Формен, к роду *Amphipyndax* относят по крайней мере две независимые морфологические группы. В первую из них попадают формы, раковина которых имеет два структурно различных слоя (рельефную скульптуру поверхности раковины, сходную кситидам), как у *A. enesseffi*, где нижний слой представлен ячеистой или решетчатой оболочкой, а верхний — в виде рельефного гексагонального орнамента, образованного дополнительными, более массивными наружными перекладинами, — как бы наложен на нижний слой. Во вторую группу входят формы, раковина которых состоит только из одного однообразно построенного (унифицированного) слоя. Название рода *Amphipyndax* К. Эмпсон-Морин сохранила за первой из этих групп, а формы второй морфологической группы она перевела в новый род *Protostichocapsa*. К этому же роду ею отнесен вид *A. stocki*.

М.Г. Петрушевская, переописывая род *Amphipyndax* [Петрушевская 1981], в основу выделения рода, как и Х. Формен, кладет дуги *ap* и *pl*, которые, соединяясь, образуют кольцо, перешнуровывающее цефалис на две части — верхнюю и нижнюю.

Нам более правильным представляется сохранить название *Amphipyndax* за всеми формами, отличающимися специфическим устройством цефалоторакса, которое признается всеми авторами, является весьма своеобразным и может служить надежным родовым признаком. При этом следует оговорить, что строение раковины может быть как однослойным, так и двухслойным. Тем более что видов с усложненной, или двухслойной, стенкой мы знаем очень много и в других родах (*Stichocapsa conosphæroides*, *Stichomitra asymbatos*, *Parvincingula boesii*, *Dictyomitra alievi* и др.), для которых этот признак, как и для рода *Amphipyndax*, не является доминирующим.

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark)

Табл. V, I

Scichocapsa (?) *stocki* Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 44, pl. 18, figs. 31–33

Stichocapsa megaloccephala Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, pl. 8, figs. 26, 34

Dictyomitra uralica Gorbovetz: Козлова, Горбовец, 1966, с. 116, табл. 6, фиг. 6, 7; Петрушевская, 1971, рис. 88, II, III

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark): Foreman, 1968, p. 78, pl. 8, fig. 12, a, c; Petrushevskaya, Kozlova, 1972, p. 545, pl. 8, figs. 16, 17; Foreman, 1973, p. 430, pl. 13, fig. 5; Moore, 1973, p. 827, pl. 11, fig. 6; Dumitrica, 1973, p. 788, pl. 1, fig. 3; pl. 8, figs. 11, 12; pl. 11, fig. 2; pl. 12, fig. 2; Riedel, Sanfilippo, 1974, p. 775, pl. 15, fig. 11; Pessagno, 1975, p. 1016, pl. 4, figs. 4–8; Foreman, 1978, p. 745, pl. 4, fig. 4; Nakaseko, Nishimura, 1981, pl. 12, fig. 5

Protostichocapsa stocki (Campbell and Clark): Empson-Morin, 1982, p. 516, pl. 4, figs. 1–12.

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark): Taketani, 1982, p. 52, pl. 2, fig. 9, a, b; pl. 10, figs. 13, 14; Mizutani et al., 1982, p. 71, pl. 7, fig. 3; Okamura, 1984, p. 97, pl. 18, figs. 5, 6; Вишневская, 1984а, с. 189–192, фиг. 1, а–е, 2, а–в

О р и г и н а л ы. ИЛСАН, экз. 132-2, СН237, 172 и др.; коньяк—ранний палеоцен; Олюторский район, Камчатка, хребт Ширшова, Беринговоморский регион СССР.

Д и а г н о з. Раковина коническая, многосегментная, цефалис шаровидный, как бы оттянутый от раковины за счет шейного отдела, маленький, гладкий или микробугорчатый, обычно непористый, без вершинной иглы. Наружные пережимы между камерами выражены слабо. Сегменты разделены внутренними валиками, преобладает поперечное расположение пор. Поры обычно крупные, округлые, расположены в шестиугольных ячейках шахматном порядке. Расстояние между порами приблизительно равно диаметру пор или несколько больше. Иногда сохраняется трубчатое устье.

С р а в н е н и е. От *A. enesseffi* и *A. tylotus* отличается простым, однослойным устройством стенки раковины. При исследовании видов *A. stocki* снизу вверх по разрезу выявлена определенная закономерность в изменении некоторых параметров раковины. Цефалис у видов из отложений коньяк-сантона представлен полусферой, плавно переходящий через торакс к абдомену, а у видов из маастрихт-дания — отшнурованной сферой с четким переходом к резко расширенному абдомену. У видов из низов разреза форма раковины коническая (отношение ширины к длине 1:2), наружная сегментация невидима, а особи из верхов разреза, как правило, веретеновидные (соотношение ширины и длины 1:2,6), сегментация отчетлива. Также установлено, что вверх по разрезу у особей вида возрастает коли-

чество поперечных рядов пор, а количество пор на дистальном сегменте уменьшается. Таким образом, в коньяк-датском разрезе Олюторской зоны СССР устанавливаются три разновидности вида *A. stocki*.

З а м е ч а н и я. Разновидности вида могут различаться по характеру присоединения цефалиса к остальной раковине.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний мел—палеоцен США (Калифорния), Румынии, Тихого, Атлантического, Индийского океанов Японии, СССР (Западная Сибирь, Малый Кавказ, Карпаты, Сахалин, Беринговоморский регион).

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. *A. Vishnevskaya*

Табл. V, 2—6

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. *A. Vishnevskaya*: Вишневецкая, 1984, с. 190, фиг. 1, а—г, 2, а—в

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132-3; коньяк — ранний кампан; Беринговоморский регион СССР, р. Ватына.

Д и а г н о з. Разновидность *A* примитивная. Раковина имеет строго коническую форму с отношением ширины к длине, равным 1 : 2, невыраженную наружную сегментацию, цефалис в виде полусферы, плавно переходящий в остальные сегменты, равномерный шахматный порядок расположения пор насчитывающий 13—14 поперечных рядов пор, где на дистальный сегмент приходится 9—10 пор на полуокружности. Количество пор в средней части раковины на полуокружности 8, сегментов 4—6, рядов пор на сегмент 2—3. Поры округлые, в экземплярах хорошей сохранности часто с гексагональным обрамлением, равновеликие или постепенно увеличивающиеся к дистальной части раковины. Соотношение цефалоторакса и остальной раковины 1 : 7. Иногда сохраняется устье в виде резко сужающегося конуса.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,35—0,45 мм, ширина 0,2 мм; высота цефалиса 0,03 мм, ширина 0,05 мм; ширина абдомена 0,7—0,1 мм; диаметр пор: максимальный 0,02—0,05 мм, минимальный 0,01 мм.

С р а в н е н и е. От других разновидностей вида отличается общей формой раковины (низкая коническая, неотчетливо сегментированная) и цефалиса (в виде полусферы, слабо отшнурованного), а также невыраженностью шейки. От *Amphipyndax elliptica* [Nakaseko, Nishimura, 1981] отличается конической формой раковины и видимым цефалисом, от *A. spinicus* [Nakaseko, Nishimura, 1981] — простым, однослойным строением раковины.

З а м е ч а н и я. Цефалис всегда имеет ширину, превышающую высоту абдомена по форме напоминает усеченный конус с основанием более широким, чем вершина, за счет чего переход от цефалиса к абдомену очень плавный. По-видимому, разновидность появилась еще в раннем мелу.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Мел, обычно коньяк—сантин, иногда до среднего кампана юга Корякского нагорья, Камчатки.

М а т е р и а л. Несколько десятков экземпляров.

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. B Vishnevskaya

Табл. VI, 1-5

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. B Vishnevskaya: Вишневская, 1984а, с. 190, фиг. 1, д, 2, б, в, г

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 172-1; поздний сантон—ранний кампан; Беринговоморский регион, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина имеет строго коническую форму в проксимальной части, постепенно переходящую в цилиндрическую, а к дистальной части раковина сужается, цефалис в виде конуса с закругленной вершиной. Соотношение ширины раковины и длины 1:2,2—2,4, наружная сегментация заметна, поры округло-шестиугольные, с четким гексагональным обрамлением, расположены строго в шахматном порядке. На раковине насчитывается 18—20 поперечных рядов пор. Количество сегментов 5—8, на сегменте по 2—4 ряда пор. В средней части раковины на полуокружности 7—8 пор, на дистальном сегменте 8—9. Поры неравновеликие, в центральной (средней) части раковины более крупные. Переход от цефалиса к абдомену отчетливый. Соотношение цефалоторакса и остальной раковины 1:7—7,5.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,4—0,7 мм, ширина 0,2—0,35 мм; высота цефалиса 0,04—0,05 мм, ширина 0,05—0,06 мм; ширина абдомена 0,15 мм; диаметр пор: максимальный 0,03—0,05 мм, минимальный 0,01 мм.

С р а в н е н и е. От других разновидностей вида отличается общей формой раковины (близкой к форме *A. enesseffi* — *A. tylotus*), отчетливо отшнурованным цефалисом конической формы. От *A. enesseffi* и *A. tylotus*, имеющих в Беринговоморском регионе распространение в кампан-маастрихт [Вишневская, 1981], отличается только однослойным строением стенки раковины, от *A. awaensis* — формой раковины.

З а м е ч а н и я. Разновидность В, по-видимому, является промежуточным звеном между примитивной разновидностью А и общеизвестной широко распространенной разновидностью С.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний сантон—ранний маастрихт Корякского нагорья, Камчатка.

М а т е р и а л. Несколько десятков экземпляров.

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. C Vishnevskaya

Табл. VII, 1-3

Amphipyndax stocki (Campbell and Clark) var. C Vishnevskaya: Вишневская, 1984а, с. 190, фиг. 1, е

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 713-1; поздний маастрихт—даний; Беринговоморский регион СССР, р. Аят.

Д и а г н о з. Разновидность С является наиболее общеизвестной, раковина имеет коническую веретеновидную форму (соотношение ширины и длины 1:2,5—3), цефалис, как правило, в виде отшнурованной сферы, отношение высоты первого сегмента цефалиса к остальной 1:8, сегментация отчетливо видна, поперечных рядов пор более 20, пор на дистальном сегменте на полуокружности 7—8, в средней части раковины 7. Раковина состоит из 5—8 и более сегментов. На сегмент приходится 3—4 ряда пор. Поры овальные или шестиугольные (часто неравновеликие даже в преде-

лах одного сегмента), расположены в шахматном порядке или неравномерными диагональными рядами.

Размеры. Высота раковины 0,35 мм, ширина 0,15 мм; диаметр цефалиса 0,04–0,06 мм; высота шейного отдела 0,01 мм, ширина 0,03–0,05 мм; ширина абдомена 0,1–0,15 мм; диаметр пор: максимальный 0,02–0,03 мм, минимальный 0,005–0,01 мм.

Сравнение. От других разновидностей вида отличается веретеновидной формой раковины и резко отшнурованным цефалисом.

Замечания. Цефалис сферический, торакс эллипсовидный, абдомен более чем в 2–3 раза шире цефалиса, в результате чего абдомен имеет форму усеченной полусферы, а не конуса.

Возраст и распространение. Кампан–палеоцен Корякского нагорья, хребта Ширшова, Камчатки.

Материал. До десяти экземпляров.

Amphipyndax alamedaensis (Campbell and Clark)

Табл. VII, 6

Phormocampe (*Cyrtocorys*) *alamedaensis* Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944 p. 37, pl. 7, fig. 41

Stichomitra alamedaensis (Campbell and Clark): Foreman, 1968, pp. 77–78, pl. 8, fig. 1

Amphipyndax sp.: Pessagno, 1975, p. 1016, pl. 4, fig. 9

Amphipyndax alamedaensis (Campbell and Clark): Nakaseko, Nishimura, 1981, pl. 11 figs. 3, 4; pl. 17, fig. 11; Okamura et al., 1984, p. 97, pl. 18, fig. 8

Оригинал. ИЛСАН, экз. 713-1а; поздний маастрихт–даний; юг Корякского нагорья, р. Аят.

Диагноз. Раковина многокамерная (8 камер и более), высокая, коническая. Цефалис шаровидный, гладкий, непористый, остальные сегменты пористые, кольцообразно-округлые, постепенно увеличивающиеся в размере к дистальному концу раковины. На полуокружности на абдомене и центральной части раковины находится 6 пор в ряду, на дистальном сегменте 7–8 пор; по три ряда пор в инициальной части и четыре ряда пор в терминальной части раковины. Поры округло-гексагональные, расположены в строгом шахматном порядке поперечными рядами. На тораксе поры очень маленькие, по мере перехода к последующим сегментам размер пор постепенно увеличивается.

Размеры. Высота раковины 0,35–0,4 мм, ширина в дистальной части 0,15 мм; диаметр цефалиса 0,05–0,048 мм, торакса 0,04 мм, абдомена 0,06 мм, пор: максимальный 0,02 мм, минимальный 0,001 мм.

Возраст и распространение. Маастрихт–палеоцен Калифорнии, кампан–маастрихт Японии, маастрихт–палеоцен Берингоморского региона СССР.

Материал. Три экземпляра.

Род *Theocampe* Haeckel, 1887, emend. Burma, 1959
emend. Empson-Morin, 1981*Theocampe altamontensis* (Campbell and Clark)

Табл. VIII, 1

Tricolocampe (*Tricolocamptra*) *altamontensis* Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 33, pl. 7, figs. 24, 26

Theocampe altamontensis (Campbell and Clark): Foreman, 1968, p. 53, pl. 6, fig. 14, a, b; Foreman, 1978, p. 745, pl. 5, fig. 27; Empson-Morin, 1981, p. 262, pl. 6, fig. 1, A-D

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 708; поздний кампан—маастрихт; Олюторская зона Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина веретенообразная, многосегментная. Цефалис, по-видимому, был снабжен большой трубкой, которая обломана. Торакс в виде широкого цилиндра, пористый. Абдомен еще большего диаметра, субцилиндрический, книзу слабоуширенный. Последние сегменты раковины постепенно сужаются. Раковина имеет устье в виде трубки. Поры округлые, глубокие, окаймлены массивными рамками, они расположены неотчетливо, поперечными рядами, по 8—9 пор на полуокружности раковины.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,185—0,210 мм; диаметр торакса 0,055—0,065 мм, устья 0,035—0,045 мм; максимальный диаметр раковины 0,085—0,095 мм; средний размер пор 0,005 мм, межпоровых перегородок 0,010—0,015 мм.

С р а в н е н и е. От видов, описанных из отложений Калифорнии, отличается меньшей длиной раковины и более выраженной веретеновидной формой, почти не проявленной струйчатостью.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан—маастрихт Берингово-морского региона СССР, Калифорнийского побережья США, коньяк—кампан Тихого океана.

М а т е р и а л. Восемь экземпляров.

Theocampe vanderhoofi Campbell and Clark

Табл. VIII, 2

Theocampe vanderhoofi Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 34, pl. 7, fig. 19; Foreman, 1968, p. 51, pl. 6, fig. 12

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 709; маастрихт; Олюторская зона Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина веретеновидная, отчетливо трехсегментная. Первый сегмент субконический и представлен цефалотораксом. Во всех экземплярах верхушка цефалиса обломана. Второй сегмент в 2 раза шире первого и образован абдоменом. Третий сегмент субцилиндрический, в 1,5 раза уже второго, представлен устьем или постабдоменом. Сегменты отделяются друг от друга по резкой границе, но переход от сегмента к сегменту плавный. Все сегменты пористые. Поры округлые, располагаются поперечными рядами. В основании первого сегмента расположено 8—9 пор на полуокружности, второго — 16—18, третьего — 10—12 пор. Для всей раковины характерна струйчатая поверхность. К устью раковина сужена, в наших экзем-

плярах преимущественно в одной плоскости, что, по-видимому, связано с механической деформацией.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,140–0,150 мм, цефалоторакса 0,042–0,045 мм, абдомена 0,070–0,075 мм, постабдомена 0,028–0,030 мм; максимальная ширина цефалоторакса 0,045–0,050 мм, абдомена 0,070–0,075 мм, устья 0,055–0,060 мм; средний размер пор 0,001–0,005 мм, межпоровых перегородок 0,008–0,009 мм.

С р а в н е н и е. От ранее описанных экземпляров отличается более выраженной струйчатостью.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний кампан – маастрихт Калифорнии, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Четыре экземпляра.

**С Е М Е Й С Т В О THEOPERIDAE HAECKEL, 1881,
EMEND. RIEDEL, 1967**

Р о д Stichomitra Cayeux, 1897

***Stichomitra livermorensis* (Campbell and Clark)**

Табл. VIII, 3

Artocapsa livermorensis Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 45, pl. 8, figs. 10, 19, 21, 27

Stichomitra livermorensis (Campbell and Clark): Foreman, 1968, p. 76, pl. 8, fig. 2, a, b; Вишнева, 1984б, табл. 16, фиг. 1

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 708; поздний кампан – маастрихт; Олюторская зона, Корякское нагорье.

Д и а г н о з. Раковина многосегментная (от 5 до 10 камер), грушевидная, несет две полярные иглы. Инициальная часть раковины коническая, терминальная, субсферическая или субцилиндрическая. Цефалис снабжен острой короткой иглой. Игла круглая, гладкая, но сохраняется крайне редко. Переход от цефалиса к тораксу и последующим сегментам очень плавный. Два-три предпоследних сегмента самые широкие, имеют до 16–18 округлых или субшестиугольных пор на полуокружности раковины. Последний сегмент резко заужен, имеет более мелкие поры и оформлен короткой трубкой или заканчивается базальной иглой. Вся раковина мелкопористая, поры располагаются равномерно, поперечными рядами. От апикальной до базальной иглы насчитывается 28–30 рядов пор.

Р а з м е р ы. Высота раковины без игл 0,210–0,230 мм, максимальная ширина 0,105–0,115 мм; длина иглы апикальной 0,035–0,040 мм, базальной 0,050–0,055 мм; средний размер пор 0,001–0,002 мм, межпоровых перегородок 0,001 мм.

С р а в н е н и е. От видов, описанных из Калифорнии, отличается только плохой сохранностью игл.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан–маастрихт Калифорнии, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. До десятка экземпляров.

Stichomitra shirshovica Vishnevskaya sp. nov.

Табл. VIII, 4; табл. IX, 1-3

Название. *Shirshovica* — по географическому названию хребта Ширшова.

Голотип. ИЛСАН, экз. 237р; поздний кампан — ранний палеоцен; Берингоморский регион СССР (хребет Ширшова, юг Корякского нагорья, Камчатка).

Диагноз. Раковина веретенovidная, многокамерная (более 8), к терминальному концу постепенно расширяющаяся, равномернопористая. Поры крупные, расположены в шахматном порядке, до 7-8 на полуокружности в наиболее раздутой части раковины. На последнем сегменте раковины имеет мелкие поры, резко сужается и армирована иглой. На всю поверхность раковины приходится до 18-20 рядов пор.

Размеры. Максимальная высота раковины 0,18-0,20 мм, ширина 0,80-0,85 мм; размер пор: максимальный 0,006 мм, минимальный 0,001 мм; длина вершинной иглы 0,015-0,025 мм, устьевой иглы 0,040-0,045 мм.

Сравнение. От *Stichomitra livermorensis* отличается общей формой раковины, наличием вершинной иглы, значительно большими размерами пор.

Возраст и распространение. Кампан-палеоцен Берингоморского региона СССР.

Материал. Несколько экземпляров.

СЕМЕЙСТВО ARCHAEODICTYOMITRIDAE PESSAGNO, 1976

Род *Archaeodictyomitra* Pessagno, 1976

Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno

Табл. X, 1-3

Archaeodictyomitra squinaboli Pessagno: Pessagno, 1976, p. 50, pl. 5, figs. 2-8; Okamura et al., 1984, p. 98, pl. 17, figs. 1, 8

Оригиналы. ИЛСАН, экз. 132, 172; коньяк — ранний кампан; Корякское нагорье.

Диагноз. Раковина многокамерная (более 8), коническая (апикальный угол 30-40°). Поверхность раковины струйчатая (по 10-11 струй на полуокружности). Между камерами расположены сквозные поры. Остальные поры, как правило, непрободенные. Иногда видно, что к устью раковина сужена. Иглы отсутствуют.

Размеры. Высота раковины 0,240-0,280 мм, максимальная ширина 0,115-0,125 мм; средний размер пор 0,004 мм, ребер 0,008-0,010 мм.

Сравнение. От вида, описанного из Калифорнии, отличается несколько большими размерами раковины.

Возраст и распространение. Альб-кампан Калифорнии, Японии, коньяк-кампан Берингоморского региона СССР.

Материал. Шесть экземпляров.

Dictyomitra ex gr. *multicostata* Zittel

Табл. X, 5

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 172; поздний сантон — ранний кампан Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина многокамерная, субконическая, с четкими межкамерными пережимами и струйчатой поверхностью. В основании раковины насчитывается до 30 струй. Поры сквозные между камерами, на камерах — реликтовые.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний мел, всесветно.

М а т е р и а л. Десятки экземпляров.

Dictyomitra densicostata Pessagno

Табл. X, 7

Dictyomitra densicostata: Pessagno, 1976, p. 51, pl. 14, figs. 10–14, 16

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 172-10; поздний сантон — ранний кампан юга Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина многокамерная (сегментов 10–12), коническая (апикальный угол 35°), с заметными межкамерными пережимами и тонкоструйчатой поверхностью. Камеры отделены друг от друга рядом сквозных круглых пор, расположенных между ребрами-струями. На камерах поры, как правило, реликтовые, также разделенные струями, по 16-18 пор на полуокружности раковины. К устью раковина сужена.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,210–0,250 мм, максимальная ширина 0,135–0,145 мм; средний размер пор 0,001–0,002 мм, межпоровых перегородок 0,005 мм.

С р а в н е н и е. От вида из Калифорнии отличается большими размерами раковины.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Коньяк—кампан Калифорнии Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Семь экземпляров.

Dictyomitra napaensis Pessagno

Табл. X, 4

Dictyomitra napaensis: Pessagno, 1976, p. 53, pl. 4, fig. 16; pl. 5, figs. 1, 9; Mizuta et al., 1982, p. 65, pl. 91, fig. 12

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132; коньяк — ранний сантон; Олюторская зона Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина многокамерная (8–9 камер), субконическая в начальной части и цилиндрическая в терминальной, цефалис полуцилиндрический; камеры отделены друг от друга слабыми пережимами. Поверхность раковины струйчатая. Количество струй к устью постепенно увеличивается (на тораксе 6–7 на полуокружности, на восьмом постабдоминальном сегменте 15–16). Все поры реликтовые, по 3–4 ряда пор на сегмент.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,225–0,250 мм, ширина у основания 0,085–0,100 мм; средний размер пор 0,001 мм.

С р а в н е н и е. По всем параметрам близка к видам, описанным из конька Калифорнии.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Турон—коньяк Калифорнии, турон? — ранний сантон Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Четыре экземпляра.

Dictyomitra ex gr. *striata* Lipman

Табл. X, 8

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 132; коньяк — ранний сантон Олюторской зоны Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина многокамерная (6—8 сегментов), субконическая (апикальный угол 40°), с глубокими межкамерными пережимами и крупной струйчатостью. К устью количество струй возрастает (7—8 на полуокружности абдомена, 13—14 на седьмом постабдоменальном сегменте). Поры не прободены.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Турон—сантон центральных районов СССР, сантон—кампан Калифорнийского побережья США, коньяк—кампан Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Пять экземпляров.

Р о д *Pseudodictyomitra* Pessagno, 1977

Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squinabol)

Табл. X, 6

Dictyomitra pseudomacrocephala Squinabol: Squinabol, 1903, p. 139—140, pl. 10, fig. 2; Petrushevskaya, Kozlova, 1972, p. 550, pl. 2, fig. 5; Moore, 1973, p. 829, pl. 9, figs. 8, 9
Dictyomitra macrocephala Squinabol: Riedel, Sanfilippo, 1974, p. 778, pl. 4, figs. 10, 11; pl. 14, fig. 11

Dictyomitra pseudomacrocephala Squinabol: Foreman, 1975, p. 614, pl. 7, fig. 10; Dumitrica, 1975, fig. 2, 3; Pessagno, 1976, p. 53—54, pl. 3, figs. 2, 3

Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squinabol): Pessagno, 1976, p. 51, pl. 8, figs. 10, 11; Schmidt-Effing, 1980, p. 247, fig. 8

Dictyomitra pseudomacrocephala Squinabol: Sakaj, 1980, pl. 1, figs. 2, 3

Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (Squinabol): Nakaseko, Nishimura, 1981, pl. 9, figs. 1—4; pl. 16, figs. 5—8; Schaaf, 1981, pl. 24, fig. 1, a, b; Matsuyama et al., 1982, pl. 2, fig. 3; Yamaychi, 1982, pl. 1, fig. 13; Taketani, 1982, p. 61, pl. 5, fig. 4, a, b; pl. 12, figs. 7, 8; Mizutani et al., 1982, p. 70, pl. 4, figs. 10, 11; Okamura et al., 1984, p. 100, pl. 17, fig. 10

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 507-1; поздний альб — турон; Беринговоморский регион СССР, р. Ватына.

Д и а г н о з. Раковина крупная, многокамерная (более 10 сегментов), коническая. Последние камеры несколько сужены к устью. Начальная камера имеет форму усеченной полусферы, последующие камеры широкие, кольцеобразно-закругленные. Камеры отделены друг от друга внутренними перегородками, внешним углублением с одним рядом мелких пор. Первые 4—5 камер, увеличиваясь постепенно в размере, образуют конус. Стенки первых 4—5 камер всегда сильно утолщены, за счет чего образуется крупная псевдоголовка с гладким контуром в виде "пламени свечи", окаймляющая начальную часть раковины. Остальные сегменты образуют очень слабо расширяющийся к основанию цилиндр, который заканчивается небольшим сужением. Поверхность цилиндра фигурная,

поперечно-кольцеобразная. Поры мелкие, круглые, по 12–14 на полуокружности в средней части раковины.

Размеры. Высота раковины 0,25–0,3 мм, ширина 0,08–0,1 мм; высота первых четырех сегментов 0,07 мм; диаметр первого сегмента 0,03 мм, третьего сегмента 0,06 мм, устья 0,06–0,07 мм, пор 0,001–0,002 мм.

Сравнение. От форм, описанных из других регионов, отличается только количеством сегментов.

Возраст и распространение. Поздний мел Италии, средний мел Румынии, Коста-Рики, района Калифорнии США, альб–кампан Атлантики, альб–коньяк Индийского океана, альб–сеноман–маастрихт? Тихого океана, средний мел Малого Кавказа, Карпат, Сахалина, Камчатки, Корякского нагорья (СССР).

Материал. Два экземпляра.

СЕМЕЙСТВО ACROPYRAMIDIDAE HAECKEL, 1881

Род *Bathropyramis* Haeckel, 1881

Bathropyramis sanjoaquinensis Campbell and Clark

Табл. XI, 1

Bathropyramis sanjoaquinensis Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 22, pl. 1 fig. 2

?*Bathropyramis sanjoaquinensis* Campbell and Clark: Petrushevskaya, Kozlova, 1972 p. 551, pl. 7, fig. 20

Оригинал. ИЛСАН, экз. 713-3; маастрихт–даний; Беринговоморский регион СССР, Олюторский район, р. Аят.

Диagnoз. Раковина пирамидально-коническая, с очень маленьким полусферическим цефалисом, с легко растворимой тонкой стенкой и плохо развитым апикальным рогом. Раковина решетчатая, образован 8–9 продольными ребрами. Поры очень крупные, сформированы за счет поперечных перекладин, непосредственно примыкающих к ребрам и кольцеобразно опоясывающих раковину. Перекладины не образуют сплошное кольцо, а подходят друг к другу как бы под углом. На тораксе насчитывается по 8–10 рядов перекладин. Поры четырехугольные, постепенно увеличивающиеся в размере к терминальному кону раковины. Перекладины, как и ребра, массивные, постепенно утончающиеся к цефалису. Верхняя половина раковины строго коническая, нижняя слабо приближается к субцилиндрической.

Размеры. Длина раковины 0,1–0,13 мм; величина апикального угла конуса 60–65°; диаметр устья 0,1–0,12 мм; толщина ребер и перекладин (максимальная) 0,009 мм.

Сравнение. Очень близок по всем параметрам к голотипу, описанному из позднего сенона Калифорнии [Campbell, Clark, 1944].

Возраст и распространение. Кампан–маастрихт Калифорнии, Атлантики; кампан – ранний палеоцен Беринговоморского региона СССР.

Материал. До десяти экземпляров.

Bathropygamis sp. A

Табл. XI, 2

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 713-4; маастрихт-даний; Беринговоморский регион СССР, Олюторский район, р. Аят.

Д и а г н о з. Раковина пирамидальная (величина апикального угла 60°), решетчатая, с очень маленьким коническим цефалисом, несущим короткий тонкий плохо развитый апикальный рог. Раковина образована продольными ребрами и 8-9 кольцами, изнутри опоясывающими раковину. Кольца сформированы за счет поперечных перекалдин, соединяющихся между собой. В месте их соединения с продольными ребрами на поверхности раковины выступает округлый бугорок. Расстояние между перекалдинами к основанию пирамиды увеличивается. Устье открытое, оформленное на конце каждого ребра острым зубцом.

Р а з м е р ы. Длина раковины 0,1-0,2 мм; диаметр устья 0,09-0,15 мм; максимальная толщина ребер и перекалдин 0,005 мм.

С р а в н е н и е. От *B. sanjoaquinensis* отличается строго пирамидальной формой раковины, толщиной перекалдин, формой цефалиса.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний кампан — ранний палеоцен Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Три экземпляра.

СЕМЕЙСТВО LAMPROMITRIDAE HAECKEL, 1881

Род *Cornutella* Ehrenberg, 1839

Cornutella californica Campbell and Clark var. A Renz

Табл. XI, 5

Cornutella californica Campbell and Clark: Foreman, 1968, p. 21, pl. 3, fig. 1, c

Cornutella californica Campbell and Clark var. A Renz: Renz, 1974, p. 789, pl. 4, fig. 10; pl. 12, fig. 6; Taketani, 1982, p. 65, pl. 13, fig. 8

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 713; маастрихт — ранний палеоцен юга Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина двухкамерная, остроконическая, резко расширенная к устью (апикальный угол от 30 до 45°). Цефалис маленький, мелкопористый, постепенно переходящий в апикальный рог, заостренный кверху. Торакс у вершины решетчато-пористый, у основания крупнопористый. Средний размер пор на тораксе 0,015 мм. Поры неравновеликие, округло-многоугольные.

С р а в н е н и е. Вершинная игла, как правило, обломана.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний мел Индийского океана, кампан-палеоцен Калифорнии, коньяк?—сантон—маастрихт Японии, кампан-палеоцен Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. До десяти экземпляров.

Cornutella californica Campbell and Clark var. B Renz

Табл. XI, 4

Cornutella californica Campbell and Clark: Campbell, Clark, 1944, p. 22–23, pl. 7, figs. 33, 34, 42, 43; Foreman, 1968, p. 21, pl. 3, fig. 1, a, b

Cornutella californica Campbell and Clark var. B Renz: Renz, 1974, p. 790, pl. 4, fig. 11; pl. 12, fig. 7; Taketani, 1982, p. 65, pl. 6, fig. 6, a, b, 7; pl. 13, fig. 7

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 713; маастрихт – ранний палеоцен юга Корякского нагорья.

Д и а г н о з. Раковина коническая, плавно расширенная к устью (апикальный угол 30°). Вся раковина равномерно-крупнопористая. Поры округлые, их средний размер 0,010–0,015 мм.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний мел Индийского океана, кампан–палеоцен Калифорнии, сеноман–маастрихт Японии, сантон–палеоцен Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Несколько экземпляров.

С Е М Е Й С Т В О SETHORHORMIDIDAE HAECKEL, 1881

Р о д *Clathrocyclas* Haeckel, 1881, emend. Foreman, 1968

Clathrocyclas dicerus Foreman

Табл. XII, 3

Clathrocyclas dicerus: Foreman, 1968, p. 46, pl. 5, fig. 4

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 708-2; поздний кампан – ранний маастрихт; Беринговоморский регион СССР, Олюторский район, р. Аят.

Д и а г н о з. Раковина двух-трехсегментная, колпачковидная. Цефалис с апикальным рогом и отходящими в разные стороны от вертикальной иглы двумя латеральными иглами. Апикальный рог массивный, граненый, у основания имеет форму треугольника с вогнутыми поверхностями, соответствующими бороздкам между гранями. Рог имеет слабоизогнутую форму, вершина его заостренная (в целом напоминает по очертаниям лезвие ножа), направлен косо вверх под углом $75-80^\circ$. Латеральные иглы также трехгранные, но в 3 раза короче апикального рога и уже. Вертикальная игла на поверхность практически не выступает. У основания рога и стенке цефалиса имеются поры. Цефалис маленький, субконический торакс постепенно расширяющийся книзу. Поры округло-шестиугольные расположены поперечными рядами. К терминальной части раковины размеры пор и их количество возрастают.

Р а з м е р ы. Длина раковины 0,2–0,25 мм, максимальная ширина 0,15–0,2 мм; длина апикального рога 0,1–0,11 мм, ширина 0,04 мм; длина латеральных игл 0,03–0,05, ширина 0,02 мм; средний диаметр пор 0,01 мм.

С р а в н е н и е. Имеет несколько большие размеры апикальной и латеральных игл по сравнению с голотипом, описанным Х. Форман [Foreman, 1968].

З а м е ч а н и я. М.Г. Петрушевская [1981, с. 151] отнесла этот вид к роду *Dyplocyclas*. Нам кажется правильнее оставить его как род *Clathrocyclas* из-за более широкого торакса и отсутствия сужения в терминальной части.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний кампан — маастрихт
алифорнии, Беринговоморского региона СССР.
М а т е р и а л. Шесть экземпляров.

Clathrocyclas hygonia Foreman

Табл. XII, 2; табл. XIV, 2

Clathrocyclas hygonia: Foreman, 1968, p. 47, pl. 5, figs. 1 a, b

О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 708-1; поздний кампан — ранний маастрихт;
еринговоморский регион СССР, Олюторский район, р. Аят.

Д и а г н о з. Раковина наперстковидная, четырех-пяти сегментная, с мас-
сивным коротким рогом, очень широким в основании, но застренным к
ершине. Цефалис полусферический, в верхней части переходящий в конус,
аленький, у вершины с гладкой поверхностью, неравномерно прободен-
ой редкими маленькими округлыми порами, размер и количество кото-
ых к основанию цефалиса или даже к тораксу постепенно возрастают.
основания цефалиса сохранился след от боковой иглы в виде маленького
рыла. В своей нижней части цефалис насчитывает 8—9 пор на полуокруж-
ости. Поры округлые до трех-четыреугольных, расположены в два-три
оперечных, не всегда выдержанных ряда. Торакс самый большой по
азмеру, имеет форму цилиндра. Поры на нем крупные, округло-гексаго-
альные, расположены в шахматном порядке в 6—7 поперечных рядов по
—9 пор на полуокружности. Последующий abdomen и постабдоминальный
егмент отделены внутренним глубоким валиком. Устье открытое. На
оследнем сегменте насчитывается 6—8 пар на полуокружности, поры
есколько меньше размером.

Р а з м е р ы. Высота раковины 0,2—0,3 мм, цефалиса 0,03—0,04 мм,
оракса 0,10—0,12 мм; ширина основания цефалиса 0,10—0,14 мм; диа-
метр торакса 0,15—0,18 мм, основания abdomen 0,15—0,17 мм, пор: мини-
мальный 0,0025 мм, максимальный 0,020 мм; длина рога 0,03—0,07 мм;
ирина основания рога 0,02—0,04 мм.

С р а в н е н и е. От голотипа отличается только несколько большими
азмерами.

З а м е ч а н и я. В стенках торакса могут иметься валики и пережимы.
о ряду признаков вид близок к роду *Diplocyclas* [Naesckel, 1881], но рез-
о отличается от него общей колоколовидной, а не высококонической
ормой раковины, много сегментностью.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Поздний кампан — маастрихт
алифорнии, Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Пять экземпляров.

Clathrocyclas gravis Vishnevskaya

Табл. XII, 1

Clathrocyclas gravis: Vishnevskaya, 1986, pl. 3, fig. 2

Н а з в а н и е. Наименование вида происходит от латинского *gravis* —
жный.

Г о л о т и п. ИЛСАН, экз. 0297/1-14; кампан—палеоцен; Беринговомор-
ий регион СССР, Камчатка, хребет Кумроц.

П а р а т и п ы. 237р-1, кампан—палеоцен, Беринговоморский регион СССР (хребет Ширшова); 708-3, поздний кампан — маастрихт, Олюторский район, р. Аят.

О п и с а н и е. Раковина колоколовидная, коническая в начальной ($1/3$) части, составляющей цефалоторакс, и цилиндрическая в терминальной части, образующей абдомен. Цефалис с вершинной иглой — рогом. Абдомен с крупными порами, расположенными гексагонально в пять поперечных рядов. По направлению от цефалиса к абдомену размер пор постепенно увеличивается. Поры округло-шестиугольные, окаймленные поровыми рамками. Рог вертикальный, конический, короткий, с заостренной вершиной. У основания рог четырехгранный, между гранями располагаются округло-эллипсоидные понижения — желобки, переходящие в поры (по одному с двух противоположных сторон размером с самую большую пору и по три маленьких с боков).

Р а з м е р ы. Общая длина раковины 0,24—0,30 мм; диаметр основания цефалиса 0,09—0,1 мм, цефалиса у вершинной иглы 0,03—0,04 мм, торакс в самой широкой части 0,12—0,15 мм, в самой узкой части 0,10—0,11 мм, высота рога 0,05 мм; ширина абдомена 0,20—0,23 мм, высота 0,18—0,20 мм; диаметр пор 0,005—0,025 мм.

И з м е н ч и в о с т ь. Может незначительно варьировать ширина абдомена.

С р а в н е н и е. От *Clathrocyclas (Clathrocyclia) tintinnaeformis* Campbell and Clark отличается субконической формой, от *Clathrocyclas hugo* Foreman — отсутствием подразделения абдомена на сегменты, от других видов рода *Clathrocyclas* — наличием резко отличной колоколовидной формы раковины.

В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Кампан—палеоцен Беринговоморского региона СССР.

М а т е р и а л. Восемь экземпляров.

Clathrocyclas tintinnaeformis Campbell and Clark

Табл. XIII, 3

Clathrocyclas (Clathrocyclia) tintinnaeformis Campbell and Clark: Campbell, Cl 1944, p. 31, pl. 7, fig. 52

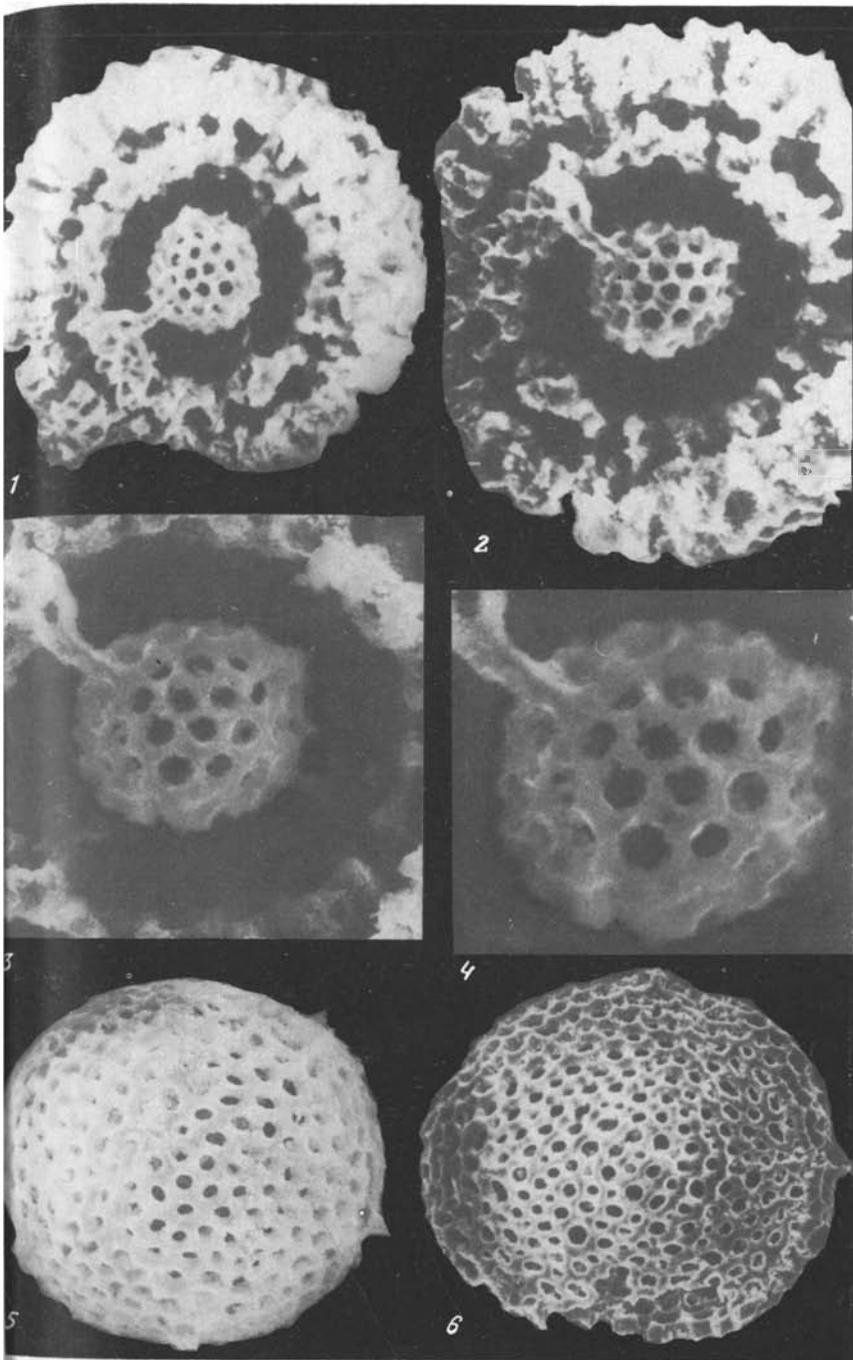
О р и г и н а л. ИЛСАН, экз. 709; поздний кампан — маастрихт; Корякского нагорья.

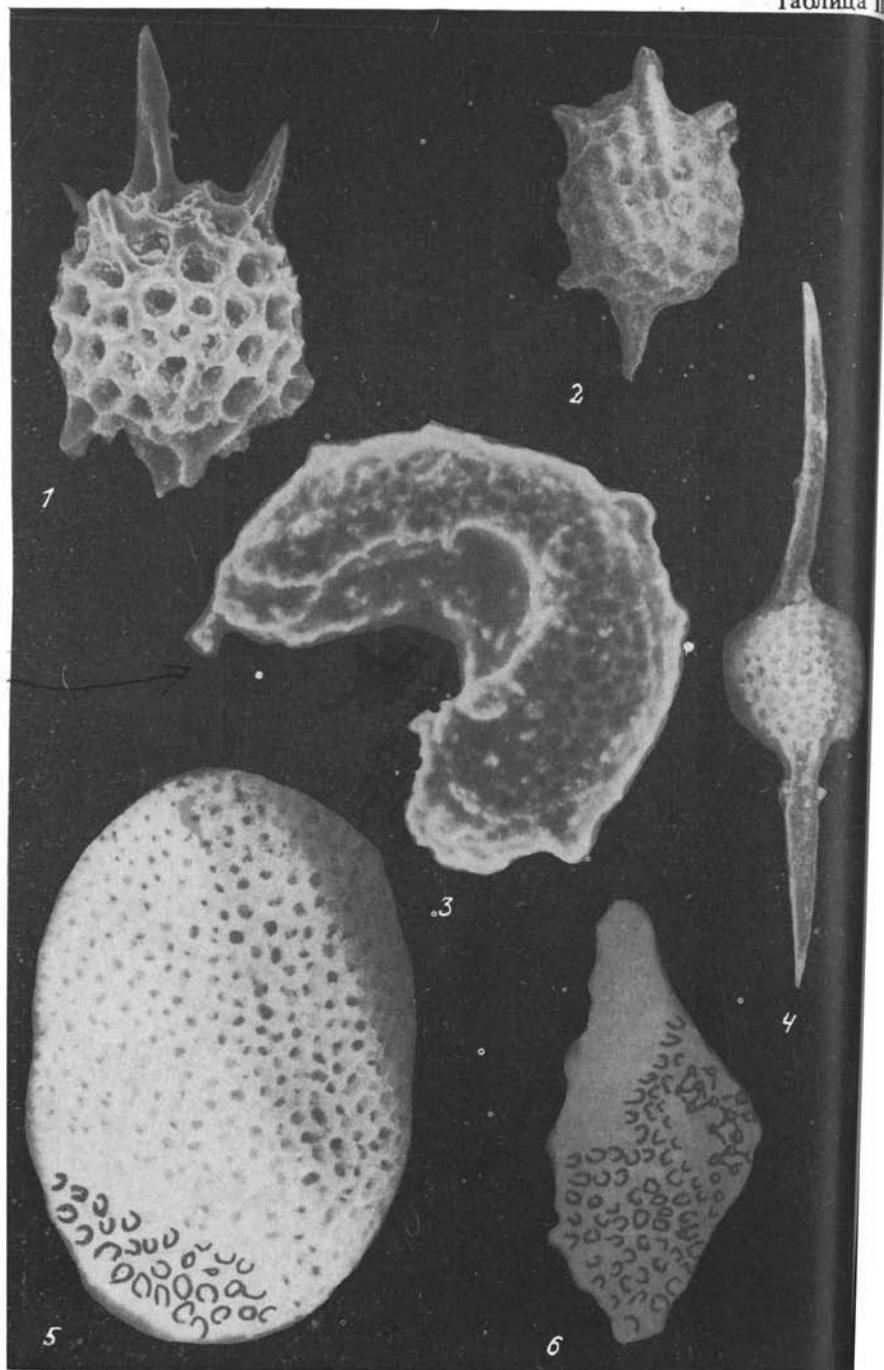
Д и а г н о з. Раковина колпачковидная. Цефалис субконический несет массивный рог. Торакс субцилиндрический, крупнопористый, не столько шире цефалиса. Абдомен расширенный к устью, также крупнопористый.

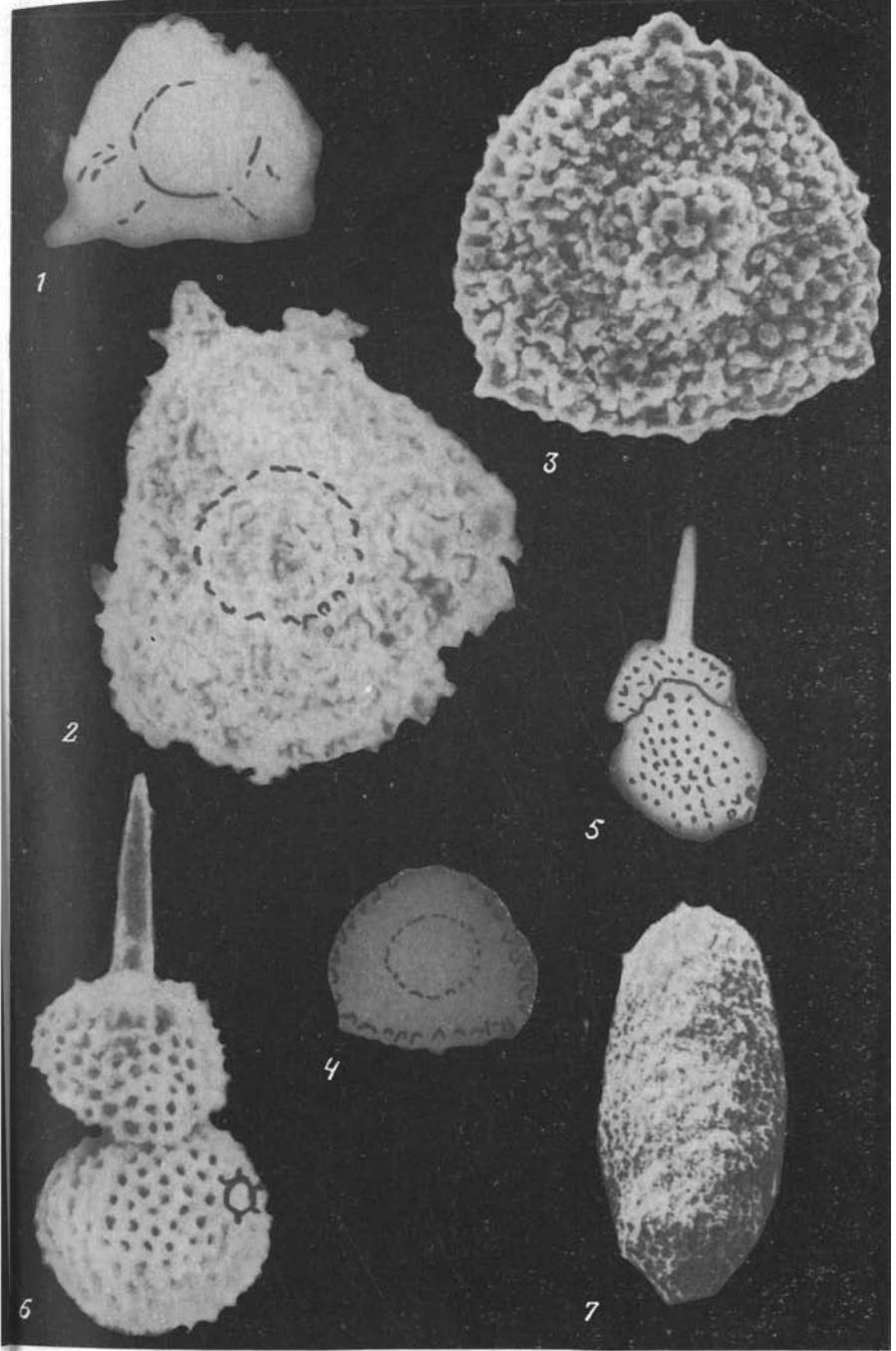
С р а в н е н и е. На полуокружности торакса насчитывается 8—9 пор и не выражены межпоровые рамки.

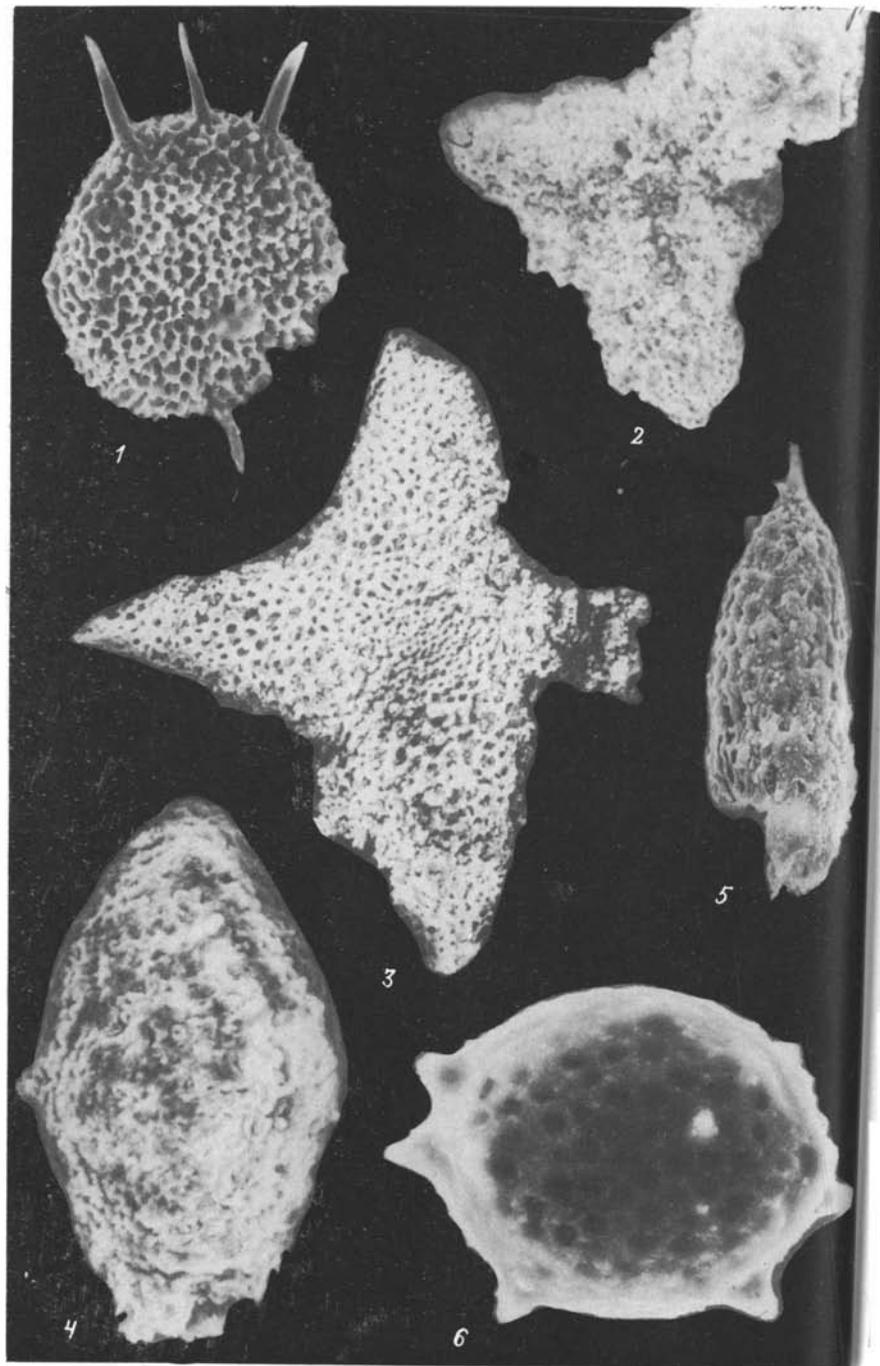
В о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. ^{на д. кампан.} Сантон—маастрихт Калифорнии, поздний кампан — маастрихт Беринговоморского региона СССР

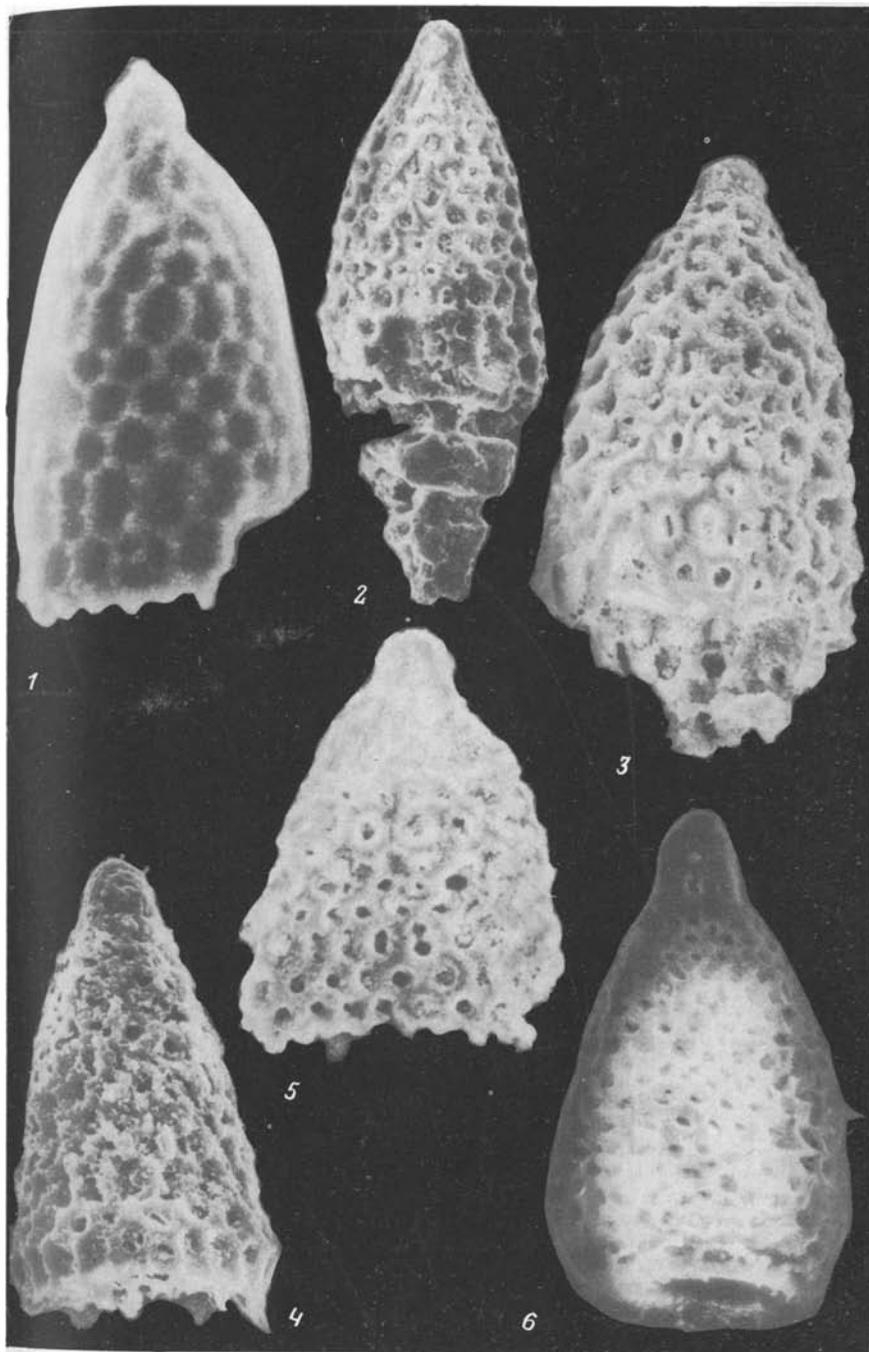
М а т е р и а л. Семь экземпляров.

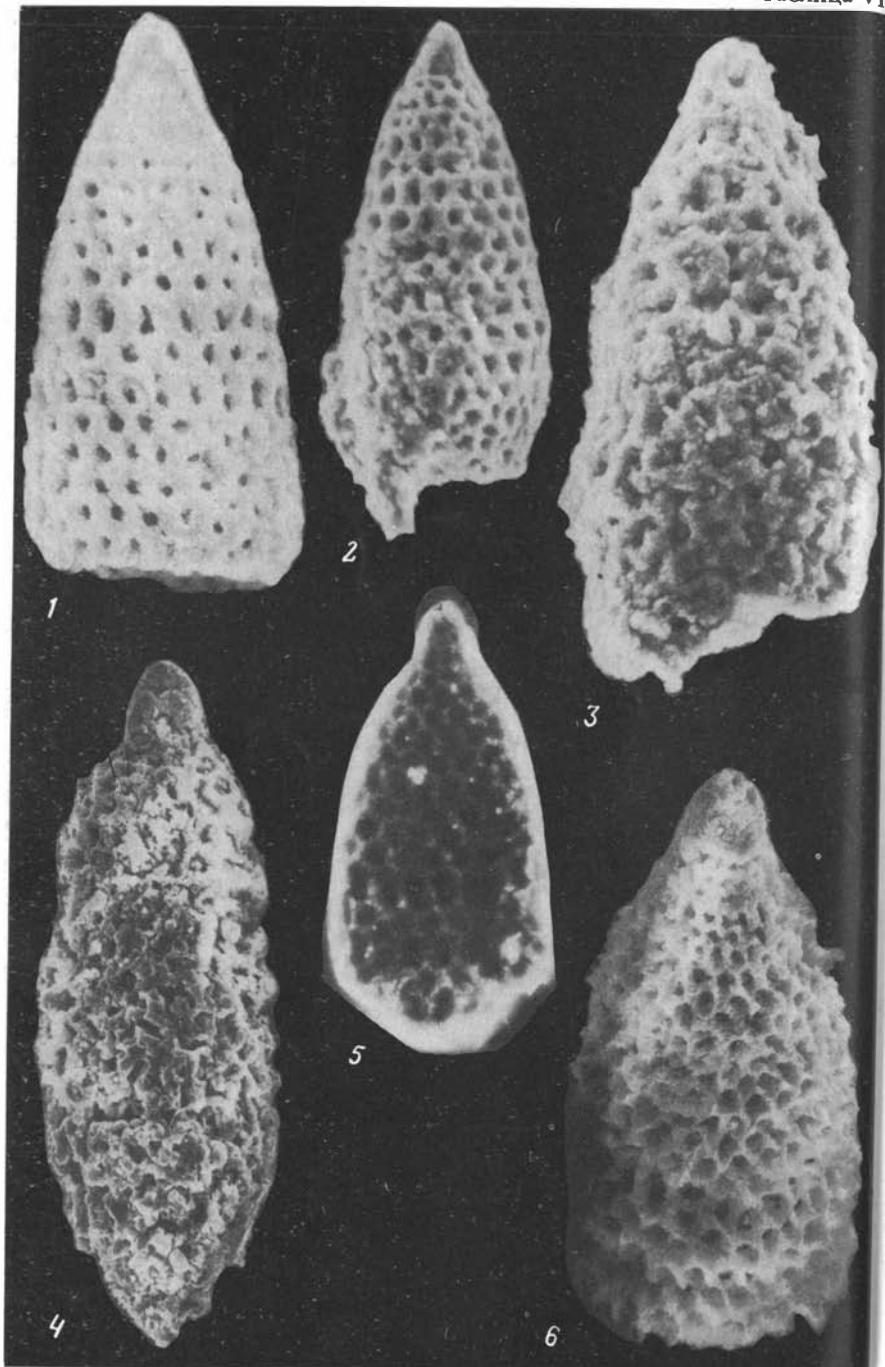


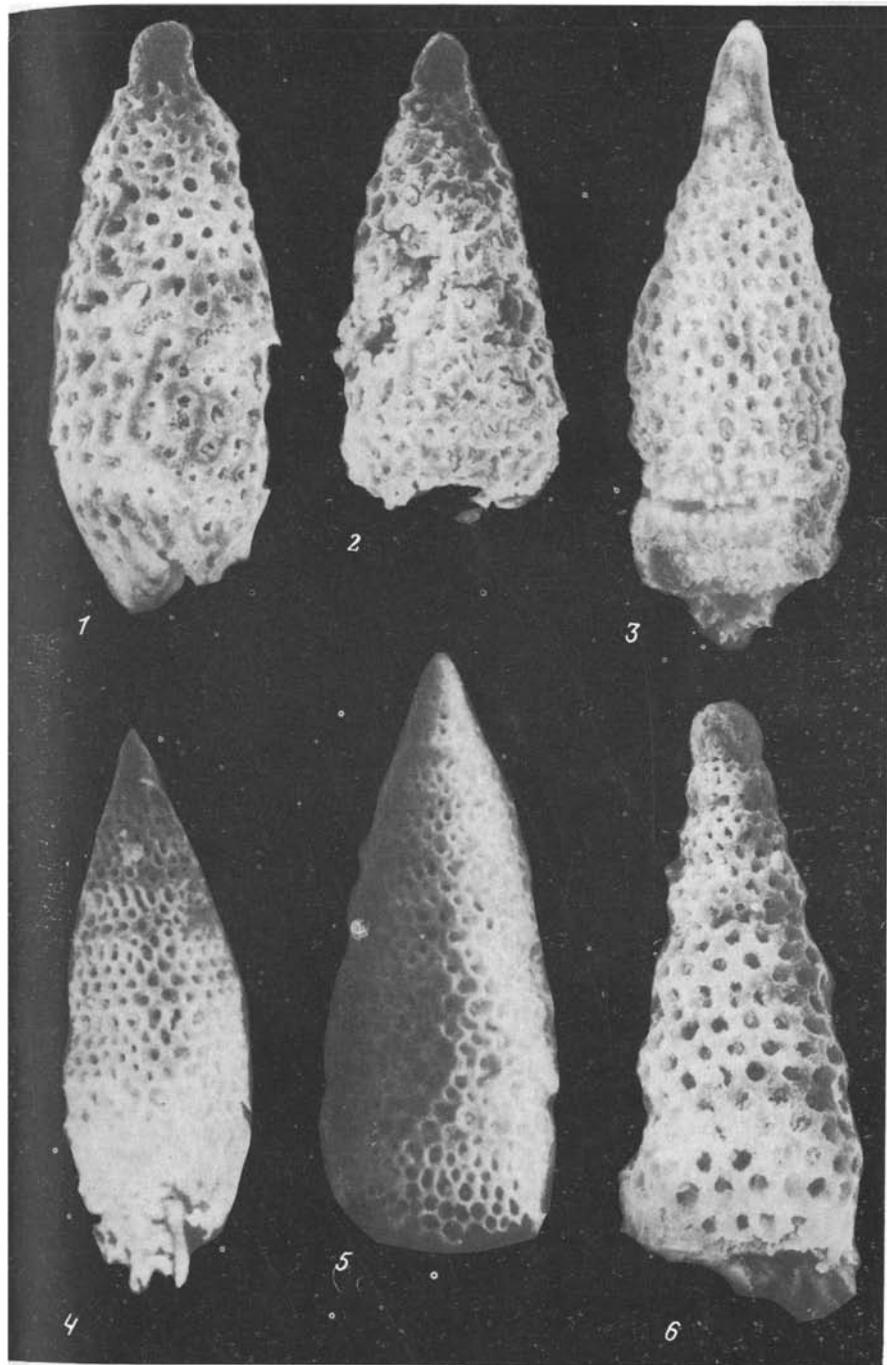


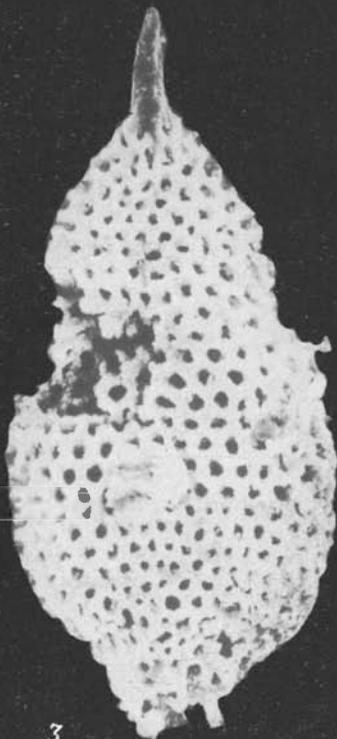
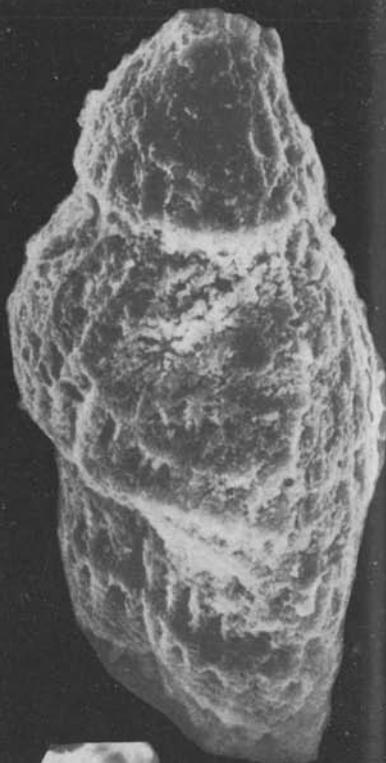
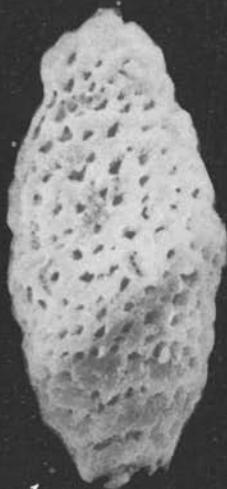


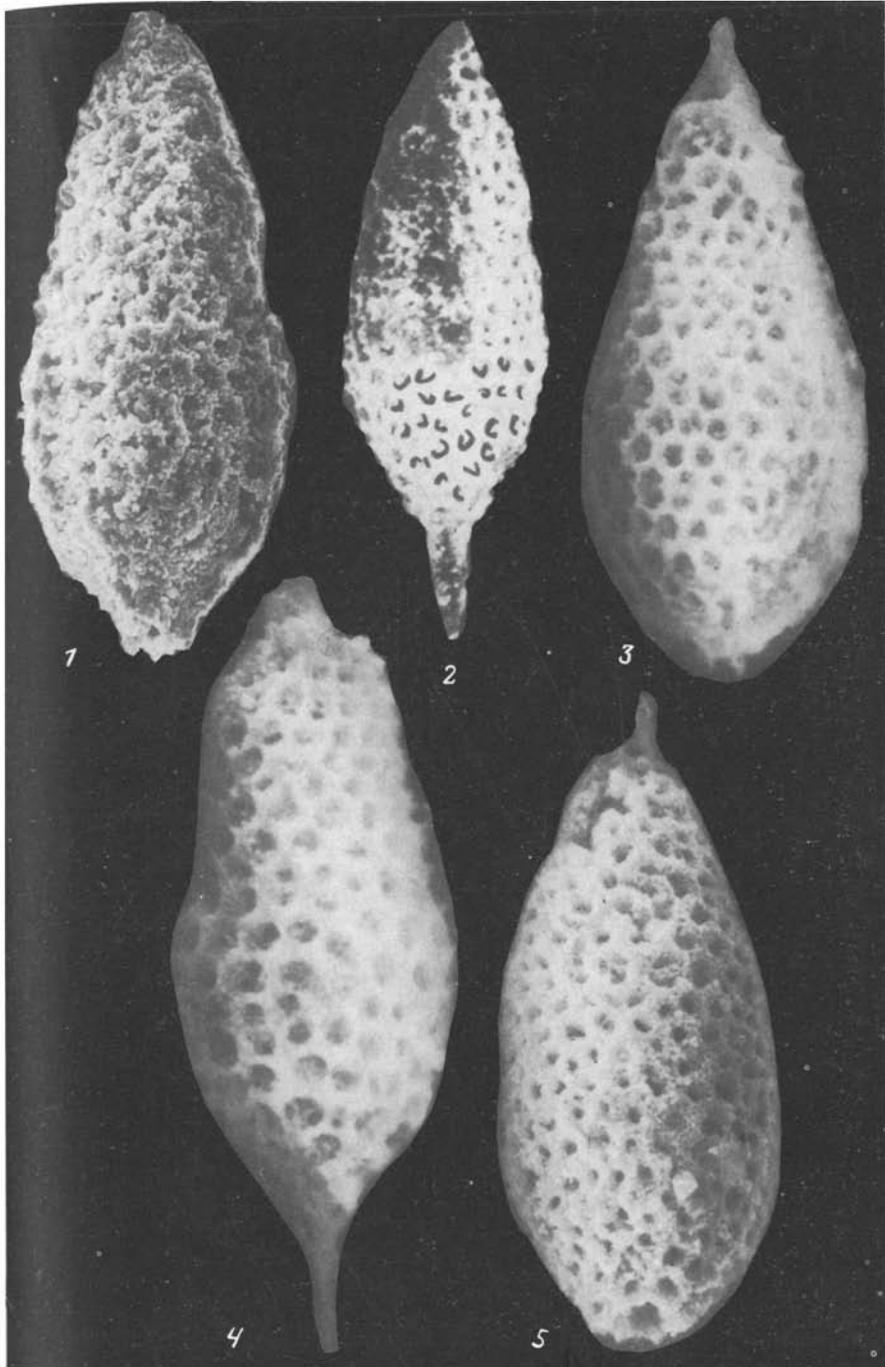


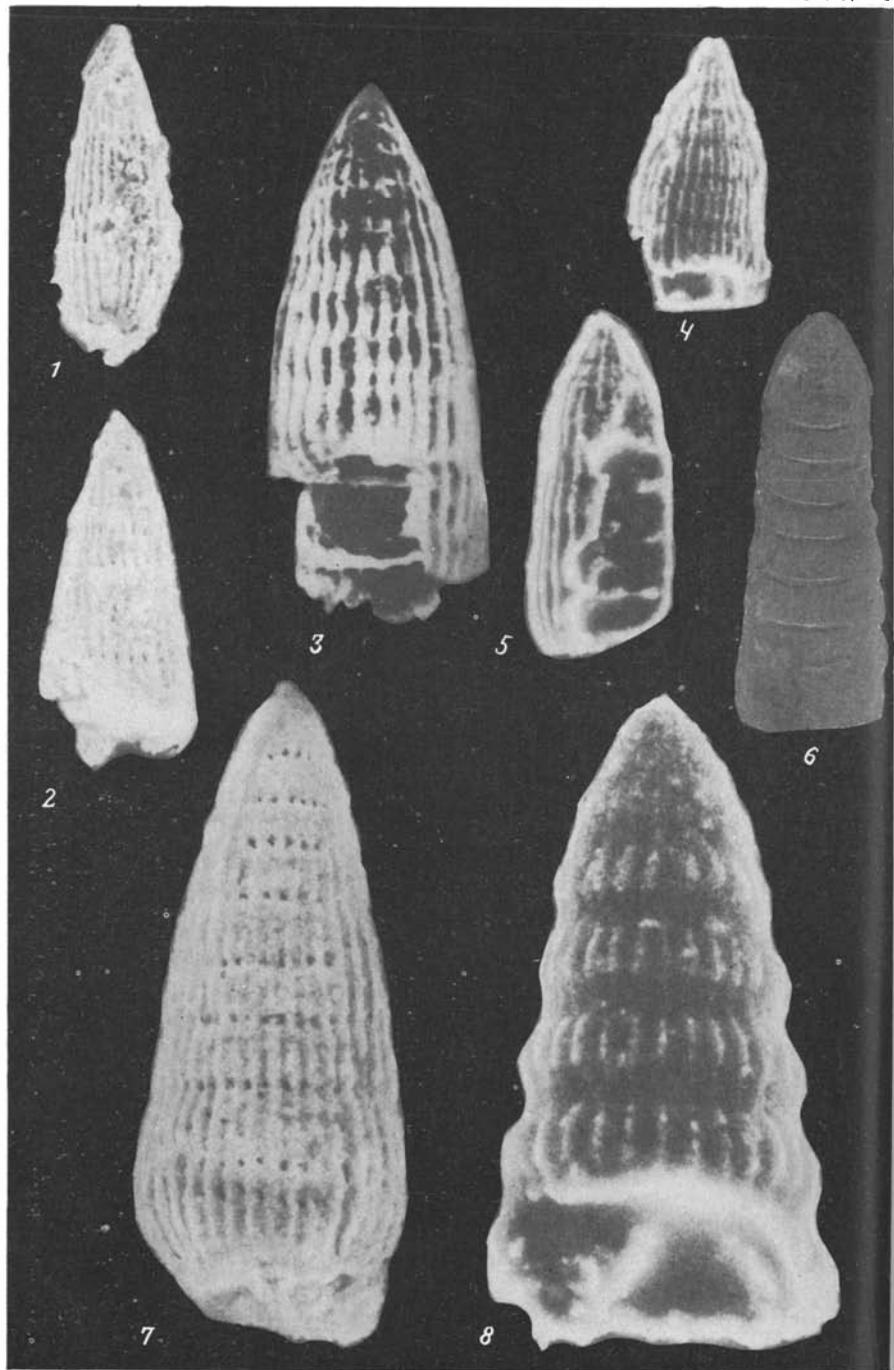


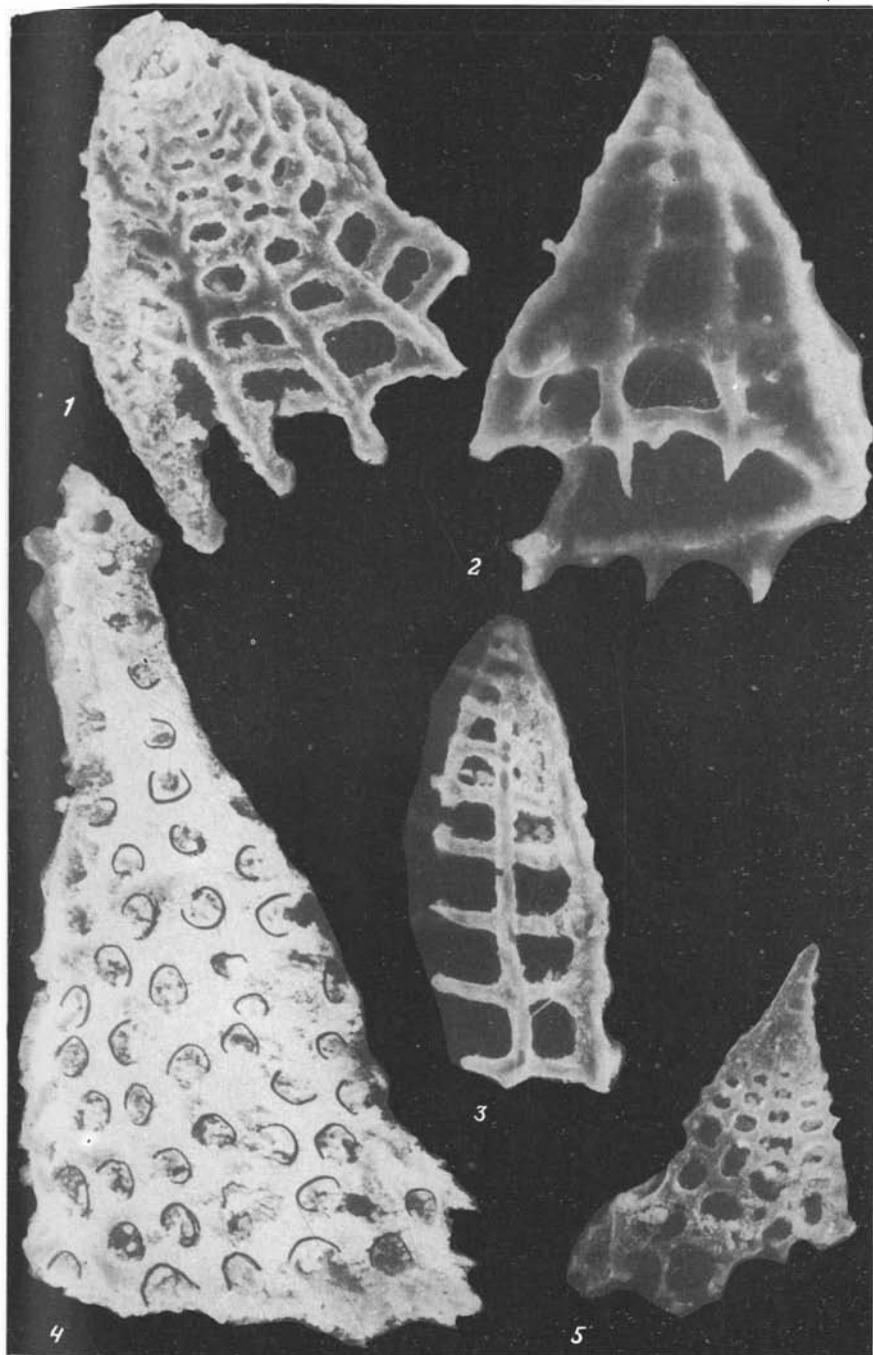


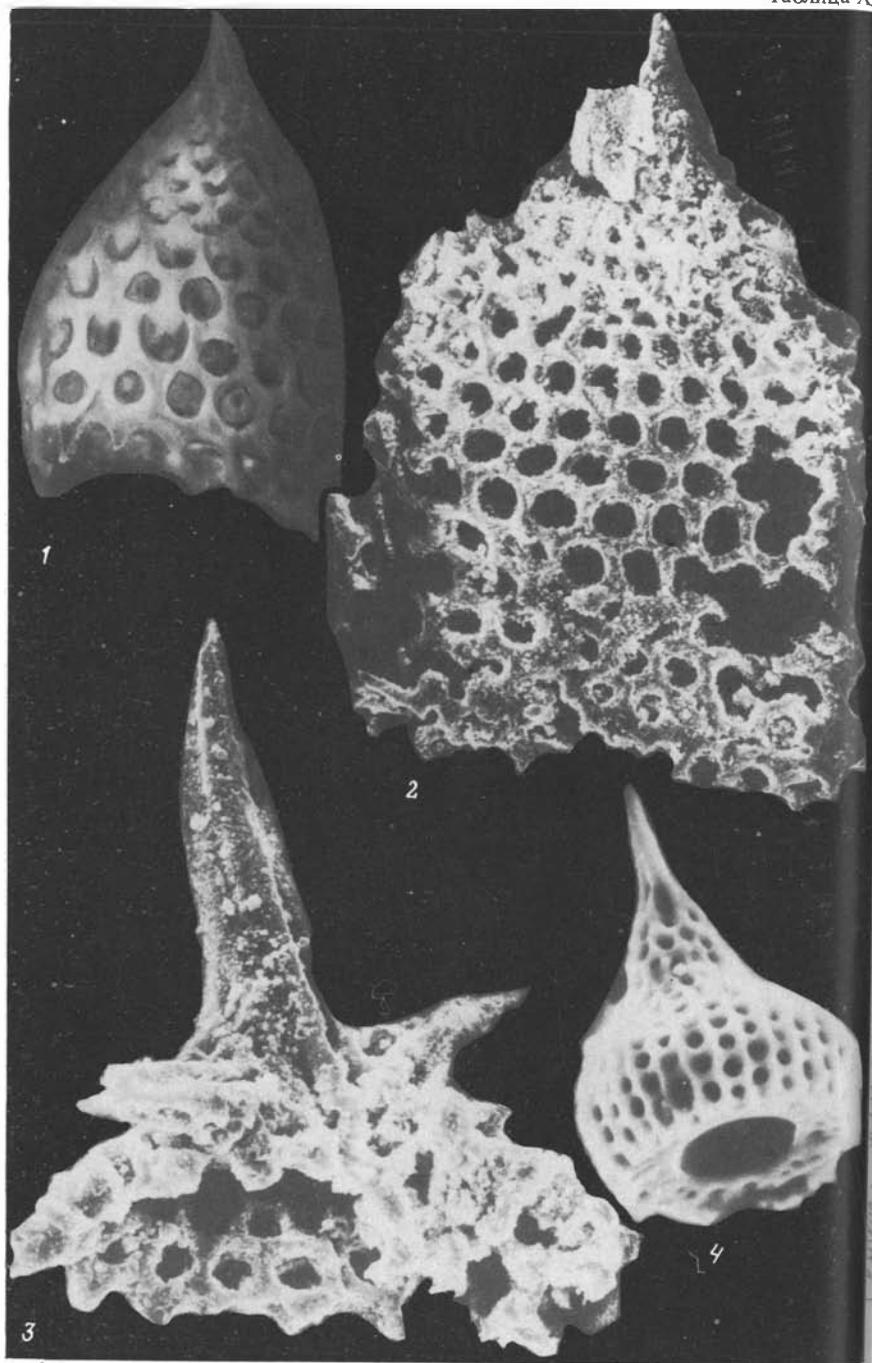


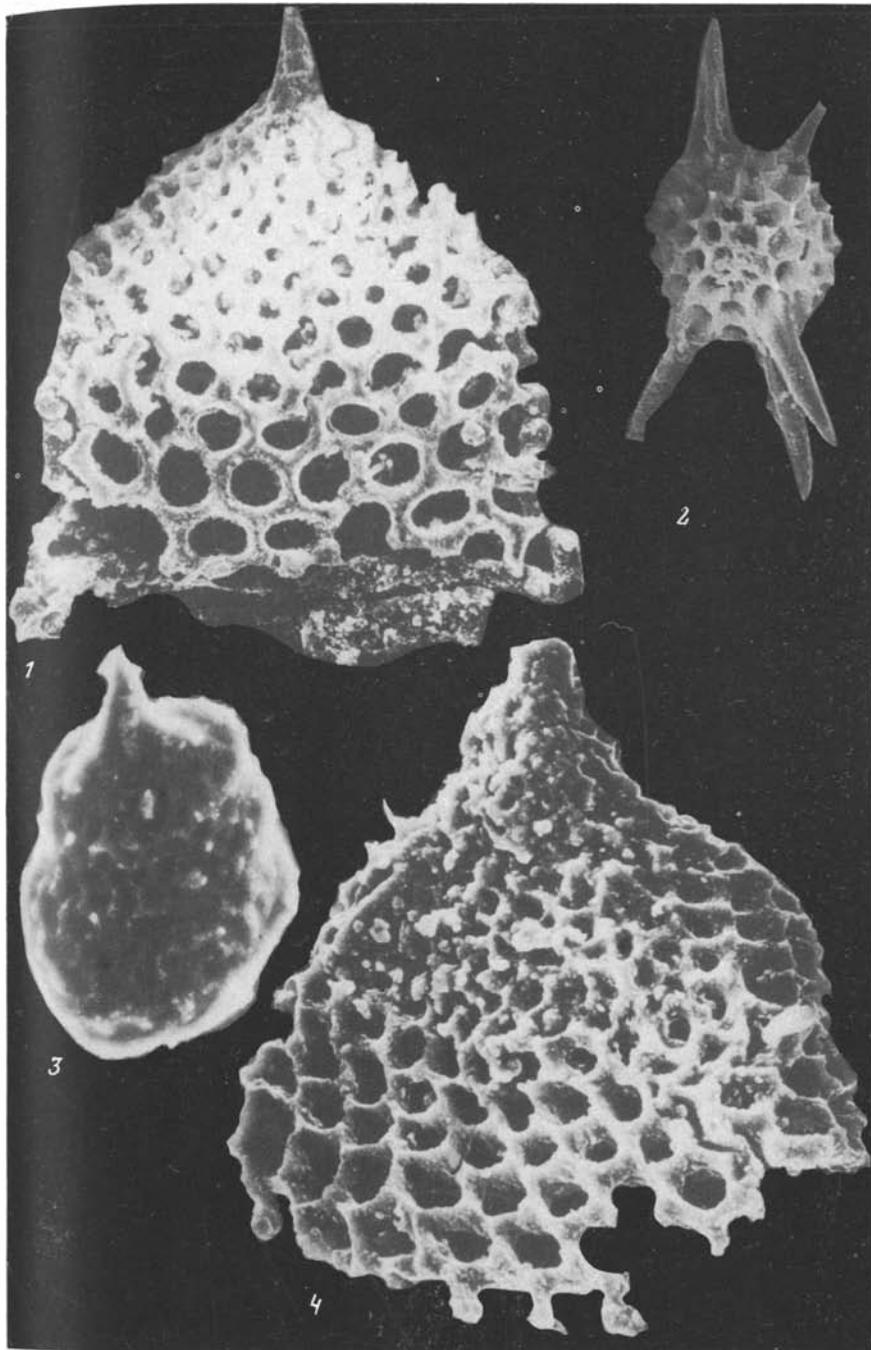


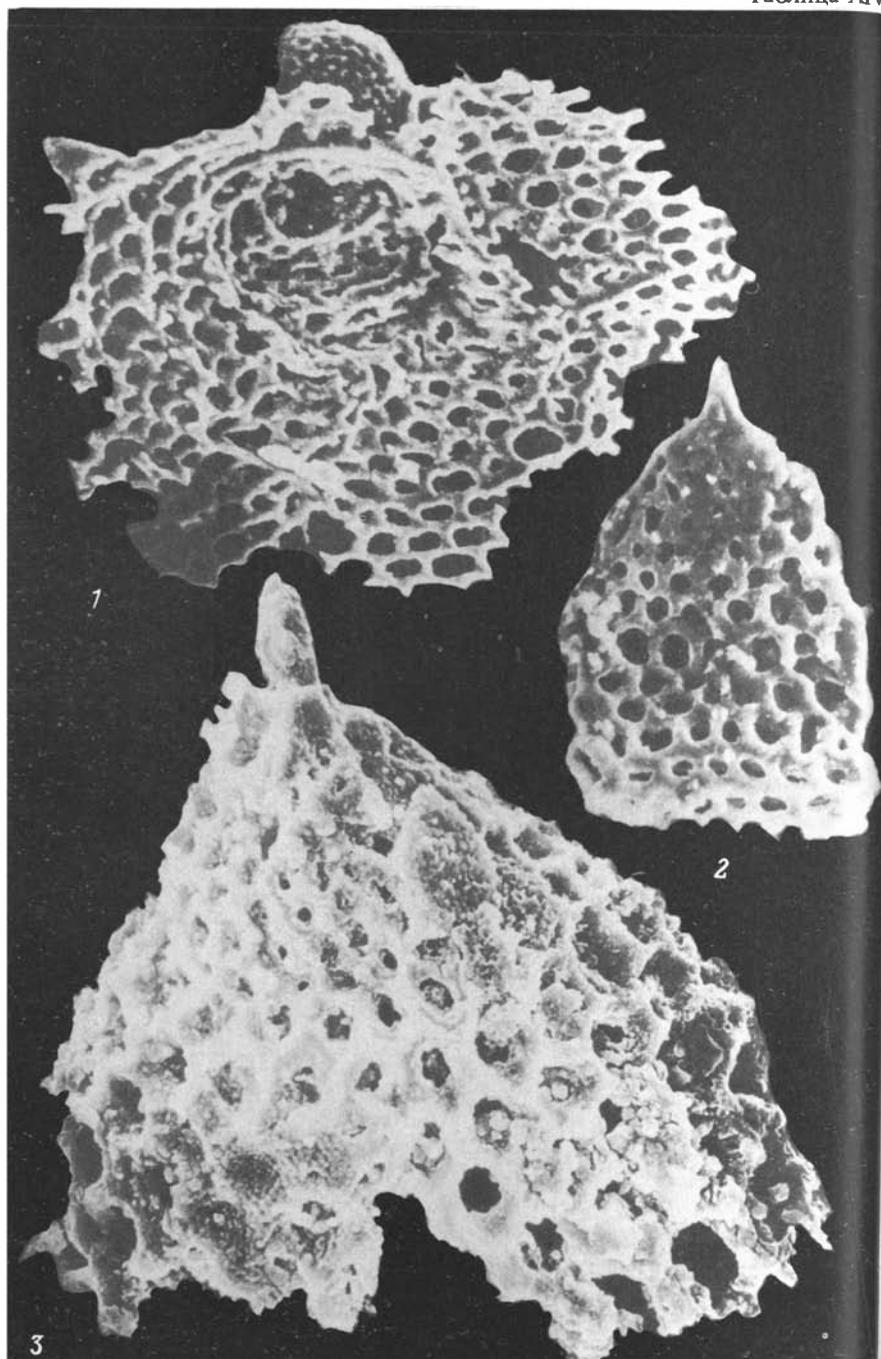


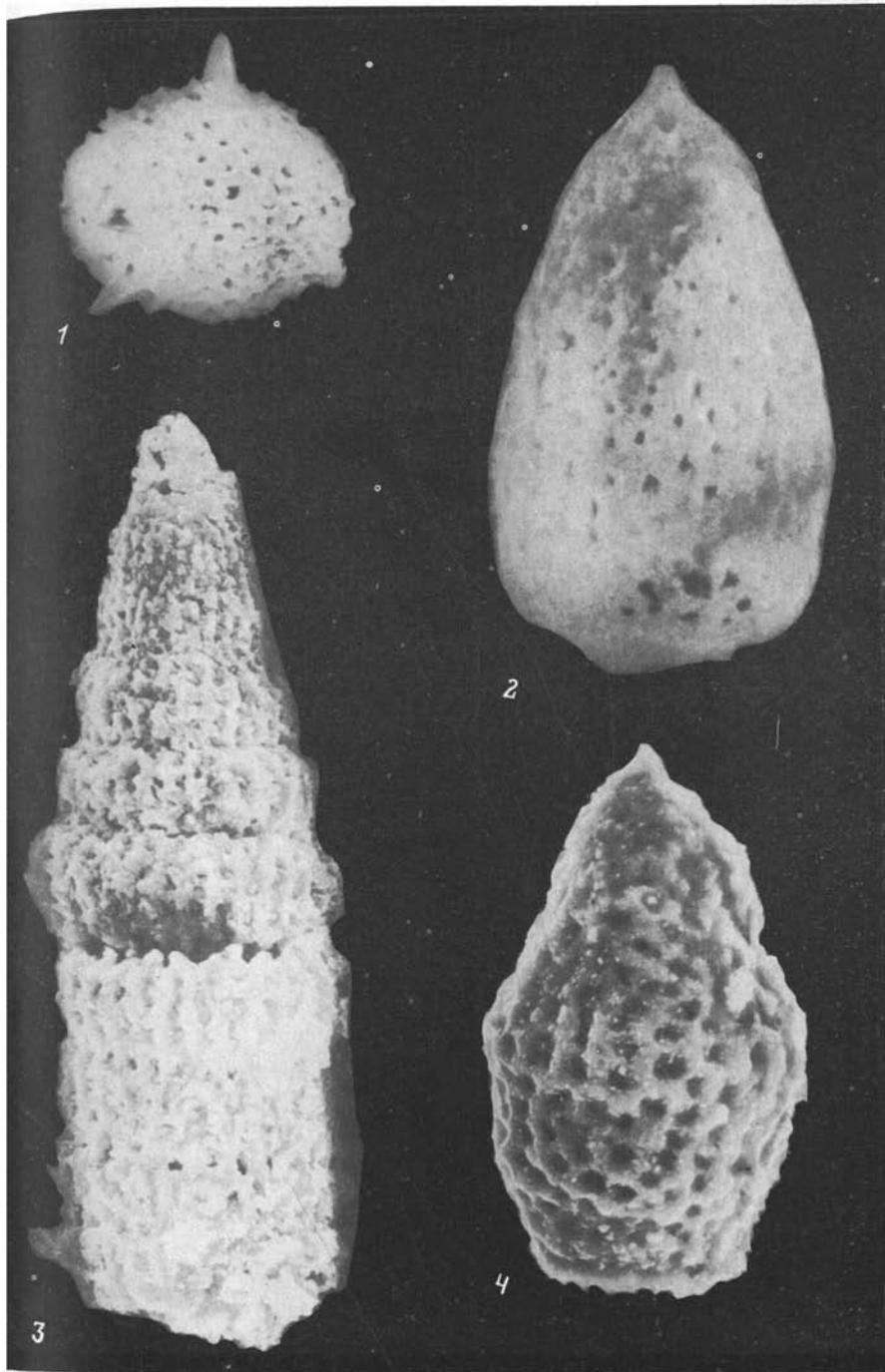


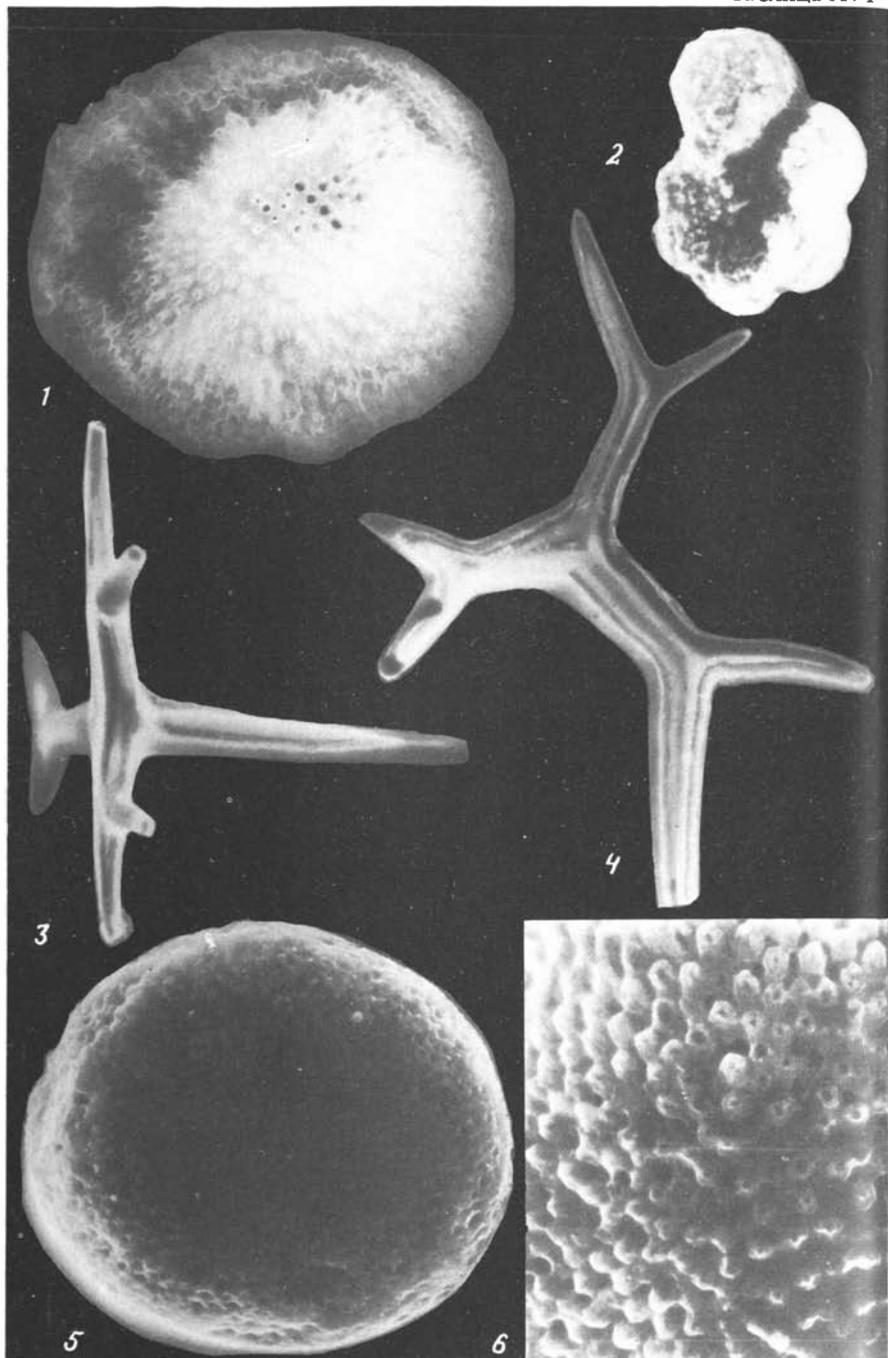












Sethocyrtis ambiguus Vishnevskaya

Табл. XII, 4

Sethocyrtis ambiguus: Vishnevskaya, 1986, pl. 1, fig. 2

Название. От латинского *ambiguus* — загадочный, двусмысленный. **Голотип.** ИЛСАН, экз. 0132-15; коньяк — ранний сантон; Берингово-морской регион СССР, р. Ватына.

Описание. Раковина двухсегментная. Цефалис субконический, с массивной острой апикальной иглой. Торакс субсферический, продольно-ребристый, с большими круглыми неравновеликими порами, расположенными продольными рядами между ребер. Устье оформлено кольцеобразным перистомом в виде толстого валика. Внутренняя часть валика гладкая, внешняя — пористая. Поры округлые, сгруппированы в два невыдержанных ряда. Вершинная игла (рог) вертикальная, субконическая на конце, у основания шестигранная. Грани неравновеликие. Цефалис в верхней части имеет 3 поры на полукружности, а в основании 12, по 2—3 в каждом продольном ряду. На тораксе насчитывается до 28—30 продольных рядов, по 8 пар в каждом.

Размеры. Общая длина раковины без рога 0,14—0,16 мм; высота цефалиса 0,04—0,05 мм, ширина 0,06—0,07 мм; высота торакса 0,08—0,1 мм, наибольший диаметр 0,18—0,20 мм; длина рога 0,045—0,055 мм; диаметр основания цефалиса 0,08—0,09 мм, основания торакса 0,15—0,16 мм, перистомы 0,08—0,09 мм, пор 0,01—0,15 мм.

Сравнение. От других видов рода *Sethocyrtis* отличается устройством устья, особенно наличием толстого внутреннего валика, а также продольно-ребристым строением.

Возраст и распространение. Коньяк—ранний сантон Берингово-морского региона СССР.

Материал. Четыре экземпляра.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА

Основную часть разреза верхнемеловых и нижнекайнозойских отложений в Олюторском хребте слагают изверженные и плутонические породы. До начала наших исследований этот разрез обычно расчленялся на две свиты: ватынскую, образованную базальтами, пестроцветными кремнистыми сланцами и яшмоидами, и ачайваямскую, в состав которой входят туфы, вулканические брекчии в меньшей степени эффузивы и кремнистые породы. Детальные наблюдения показали, что объем ватынской свиты разные геологи принимали произвольно. Из-за отсутствия в разрезе маркирующих горизонтов и макрофауны в полевых условиях трудно было определить, породы какой части разреза обнажаются в том или ином конкретном районе, и много раз толщи, соответствовавшие по возрасту ачайваямской свите, относились к ватынской, и наоборот.

Поэтому авторы данной монографии были вынуждены выделить эффузивные комплексы — гытгынский, олюторский, ничакваямский и мачевнинский, которые характеризуются определенным вещественным составом в опорных разрезах и отвечают соответствующему этапу эволюции океанической коры или островной дуги. Геологический возраст указанных комплексов, за исключением олюторского, в тех же разрезах установлен на основании изучения радиолярий и фораминифер. Изучение других одно возрастных разрезов показывает, что по простиранию комплексы фацials тела или стратиграфические горизонты. В связи с этим, предлагая вниманию читателя петрологическое описание вулканических комплексов, авторы преследуют цель дать подробный анализ изменения характера вулканизма во времени в пределах Олюторского хребта.

ГЫТГЫНСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС АЛЬБА-ТУРОНА

Гытгынский комплекс представляет собой чередование потоков базальтовых лав, содержащих прослои и линзы пелагических известняков (микрофауной альб-туронского возраста [Вишневецкая и др., 1981]). Он распространен в северной части Олюторского хребта, перекрывается кремнисто-вулканогенными отложениями коньяк-сантона и из-за отсутствия подстилающих отложений может рассматриваться как наиболее древний разрезе верхнего мела Олюторской зоны. Сложная тектоническая структура

ра и слабая изученность района не позволяют, к сожалению, в полной мере судить об истинном характере строения и мощности комплекса. Представление о нем основывается на изучении разреза, расположенного на склоне водораздела правого притока р. Ватыны и руч. Умалгиваям — левого притока р. Ачайваям. Здесь толща базальтов слагает ядро антиклинальной складки, шарнир которой имеет меридиональное простирание, а периклинальное замыкание наблюдается в вертикальной стенке ледникового цирка на правом берегу руч. Гытгын. В разрезе наблюдается следующая последовательность:

Мощность, м

1. Афанитовые базальтовые лавы массивного облика, лилово-серого цвета, рассеченные тонкой сетью прожилков кальцита и эпидота. Встречаются редкие миндалины, выполненные кальцитом. ~ 10
 2. Подушечные лавы базальтов зеленовато-серой и темно-серой, почти черной окраски, тонко раскристаллизованные, афировые, неминдалекаменные. Подушечные обособления прижаты друг к другу, межподушечное заполнение отсутствует. Форма обособлений овальная, вытянутая, каплеобразная. Размер сильно варьирует — от 0,3 до 1–2 м по длинной оси. Потоки с подушечным строением (менее 30 м) чередуются с небольшими по мощности (первые метры) и протяженности массивными разностями. ~ 100
 3. Потоки базальтов мощностью в первые метры, с массивным, реже подушечным строением. Кровля отдельных потоков имеет угловато-обломочное строение; встречаются мелкие скопления кремнисто-карбонатного вещества желтоватого и розового цвета. Базальты трещиноватые, лилово-серой окраски, гематитизированные с неравномерным распределением гематита, образующим в породах диффузионные разводы. ~ 20
 4. Дезинтегрированные подушечные лавы, обладающие обломочным строением. Обломки размером от 3–5 до 10–15 см погружены в мелкообломочную массу того же состава, сохраняя иногда ориентированное расположение в виде подушечного обособления. Базальты афанитовые, лилово-серого цвета. ~ 15
 5. Лавы базальтов массивной текстуры, содержащие маломощные прослои (менее 20 см) и скопления глинисто-карбонатного материала. В кровле описываемого слоя осадочное вещество образует более или менее протяженный горизонт мощностью около 20 см. Базальты гематитизированы, имеют красноватый оттенок, некоторые потоки обогащены миндалинами кальцита. ~ 20
 6. Подушечные лавы базальтов афировые, неминдалекаменные, темно-серого цвета. Подушечные обособления размером 0,4–1 м имеют вытянутую или каплеобразную форму и большей частью плотно подогнаны друг к другу. В кровле некоторых потоков отмечаются маломощные скопления гиадокластитов. В средней части описываемого слоя присутствует силл мелкокристаллического диабазы мощностью 15 м. 50
 7. Маломощные потоки базальтов с подушечным и массивным строением, афировые и крупнопорфировые плагиоклазовые, интенсивно гематитизированные, содержащие в углублениях кровли слоистый осадок кремнисто-известковистого состава. . . 10
- Видимая мощность разреза с учетом колебаний эрозионного среза. 300

Выше по тектоническому срыву залегают туфогенно-кремнистые породы ватынской толщи коньяк-кампанского возраста. Однако представления о верхней границе гытгынской толщи не могут считаться окончательно выясненными.

В большинстве случаев эта граница имеет тектоническую природу, но в одном из обнажений, в 2 км к востоку от описанного разреза, В.Д. Чехович наблюдал согласное залегание красных кремнистых пород, содержащих обломки раковин иноцерамов, на массивных диабазах, относимых им к гытгынской толще.

Из приведенного выше описания можно сделать некоторые общие заключения о строении и составе толщи, которые сводятся к следующему:

1) вверх по разрезу возрастает количество осадочного материала, представленного пелагическими известняками, обычно с примесью глины или кремнезема и обломков раковин иноцерамов, вначале заполняющего только промежутки между отдельными подушечными обособлениями и небольшие карманы в кровле потоков, а в верхних частях образующего прослой мощностью в первые десятки сантиметров и линзы мощностью до нескольких метров;

2) в том же направлении неравномерно, но заметно увеличивается миндалекаменность (пористость) лав и степень их вторичного окисления (гематитизация);

3) в верхних горизонтах наряду с афировыми и мелкопорфировыми оливиновыми базальтами, составляющими основной объем толщи, появляются базальты, обогащенные крупными вкрапленниками плагиоклаза.

Следует отметить, что, помимо охарактеризованного разреза, указанные особенности наблюдаются и в других, меньших по мощности и тектонически разобщенных фрагментах толщи.

Таким образом, в целом характер строения гытгынского комплекса позволяет считать, что его формирование происходило в подводно-морских, достаточно глубоководных условиях. Сугубо лавовый состав извержений и отсутствие пирокластических пород указывают на трещинный тип вулканизма, а широко проявленная гематитизация пород свидетельствует о развитии вторичного изменения, аналогичного наблюдаемому в современных центрах спрединга [Natland, Hekinian, 1982].

Породы гытгынской толщи вместе с верхнемеловыми отложениями более позднего возраста северной части Олюторского хребта тектонически образуют покровно-складчатую структуру, начало формирования которой приходится на ранний палеоцен [Александров и др., 1980]. Структура представляет собой сложнопостроенное сочетание (нагромождение) чешуй и пластин, разделенных системой пологих и крутопадающих надвигов, имеющих общее субширотное простирание. Мощность отдельных пластин комплекса — от нескольких десятков до первых сотен метров. Сложный характер наблюдаемых структурных взаимоотношений и сильная дислоцированность пород, возникшие в условиях интенсивного сжатия, в значительной степени связаны с различной компетентностью толщ. В кремнистых породах, как более пластичных, наблюдается большая степень сжатия, проявленная в виде лежачих, запрокинутых или изоклиналильных складок различного порядка, тогда как в более хрупких изверженных породах наблюдаются сколовые деформации, как вертикальные, так и горизонтальные. Последние часто бывают приурочены к верхней границе эффузивов с кремнистыми отложениями, как уже отмечалось в более ранних публикациях [Александров и др., 1970] по этому региону.

Петрографическая характеристика

Микроскопическое изучение базальтов гытгынской толщи показало, что среди них встречаются афировые и порфиоровые разновидности. Последние, в свою очередь, можно разделить на обедненно-порфиоровые (< 5% вкрапленников) и обогащенно-порфиоровые (> 10% вкрапленников). Вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, комбинация которых обуславливает разнообразие петрографического состава базальтов. В обедненно-порфиоровой группе устанавливаются три главных типа парагенезисов вкрапленников — оливиновый, оливин-плагиоклазовый и оливин-клинопироксен-плагиоклазовый. Оливин образует мелкие кристаллы, имеющие иногда округлые очертания, размером 0,1–0,5 мм, замещенные гематитом и хлоритом. Плагиоклаз и пироксен встречаются в виде отдельных кристаллов и гломеропорфиоровых сростаний размером 0,5–2 мм. Плагиоклаз, как правило, альбитизирован (№ 16–18) и сосюритизирован, клинопироксен замещается хлоритом, но чаще не затронут вторичным изменением.

Афировые и порфиоровые базальты связаны между собой постепенными переходами и обладают одинаковыми структурами основной массы, которые меняются от стекловатой и вариолитовой в наружных частях подушечных обособлений до интерсертальной и микродолеритовой в их внутренних частях. Минералогически основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном и титаномагнетитом. Плагиоклаз (№ 10–12) образует лейсты размером 0,2–1 мм, промежутки между которыми заполнены агрегатом скелетных кристаллов клинопироксена, срастание последних приводит к возникновению участков с мономинеральным строением. Клинопироксен, по данным микрозондового анализа, имеет состав авгита и на дискриминационных диаграммах [Nisbett, Pearce, 1977] попадает в поле пироксенов из толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Вместе с тем по сравнению с последними в базальтах гытгынского комплекса наблюдается более раннее выделение титаномагнетита, размер зерен которого достигает 0,2 мм, а объем составляет иногда 5–7%, не сопровождаясь, однако, существенным увеличением железистости пород. Это, очевидно, связано с резким возрастанием на последних этапах кристаллизации окислительного потенциала в расплаве, обуславливающего интенсивную кристаллизацию рудного минерала.

Обогащенно-порфиоровые базальты, как уже указывалось ранее, тяготеют к верхней части комплекса и в целом составляют незначительное количество от общего объема базальтовых излияний. Это крупнопорфиоровые породы, представленные плагиоклазовой разновидностью с содержанием вкрапленников от 10 до 30%. В подчиненном количестве присутствуют замещенные хлоритом реликты темноцветного минерала (оливина?). Вкрапленники плагиоклаза достигают размера 1 см и всегда интенсивно сосюритизированы. Тем не менее был встречен базальтовый поток с относительно низкой степенью метаморфизма, содержащий плагиоклаз, претерпевший вторичного изменения. Измерения показали, что состав вкрапленников соответствует лабрадор-битовниту (№ 70), а состав плагиоклаза основной массы отвечает андезиту (№ 47–48). Структура основной массы интерсертально-призматическая.

Вторичные изменения описываемых базальтов в целом могут быть отнесены к зеленосланцевой стадии метаморфизма. Метаморфические минералы представлены альбитом, кварцем, хлоритом, пренитом, пумпеллиитом (?), эпидотом. Широко развита также гематитизация пород. Встречаются прожилки, выполненные альбит-кварцем, гематит-кальцитом, эпидотом, указывающие на то, что метаморфизм протекал многоэтапно и под воздействием флюидов различного состава. Лавы большей частью неминдалекаменные. В разностях, содержащих миндалины (объем последних не превышает первых процентов), заполнение их происходило также в несколько этапов. Мелкие миндалины (размером < 1 мм) выполнены хлоритом и пумпеллиитом, тогда как более крупные (> 1 мм) выполнены кальцитом.

Влияние метаморфизма на химический состав базальтов

Все изученные образцы испытали в большей или меньшей степени метаморфические преобразования, сопровождавшиеся процессами привноса-выноса вещества, и поэтому их состав не полностью отражает первичные соотношения элементов в породах. В первую очередь это касается элементов щелочной и щелочноземельной групп: Na, K, Rb, Ca, Mg, Ba, Sr. Все они проявляют большую или меньшую подвижность при взаимодействии пород с метаморфизирующими растворами, и поэтому использование их для петрогенетических построений затруднительно и в каждом случае требует независимой проверки по другим группам элементов.

К подвижным в условиях зеленосланцевого метаморфизма элементам следует отнести также Si, вынос которого из базальтов происходит в результате процесса хлоритизации. В породах основного состава хлорит обычно представлен группой диабатита-делессита с содержанием SiO_2 около 30–33%, и развитие этого минерала должно неизбежно сопровождаться явлением десилификации пород. Этот процесс иллюстрируется диаграммой SiO_2 – П.п.п. (рис. 4), на которой значения кремнезема в базальтах гытгынского комплекса показывают обратную зависимость от содержания кристаллизационной воды и, кроме того, подтверждаются общим низким уровнем этого компонента в описываемых породах, большей частью не поднимающегося выше 49%.

Как показывают многочисленные исследования [Hajash, 1975; Mottle, Holland, 1978], существует, однако, ряд элементов, таких, как Ti, Zr, Y, TR, Cr, Ni, V, которые оказываются более устойчивыми к процессам метаморфизма. Именно перечисленные элементы в дальнейшем будут использованы для характеристики состава базальтов рассматриваемой толщи и изучения условий их образования.

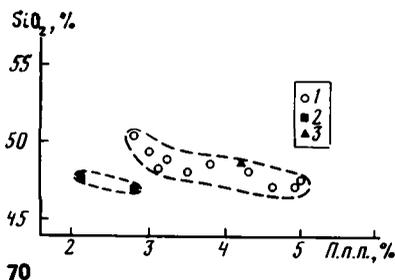


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 – П.п.п. (потери при прокаливании) в базальтах гытгынского комплекса

Условные обозначения к рис. 4–9

Базальты: 1 – высокотитанистые, 2 – плагиоклаз-порфировые, 3 – низкотитанистые

Петрогеохимическая характеристика

В табл. 7 приводится состав базальтов гытгынского комплекса. В целом их можно охарактеризовать как умеренно дифференцированные породы с вариациями магнезиальности от 51 до 66, с колебаниями содержаний MgO от 4,62 до 8,82%, $FeO_{общ}$ от 6,57 до 10,2%, Cr от 100 до 610 г/т, Ni от 45 до 95 г/т, Co от 24 до 46 г/т, V от 170 до 300 г/т. Содержание глинозема составляет в афировых разностях базальтов 12,02–15,61% и в плагиоклаз-порфировых 19–21%. Такой же размах колебаний отмечается в значениях Sr (58–250 и 360–456 г/т соответственно). По уровню содержания названных элементов, так же как и по уровню содержаний TiO_2 (1,43–1,75%) и близких к нему литофильных элементов – Zr (90–146 г/т) и Y (29–45 г/т), базальты гытгынского комплекса оказываются близкими к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) и окраинных морей [Sun et al., 1979; Лутц, 1980; Hawkins, 1976]. Наряду с указанными породами следует отметить наличие обр. 520, обладающего существенно отличной комбинацией элементов. Она заключается в низком уровне литофильных элементов: TiO_2 (0,93%), Zr (48 г/т), Y (19 г/т) – при низких значениях Cr (120 г/т) и Ni (38 г/т) и характерна для пород островодужного типа.

Очевидно, что присутствие в одном разрезе пород с различным геохимическим родством имеет важный генетический смысл и проявляется на всех приводимых ниже дискриминационных диаграммах. На диаграмме $Ti-Cr$ (рис. 5) обр. 520 находится в поле островодужных пород, тогда как остальные базальты гытгынского комплекса располагаются в области океанических составов. На диаграмме $Ti-V$ (рис. 6) обр. 520 попадает на границу островодужного и океанического секторов. На диаграмме $Ti-Zr$ (рис. 7) указанный образец оказывается в поле перекрытия океанических и островодужных составов, однако принадлежность его должна быть признана за последней из названных групп, если учитывать степень его дифференцированности, поскольку из океанических пород в область перекрытия попадают наиболее примитивные низкотитанистые базальты, обладающие наивысшим содержанием Ni и Cr . Примером может служить состав базальтового стекла из района ФАМОУС в Срединно-Атлантическом хребте – 239 г/т Ni , тогда как в базальте обр. 520 содержание этого элемента составляет 38 г/т.

Основная группа относительно высокотитанистых базальтов гытгынского комплекса на диаграмме $Ti-Zr$ целиком принадлежит к полю океанических базальтов и показывает вариации Ti/Zr от 67 до 109. Такие же заметные колебания (2,5–4,4) отмечаются и для Zr/Y . Поскольку все эти элементы относятся к категории несовместимых и в магматических процессах ведут себя большей частью единообразно, то для серии пород, связанных между собой единством источника и процессов фракционирования, отношения этих элементов должны оставаться постоянными [Sun, Nesbitt, 1977]. Изменение этих отношений может быть вызвано либо изменениями условий или масштабов плавления, либо вариациями содержания этих элементов в составе источника [Sun, Nesbitt, 1978; Pearce, Norry, 1979]. Следовательно, рассматриваемые базальты не могли возникнуть в результате простой кристаллизационной дифференциации из единой

Таблица 7

Химический состав базальтов гытгынского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	49,34	46,99	48,17	48,56	47,25	48,04	47,99	48,57	48,81	47,03	50,40	47,63	47,69
TiO ₂	1,70	1,43	1,73	1,67	1,65	0,93	1,54	1,50	1,70	1,47	1,69	1,24	1,75
Al ₂ O ₃	12,84	14,29	14,61	12,02	15,61	15,72	14,20	13,15	15,07	21,10	15,18	14,84	19,13
Fe ₂ O ₃ *	11,33	9,80	11,10	11,12	9,79	10,54	10,25	10,73	9,61	8,10	9,69	9,17	8,78
MnO	0,14	0,14	0,17	0,16	0,16	0,15	0,17	0,17	0,15	0,13	0,15	0,15	0,18
MgO	5,50	6,27	6,12	5,22	8,82	5,47	6,76	8,47	7,61	5,68	8,05	4,62	5,93
CaO	11,41	12,54	10,70	13,30	8,39	10,91	11,22	9,56	9,30	8,87	6,43	11,73	12,24
Na ₂ O	4,20	3,30	3,40	3,60	2,10	3,60	3,40	3,50	3,60	3,89	5,05	4,90	2,65
K ₂ O	< 0,02	< 0,02	0,46	0,02	2,14	< 0,02	0,62	< 0,02	0,49	0,72	0,09	0,09	0,16
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,12	0,13	0,13	0,15	0,08	0,08	0,13	0,19	0,19	0,14	0,14
П.п.п.	3,02	4,85	3,13	3,83	3,95	4,25	3,47	4,19	3,21	2,77	2,77	4,96	2,11
Сумма	99,65	99,77	99,71	99,63	99,99	99,78	99,70	99,94	99,68	99,95	99,69	99,47	100,76
H ₂ O ⁻	0,16	9,30	0,32	0,26	0,40	0,36	0,32	0,40	0,42	0,34	0,14	0,14	—
FeO	4,67	4,38	5,22	5,36	4,57	4,38	4,17	5,58	4,79	2,15	5,15	3,08	4,55
FeO*	10,20	8,82	10,0	10,0	8,81	9,49	9,23	9,66	8,65	7,29	8,79	8,25	7,90
Cr	610	200	260*	250	320	120*	420	180	300	400	100	360	240
Ni	64	52	58	45	85	38	7,0	65	70	95	49	92	80
Co	42	44	42	40	46	39	43	42	40	36	24	46	39
V	300	270	290	280	250	260	260	260	240	170	170	290	230
K	0,17	0,13	0,50	0,14	1,9	0,14	0,65	0,09	0,57	0,89	0,23	0,24	0,31
Rb	2,4	2,8	15	1,0	63	3,8	15	0,07	1,7	26	4,2	8,7	4,5
Sr	112	83	230**	58**	165	120**	170**	115	209	456	250**	86	360**
Ba	< 30	< 30	22**	< 5**	< 30	56**	140**	< 30	86	132	11**	< 30	13**
Y	35	33	39	37	45	19	30	30	40	30	38	29	30
Zr	104	101	110**	92**	134	45**	94**	105	146	132	140**	75	130**
Hf	—	—	3,1	2,7	—	1,4	3,1	—	—	—	3,8	—	3,0
Ta	—	—	0,11	0,08	—	< 0,06	< 0,06	—	—	—	0,13	—	0,18

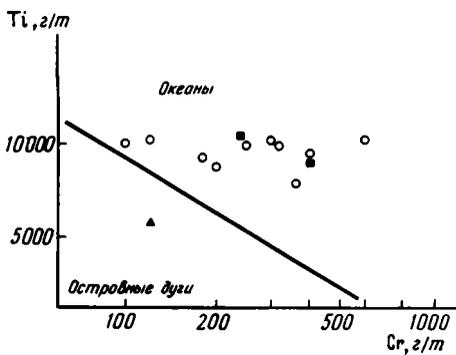
Nb	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
La	—	—	4,3	4,1	—	5,6	2,7	—	—	—	6,4	—	6,2
Ce	—	—	11,0	11,0	—	12,0	9,1	—	—	—	17,0	—	16,0
Sm	—	—	4,0	4,0	—	3,1	3,3	—	—	—	4,2	—	3,8
Eu	—	—	1,4	1,4	—	0,96	1,3	—	—	—	1,4	—	1,3
Tb	—	—	1,1	1,2	—	0,57	1,1	—	—	—	1,1	—	0,79
Yb	—	—	3,6	4,1	—	2,0	4,0	—	—	—	3,7	—	3,0
Lu	—	—	0,61	0,57	—	0,33	0,60	—	—	—	0,55	—	0,44
Mg*	52	59	55	51	66	53	59	63	64	62	65	51	61
Ni/Co	1,26	1,09	1,14	1,13	1,85	1,00	1,51	1,38	1,75	2,64	1,25	1,85	2,05
Ti/V	34	31,7	35,8	35,8	39,6	21,5	35,5	34,6	42,5	51,9	59,6	25,6	45,7
Ti/Zr	98	85	94	109	73	116	98	86	70	67	72	99	71
Zr/Y	2,97	3,06	2,85	2,49	3,00	2,53	3,13	2,5	3,65	4,4	3,68	2,58	4,33
(La/Ce) _N	—	—	1,03	0,98	—	1,24	0,79	—	—	—	1,00	—	1,05
(La/Sm) _N	—	—	0,64	0,62	—	1,07	0,48	—	—	—	0,91	—	0,99
(La/Tb) _N	—	—	0,57	0,50	—	1,45	0,36	—	—	—	0,85	—	1,15
(La/Yb) _N	—	—	0,74	0,62	—	1,75	0,42	—	—	—	1,08	—	1,31
(Tb/Yb) _N	—	—	1,24	1,24	—	1,21	1,17	—	—	—	1,26	—	1,12

* Данные нейтронной активации.

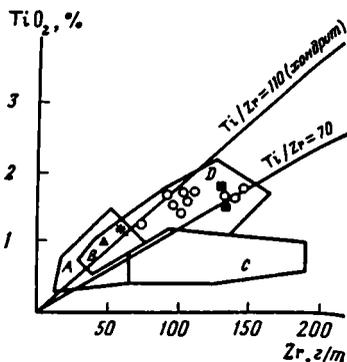
** Определения, выполненные в Бронницкой ЦГЭ ИМГРЭ.

Примечание. Номера образцов: 1 — 511, 2 — 512, 3 — 513, 4 — 514, 5 — 518, 6 — 520, 7 — 522, 8 — 524, 9 — 545, 10 — 546, 11 — 506, 12 — 508, 13 — 170. Силикатные анализы выполнены в Нарофоминской комплексной экспедиции ВИМСа рентгеноспектральным методом с дополнительным определением N₂O, FeO, п.п.п. и H₂O. К, Rb, Ni, Co, Cr, V определены методом атомной абсорбции в ИЛСАНе (аналитик Н.А. Малова). Ba, Sr, Zr, Y, Nb определены рентгено-флуоресцентным методом в ГИНе АН СССР (аналитик Е.М. Марголин) и (кроме Y) в Бронницкой ЦГЭ ИМГРЭ (аналитик С.М. Ляпунов). Cr, Ta, TR определены методом нейтронной активации в Бронницкой ЦГЭ (аналитик С.М. Ляпунов). N — отношения элементов, нормированных по хондриту [Буго и др., 1984]. Mg* = MgO/(MgO + FeO*). FeO* и Fe₂O₃* — суммарное железо, соответственно в закисной и окисной форме.

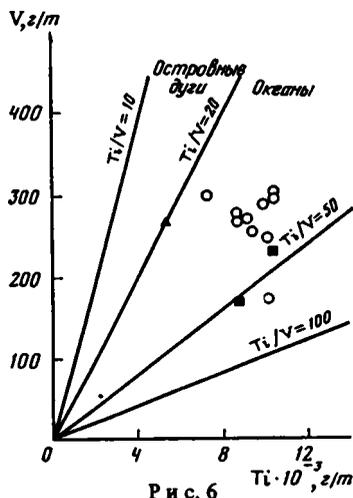
Здесь и далее: окислы — в %, элементы — в г/т; п.п.п. — высокотемпературные потери после удаления горной влажности; прочерки — не определялось; не обн. — не обнаружено.



Р и с. 5



Р и с. 7



Р и с. 6

Р и с. 5. Диаграмма Ti-Cr [Pearce, Cann, 1973] для базальтов гытгынского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 4
Р и с. 6. Диаграмма Ti-V [Shervais, 1982] для базальтов гытгынского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 4

Р и с. 7. Диаграмма TiO_2-Zr [Pearce, Cann, 1973]

А - толеиты островных дуг; В - область перекрытия составов толеитов островных дуг и срединно-океанических хребтов; С - известково-щелочные базальты островных дуг; D - базальты срединно-океанических хребтов. Звездочка - примитивный состав базальтового стекла из района ФАМОУС Срединно-Атлантического хребта [Languir, et al., 1977]

Условные обозначения см. на рис. 4

порции магмы. Это подтверждается также диаграммами Ni-Zr и Cr-Zr (рис. 8), на которых базальты гытгынского комплекса образуют три группы составов с различным уровнем содержания элементов и независимыми трендами дифференциации.

Сложную комбинацию процессов фракционирования и частичного плавления необходимо привлечь, чтобы объяснить наблюдаемый в базальтах гытгынского комплекса характер распределения редких земель. Общий уровень их содержания в названных породах такой же, как и в базальтах океанического дна (MORB) (рис. 9). В афировых базальтах значения $(La/Yb)_N$ варьируют от 0,42 до 1,08 и являются типичными для океанических толеитов. Вместе с тем изменения содержания легких и средних земель $((La/Tb)_N = 0,36-0,85)$ сочетаются с почти неизменным уровнем тяжелых редких земель $((Tb/Yb)_N = 1,17-1,26)$, свидетельствуя о том, что эти породы не могут быть связаны только процессами фракционирования и представляют собой продукты плавления и дифференциации независимых порций магмы. По сравнению с афировыми разностями плагиоклаз-порфиновый базальт обладает повышенным значением

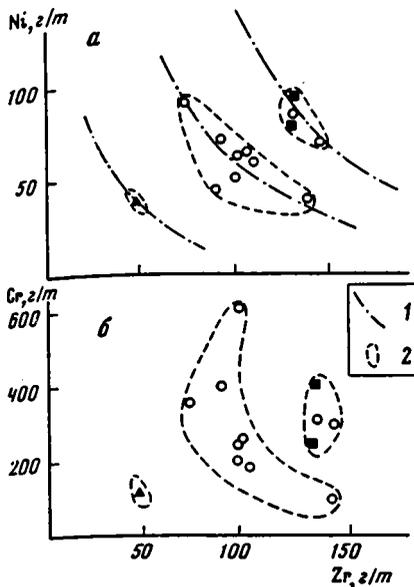


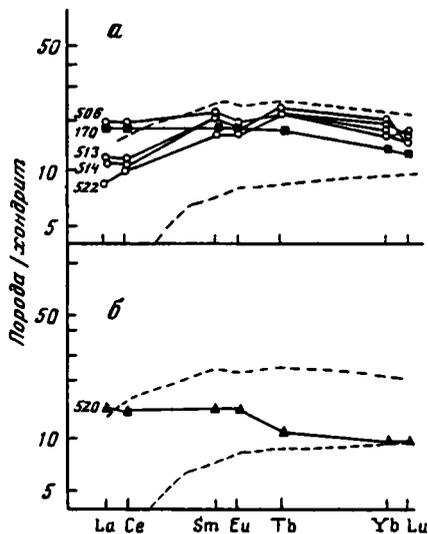
Рис. 8. Диаграммы Ni-Zr (а) и Sr-Zr (б) для базальтов гытгынского комплекса 1 - предполагаемые тренды дифференциации; 2 - поля составов базальтов различных типов

Условные обозначения см. на рис. 4

Р и с. 9. График распределения редких земель в базальтах гытгынского комплекса Базальты: а - высокотитанистые, б - низкотитанистые. Цифры - номера образцов, характеристика которых дана в табл. 7

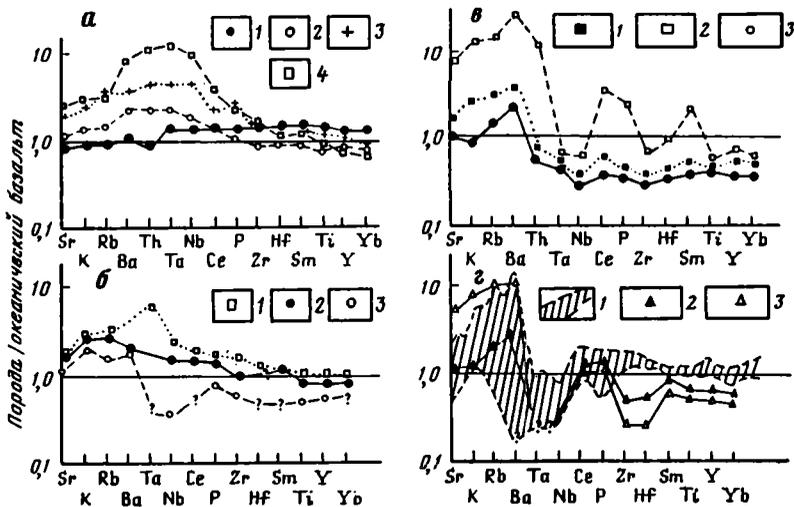
Пунктиром ограничено поле базальтов срединно-океанических хребтов [Tarney et al., 1977]

Условные обозначения см. на рис. 4



$(La/Yb)_N$ (1,31) и несколько более низким содержанием тяжелых TR ($(Tb/Yb)_N = 1,12$), что предполагает его независимое происхождение. В целом наблюдаемые соотношения, которые включают также пересекающийся характер кривых распределения и различия в La/Ce, требуют для своего объяснения сложных моделей типа динамического плавления [Langmuir et al., 1977] или многоэтапного внутрикамерного фракционирования клинопироксена, плагиоклаза и оливина [Elton, 1984].

Низкотитанистый базальт обр. 520 также имеет общее содержание TR, сопоставимое с океаническим, находясь в поле базальтов MORB. Но если учесть, что он представляет собой существенно дифференцированную породу, то можно предположить, что состав исходного расплава должен был иметь содержание редких земель заметно более низкое, подобное содержанию их в толеитовых породах островных дуг [Jakeš, Gill, 1970]. Для объяснения этого следовало бы предположить либо большее по масштабу плавление того же самого источника MORB [Pearce, Norry, 1979], либо наличие независимого источника с пониженной концентрацией TR [Green, 1973]. Базальт обр. 520 также обладает самым высоким из проанализированных образцов $(La/Yb)_N$ (1,75), которое может быть следствием



Р и с. 10. Поликомпонентные диаграммы распределения редких элементов, нормированных относительно среднего океанического толеита [Pearce et al., 1981; Pearce, 1983], для базальтов различных геодинамических обстановок и Олюторской зоны
 а – базальты океанов: 1 – хребет Хуан-де-Фука; 2 – Аденский залив, 3 – Средне-Атлантический хребет, 45° с.ш., 4 – хребет Рейкьянес (1, 2, 4 – по [Pearce et al., 1981], 3 – по [Wood et al., 1979]); б – базальты окраинных морей: 1 – Марианская впадина, 2 – море Скоша, 3 – Тирренское море (1, 3 – по [Pearce et al., 1981], 2 – по [Saunders, Tarney, 1979]); в – базальты островных дуг: 1 – Южно-Сандвичева, 2 – Тонга, 3 – Новые Гебриды (1, 2 – по [Pearce et al., 1981], 3 – по [Gorton, 1977]); г – Олюторская зона: 1 – поле составов высокотитанистых базальтов гытгынского комплекса, 2, 3 – низкотитанистые базальты: 2 – гытгынского комплекса, 3 – мацанинского комплекса

либо интенсивного фракционирования клинопироксена [Шиллинг, 1973], либо высокого содержания легких TR в субстрате.

Наиболее полное и наглядное представление о генетических различиях двух типов базальтов гытгынского комплекса – относительно высокотитанистого с океаническим родством и низкотитанистого с островодужным родством – дает график концентраций несовместимых элементов, нормированных по типичному океаническому толеиту (рис. 10). В качестве сравнения приводятся аналогичные графики для океанических окраинно-морских и островодужных базальтов, на которых видно, как в этих породах в названной последовательности происходит увеличение содержания легких литофильных элементов (Sr, K, Rb, Ba, Ce, P) и снижение концентрации высокочargedных литофильных элементов (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb).

Оценка характера распределения элементов в базальтах гытгынского комплекса требует дифференцированного подхода. В первую очередь необходимо выделить группу щелочных и щелочноземельных элементов (от Sr до Ba), показывающую преимущественно обогащенный тип распределения, аналогичный наблюдаемому в породах островных дуг. Но, поскольку эти элементы относятся к категории подвижных в условиях низкотемпературного метаморфизма, интерпретация этой части графиков

остается неоднозначной. Остальные элементы (от Ta до Yb) представляют собой более устойчивую к метаморфизму группу, и их соотношения должны быть близки к первоначальным. Все рассматриваемые породы, за исключением базальта обр. 520, образуют сравнительно компактное поле, в пределах которого присутствуют как породы, близкие к типичному океаническому толенту, так и породы, переходные к обогащенному типу, но в целом все они обладают океаническим характером распределения. Следует отметить наличие значительной Ta-Nb-аномалии, типичной для островодужных [Briqueu et al., 1984] и некоторых океанических [Bougoult et al., 1979] пород. На сравниваемых графиках она отмечается в базальтах окраинных морей и островных дуг (см. рис. 15).

Качественно иную картину распределения демонстрирует низкотитанистый базальт обр. 520. Помимо низкого содержания Ti, он также обладает низкими значениями Zr, Hf, Y, Yb и ярко выраженной Ta-Nb-аномалией. Вместе с тем по сравнению с названными элементами порода обогащена Ce, P и отчасти Sm. Сравнение ее с базальтами из различных геодинамических обстановок показывает, что наиболее близким характером распределения обладают базальты островных дуг, а среди них — известково-щелочной базальт Новых Гебрид. Сходство также подчеркивается распределением легких литофилов (от Sr до Ba), что позволяет предполагать их первичную природу в базальте обр. 520. Не менее удивительным является также сходство кривой распределения рассматриваемого образца с островодужным базальтом мачевнинского комплекса кампан-маастрихтского возраста [Сухов, 1983]; отличие состоит в более низком содержании в нем щелочных и щелочноземельных элементов.

На основании изучения состава гытгынского комплекса можно сделать следующие выводы.

1. Гытгынский комплекс образован чередованием подушечных лав базальтов, содержащих прослойки и линзы пелагических известняков и кремней с микрофауной альб-туронского возраста. Он представляет собой наиболее древний комплекс в разрезе верхнего мела Олюторской зоны и распространен вдоль ее северной границы.

2. Породы комплекса принимают участие в образовании покровно-складчатой структуры северной части Олюторского хребта. Полевые наблюдения показывают, что испытанные ими тектонические деформации имеют тот же характер, что и перекрывающие их вулканогенно-кремнистые отложения.

3. Формирование комплекса происходило в подводно-морских, по-видимому достаточно глубоководных, условиях. Преобладание лав среди продуктов вулканизма и отсутствие пирокластических пород указывают на то, что излияния происходили из вулканов трещинного типа.

4. Среди лав преобладают афировые и мелкопорфировые Ol- и Ol-P1-Srx-базальты, реже крупнопорфировые P1-базальты.

5. На основании петрохимических и геохимических данных в составе комплекса выделяются две группы пород, одна из которых показывает сходство с базальтами срединных зон, а вторая представляет собой переходный тип к базальтам островных дуг.

6. Характер распределения TR, вариации в значениях отношений некогерентных элементов, таких, как Ti/Zr, Zr/Y, La/Yb, свидетельствуют

о заметной геохимической неоднородности источника, из которого выплавились базальты гытгынского комплекса. Эта неоднородность вызвана поступлением водного флюида, обогащенного легкоподвижными литофильными элементами, в нормальную неконтаминированную мантию истощенного типа, близкую по своим геохимическим свойствам к мантии срединно-океанических хребтов.

ОЛЮТОРСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС КОНЬЯКА — РАННЕГО САНТОНА

*Вот расч
абсолютно
баз. жм.*

Гытгынский эффузивный комплекс альба—турона сменяется во времени более пестрыми по составу кремнисто-вулканогенными образованиями, датируемыми в интервале от коньяка до маастрихта. Нижняя часть их разреза (коньяк — ранний сантон) выделяется в качестве олюторского комплекса [Федорчук, 1984]. В наиболее типичном виде он представлен на Олюторском полуострове, менее полно — на севере Олюторского хребта (бассейн р. Ватыны) и на отдельных участках вдоль восточного побережья в центральной его части (между бухтой Северной и лагуной Тюленья Озеро).

В пределах одноименного полуострова к олюторскому комплексу отнесена мощная (не менее 1,5—2 км) эффузивная толща, хорошо обнаженная в многокилометровых береговых обрывах между устьем р. Антымпель и мысом Ступенчатый на восточном побережье и к югу от р. Укийн на западном. Она представлена главным образом базальтами с крупноподушечной и крупноглыбовой отдельностью, переходящими в гиалокластиты и автокластические брекчии. Эти брекчии образованы остроугольными, совершенно неокатанными фрагментами базальтовых пиллоу, отделившимися по системам радиальных трещин и заключенными в гиалокластитовую основную массу. В верхних частях толщи эти брекчии слагают весьма выдержанные горизонты мощностью до первых метров: в их обломочной фракции появляются признаки окатанности, резко возрастает количество связующего гиалокластитового материала, также проявляющего следы переотложения. Наконец, еще выше потоки эффузивов почти исчезают, а брекчии характеризуются стратифицированным строением, выраженным в концентрации обломков (имеющих здесь сглаженные очертания) в отдельные слои мощностью 20—30 см, которые разделены пропластками мощностью 20—50 см, сложенными тонкообломочными светлыми гиалокластитамии. На этих гиалокластитах видны отчетливые следы перемыва; они же слагают и цемент обогащенных обломками пропластков.

Разрез комплекса в более северных районах существенно отличается от описанного. В районе лагуны Тюленья Озеро он представлен толщей красных и зеленых тонкослоистых кремней, яшм сургучного цвета и кремнисто-глинистых и кремнисто-алевритовых пород, чередующихся с породами подушечных афировых базальтов, составляющих до 30% объема толщи мощностью 800 м.

Севернее породы комплекса вскрыты в береговых обрывах от устья р. Малый Тигиль на севере до лагуны Топата на юге, образуя практически непрерывный разрез. Основание его сложено толщей тонкослоистых (мощность слоек 2—5 см), почти чисто кремнистых пород, обычно ярко-крас-

ного и ярко-зеленого цвета, иногда также бордового, лилового, розовато-бежевого до белого. В них заключены отдельные потоки черных афировых базальтов с подушечной отдельностью, мощностью обычно не более первых метров. Выше пестрых кремней следует эффузивная пачка, образованная нагромождением базальтовых подушек, лишенных заметных признаков потокового строения. Базальты — черные, массивные, афировые; мощность их около 100 м. Суммарная мощность толщи до 700—800 м.

Наконец, на севере Олюторского хребта (бассейн р. Ватыны и район оз. Эпильчик) к описываемому комплексу отнесена толща тонкослоистых пестроокрашенных кремней с единичными потоками черных крупноподушечных афировых базальтов, суммарной мощностью не более 400 м; при этом эффузивы составляют первые проценты от ее общего объема.

Таким образом, в строении олюторского комплекса наблюдается закономерная изменчивость по простиранию. Она выражена в сокращении в северном направлении количества эффузивов, замещаемых тонкослоистыми кремнистыми породами, практически лишенными примеси обломочного материала. Параллельно этому уменьшается и мощность толщ, слагающих комплекс, — от 1,5—2 км на юге Олюторского полуострова до нескольких сот метров в бассейне р. Ватыны.

Соотношения олюторского комплекса с подстилающими и перекрывающими образованиями, а также возраст остаются не вполне определенными. На Олюторском полуострове подошва комплекса не установлена. Перекрывается же он согласно, с постепенным переходом, микрофаунистически охарактеризованной кремнисто-эффузивной толщей позднего сантона — раннего кампана. В бассейне же р. Ватыны отмечается налегание пестроцветных кремней комплекса на альб-туронские эффузивы гыггынского типа (район оз. Эпильчик) и перекрытие их туфо-терригенно-кремнистыми породами позднего сантона — раннего кампана. Сами же они охарактеризованы коньяк-раннесантонским комплексом радиолярий [Вишневская и др., 1981]. Все это позволяет датировать олюторский комплекс коньяком — ранним сантоном, хотя нельзя исключить местами и более древний возраст основания его разреза, указанием на что является наличие альб-туронских радиолярий в кремнях, непосредственно перекрывающих гыггынские эффузивы в районе оз. Эпильчик.

Геолого-петрографическая характеристика

Эффузивные образования, развитые в составе олюторского комплекса, представлены исключительно базальтами. Они разделяются на два пространственно разобщенных петрографических типа. Породы первого типа образуют потоки изменчивой, но в целом значительной (до 20—25 м) мощности. Краевые их части характеризуются крупноподушечной отдельностью (диаметр пиллоу 0,8—1,5 м) и слабоминдалекаменной или массивной текстурой (миндалины составляют не более первых процентов от объема пород и тяготеют к крайвым частям пиллоу, выполнение их обычно силикатное).

Во внутренних частях потоков развиты крупноглыбовая и скрытоподушечная отдельности и исключительно массивная текстура. Структура пород изменяется от чисто афировой до редкопорфировой. Вкрапленники (в

количестве первых процентов от объема породы) сложены оливином, реже — окрашенным клинопироксеном, размер их от долей миллиметра до 0,5—0,7 см. Структуры основной массы изменчивы: во внутренних частях потоков, иногда в центральных участках подушек преобладают полнокристаллические разности (офитовые, гранулофитовые, гиалофитовые), в крайних частях — более стекловатые (вариолитовые, интерсертальные, гиалопилитовые). Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен в переменных количествах.

Плагиоклаз образует удлинненно-табличчатые выделения в полнокристаллических разностях и лейсты и игольчатые формы в стекловатых. Состав его отвечает лабрадору—битовниту (An_{70-76}). Клинопироксен характеризуется скелетными закалочными формами, образуя перистые и сноповидные агрегаты, часто весьма крупные (размером до нескольких миллиметров). Реже он представлен крупными ксеноморфными кристаллами, зажатыми между табличками плагиоклаза. Клинопироксен имеет постоянную окраску от бледно-розовой до ярко-коричневой, часто в нем отмечается плеохроизм, что позволяет классифицировать его как титанавгит. В качестве акцессорной примеси базальты содержат рудный минерал с буроватой окраской, свойственной титаномagnetиту, а также апатит.

Вторичные изменения в магматических породах первого типа проявлены слабо. Повсеместно отмечается серпентинизация оливина и девитрификация стекла. Альбитизация иногда затрагивает лейсты плагиоклаза в стекловатых разностях, но в целом нехарактерна для пород серии. Полнокристаллические породы, как эффузивные, так и интрузивные, сохраняют весьма свежий облик. Прочие вторичные преобразования (эпидотизация, карбонатизация, окварцевание, цеолитизация) отмечаются в зонах тектонических нарушений; в большей части пород они отсутствуют.

Базальты второго типа отмечены на восточном побережье Олюторского хребта, в районе бухты Северной, лагун Топата и Тюленья Озеро. Это обычно черные массивные породы с подушечной (диаметр 0,5—1 м) отдельностью. Структура их афировая, интерсертальная до гиалофитовой, образована лейстами плагиоклаза, слабо окрашенным титанистым пироксеном и девитрифицированным стеклом, а также рудным компонентом. Сходные породы локально развиты в основании разреза комплекса в районе оз. Эпильчик, где они характеризуются крупноподушечной, переходной к неправильно-глыбовой отдельностью, массивной текстурой и афировой структурой, образованной слабтитанистым пироксеном и плагиоклазом. Вторичные изменения в базальтах второго типа весьма интенсивны, хотя и проявлены неравномерно. Они выражены альбитизацией плагиоклаза, эпидотизацией, актинолитизацией клинопироксена, карбонатизацией стекла.

Среди стратифицированных образований олюторского комплекса, главным образом на юге области его распространения, залегают многочисленные интрузивные тела, отсутствующие выше по разрезу. Они слагают обычно крупные силлы, мощностью до нескольких десятков, иногда сотни метров, прослеживающиеся по простиранию на 500—1000 м, а также дайки, штоки и куполообразные тела, достигающие в диаметре первых километров. Широко развиты также крутопадающие дайки мощностью от 0,5—1 до 5—6 м. На контактах интрузивных тел отмечаются четкие закалочные зоны, как правило, небольшой (первые сантиметры) мощности; лишь в

случае наиболее крупных штоков, подобных описанному на мысе Анана, ширина экзоконтактовых изменений превышает несколько метров. Сложены интрузивы диабазами, габбро-диабазами и габбро. Структура их полнокристаллическая, изменяется от офитовой и пойкилофитовой до гипидноморфнозернистой. Наблюдаются все структурные переходы — от грубозернистых габбро наиболее крупных штоков до микродиабазов даек и маломощных силлов; последние же по структуре неотличимы от пород внутренних частей эффузивных потоков.

Минералогические особенности интрузивных габбро и диабазов (порфировидные выделения оливина, плагиоклаз лабрадор-битовнитового состава, окрашенный титанистый пироксен) также аналогичны таковым излившихся пород. Однако в них часто отмечаются аксессуарные количества биотита и амфибола явно магматического происхождения. Таким образом, наблюдается непрерывный ряд комагматических эффузивов, субвулканических и гипабиссальных образований, кристаллизовавшихся из единого расплава. При этом интрузивы, естественно, являются более поздними по отношению к прорываемым ими эффузивным накоплениям, однако наличие обломков полнокристаллических основных пород в вышележащей позднесантонско-раннекампанской толще показывает, что разрыв во времени был невелик.

Таким образом, магматические породы олюторского комплекса представляют собой вулcano-плутоническую ассоциацию исключительно базитового состава. Они формировались в субмаринных, относительно глубоководных условиях, о чем свидетельствует преобладание подушечной отдельности в эффузивах, ассоциация их с кремнистыми породами, содержащими радиолярии, почти полное отсутствие взрывчатых фаций. Морфология лавовых потоков (их большая мощность при сравнительной выдержанности по простиранию), широкое развитие перемьтых автокластических брекчий, представляющих собой склоновые накопления вулканических построек, отсутствие пирокластики позволяют связывать базальты комплекса с деятельностью щитовых вулканов гавайского типа. В пользу извержений центрального, но не трещинного типа говорит и крайне неравномерное распространение эффузивов среди кремнистых пород в северной и центральной частях Олюторского хребта. Интрузивные породы комплекса могут рассматриваться в качестве субвулканических образований, штоки, возможно, представляют собой жерловые фации. Все это показывает, что область формирования олюторского комплекса представляла собой вулканическое поднятие, центр которого был приурочен к современному Олюторскому полуострову, а к северу от него располагалась зона постепенного затухания вулканической деятельности.

Петрогеохимическая характеристика

Петрогеохимическая характеристика базальтов олюторского комплекса основана на результатах анализа 27 проб, приведенных в табл. 8. Петрогенные окислы определялись в Комплексной тематической партии Всесоюзного института минерального сырья МГ СССР рентгеноспектральным методом, с дополнительным химическим определением FeO, CO₂ и H₂O, а также в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР (весовым

6. Зак. 1932

Таблица 8

Химический состав магматических пород олюторского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,68	44,59	45,81	45,60	47,01	45,65
TiO ₂	1,97	1,83	2,01	1,71	1,96	1,60
Al ₂ O ₃	15,42	15,49	15,18	14,74	16,85	14,34
Fe ₂ O ₃ *	10,68	10,47	10,46	9,41	9,19	11,60
MnO	0,15	0,16	0,28	0,23	0,28	0,20
MgO	8,61	8,55	7,18	6,88	4,87	8,44
CaO	8,33	8,54	11,72	11,66	10,83	11,40
Na ₂ O	4,25	4,38	2,81	3,12	4,42	3,25
K ₂ O	0,58	0,23	0,40	0,71	0,19	0,10
P ₂ O ₅	0,19	0,27	0,26	0,29	0,30	0,12
П.п.п.	4,65	4,59	3,39	6,70	5,52	2,87
С у м м а	99,51	99,10	99,50	101,05	101,42	99,57
FeO	4,29	4,62	3,05	—	—	5,66
CO ₂	0,2	0,2	1,29	3,15	2,15	0,40
Cr	220	230	180	120	166	—
Ni	110	120	136	129	86	80
Co	37	37	33	27	32	50
V	200	250	230	190	320	280
Rb	19	5,0	10,8	10	20,6	—
Sr	314	145	300	300	419	235
Ba	60	40	190	84	157	70
Y	32	31	30	32	—	—
Zr	149	142	172	130	—	91
FeO*/MgO	1,12	1,10	1,31	1,23	1,70	1,24
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,05	0,14	0,23	0,04	0,03
Ti/V	63,0	47,0	55,0	59,4	51,5	36,0
Ti/Zr	84,6	82,8	73,6	86,8	—	110,8
Zr/Y	4,66	4,58	5,73	5,91	—	—

химическим анализом) и Геологического института АН СССР (методом спектрометрии плазмы). Сходимость результатов различных лабораторий контролировалась путем анализа зашифрованных стандартов и в целом оказалась удовлетворительной. Определения редких элементов выполнены главным образом в аналитической группе Института литосферы АН СССР рентгенофлуоресцентным (Zn, Y, Sr) и атомно-абсорбционным (Cr, Ni, Co, Rb) методами; для внешнего контроля использовались анализы, выполненные в Институте геохимии и аналитической химии (Cr, Ni, V, Co).

¹ Пользуясь случаем, автор хотел бы выразить признательность сотрудникам аналитической группы Института литосферы АН ССР А.Т. Савичеву, М.А. Морозову, Н.И. Гулько, Л.В. Ефремовой, Т.С. Милуковой за постоянное содействие в выполнении геохимических исследований.

7	8	9	10	11	12	13
42,45	41,67	45,82	46,85	45,69	44,88	46,60
1,85	1,83	1,81	1,77	1,75	1,75	1,91
14,47	15,94	15,97	16,15	16,01	15,87	16,22
11,72	10,15	9,63	9,85	9,45	10,23	10,09
0,15	0,16	0,14	0,25	0,15	0,16	0,15
7,11	8,04	8,07	8,21	9,67	9,52	7,79
14,47	11,54	9,99	9,63	10,29	10,43	9,19
2,44	2,88	3,08	3,51	2,37	2,30	3,68
0,05	0,93	0,51	0,49	0,54	0,46	1,05
0,13	0,31	0,23	0,28	0,29	0,39	0,30
5,04	6,05	4,24	4,50	3,29	3,65	2,53
99,88	99,50	99,49	101,49	99,50	99,64	99,51
3,33	3,59	—	—	—	—	5,46
3,37	2,88	—	He обн.	0,2	0,31	0,2
—	260	270	240	340	440	330
230	170	120	85	190	210	120
50	41	37	37	45	41	32
230	225	—	175	197	213	226
—	11	6,8	8,1	4,3	2,8	11
189	320	470	490	289	270	400
30	160	52	93	80	140	180
—	27	28	24	30	26	27
127	134	160	110	160	151	165
1,48	1,14	1,07	1,08	0,88	0,97	1,17
0,02	0,32	0,17	0,14	0,23	0,20	0,29
53,2	54,1	—	62,4	56,0	52,1	52,8
96,4	90,9	73,1	99,3	69,0	73,5	72,4
—	4,96	5,71	4,58	5,33	5,81	6,11

Sr, Ba — рентгенофлуоресцентный метод, редкие щелочи — метод пламенной фотометрии) и во Всесоюзном институте минерального сырья (Ni, Co, Sr, Zr — атомно-абсорбционный и рентгеноспектральный методы), где производились также определения Ba и V.

В связи с определенной, хотя обычно и незначительной, измененностью пород при построении петрохимических диаграмм все анализы пересчитывались на безводный остаток, а при высоких (более 1%) содержаниях CO₂ и миндалекаменной текстуре — еще и на бескарбонатность.

Рассмотрение имеющегося аналитического материала показывает, что магматические породы Олюторского комплекса по своим петрогеохимическим особенностям группируются в две серии, соответствующие выделенным выше петрографическим типам. Первая образована базальтами и комагматичными им интрузивными породами Олюторского полуострова, хи-

Таблица 8 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	45,60	47,15	53,27	48,47	44,56	45,72
TiO ₂	1,99	1,75	2,34	1,94	1,62	2,05
Al ₂ O ₃	15,63	16,06	14,10	15,20	13,99	16,09
Fe ₂ O ₃ *	11,21	10,24	12,64	11,62	10,40	9,05
MnO	0,17	0,17	0,23	0,18	0,17	0,16
MgO	7,15	6,73	3,26	6,28	7,85	7,49
CaO	9,83	9,74	6,02	8,46	12,04	9,21
Na ₂ O	3,67	4,13	5,13	3,88	3,36	3,48
K ₂ O	0,21	0,27	0,28	1,02	0,21	0,91
P ₂ O ₅	0,19	0,24	0,55	0,19	0,17	0,34
П.п.п.	3,84	3,04	1,68	2,26	5,11	5,01
Сумма	99,49	99,52	99,50	99,50	99,48	99,51
FeO	6,37	6,05	7,30	4,37	5,45	
CO ₂	0,75	0,2	0,2	0,2	2,00	
Cr	—	180	120	350		240
Ni	110	87	11	85	190	140
Co	50	28	20	32	50	32
V	300	233	161	227	260	200
Rb	—	9	4,1	11	—	19
Sr	249	341	76	450	309	450
Ba	80	50	60	110	60	220
Y	—	34	101	34		28
Zr	140	125	387	168	119	170
FeO*/MgO	1,41	1,37	3,49	1,67	1,19	1,09
K ₂ O/Na ₂ O	0,06	0,07	0,05	0,26	0,06	0,26
Ti/V	42,0	47,1	87,2	53,4	40,8	65,7
Ti/Zr	90,0	87,8	36,3	72,1	89,2	77,3
Zr/Y	—	3,77	3,83	4,94	—	6,07

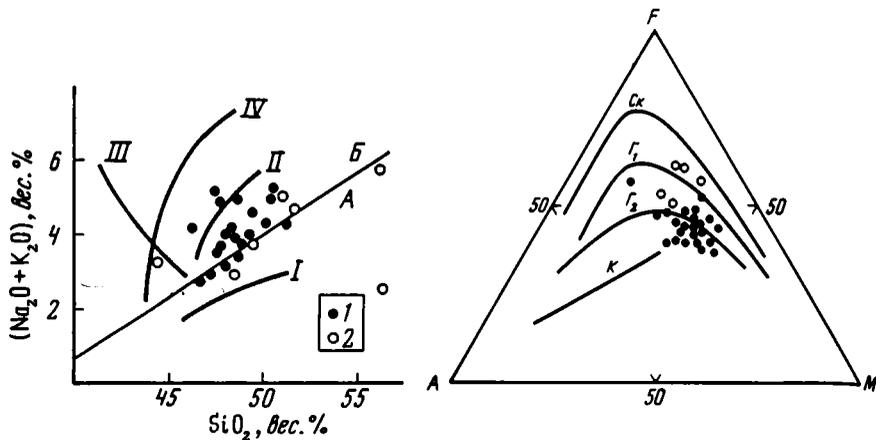
Примечание. 1–21 – щелочная серия: 1, 2 – оз. Вататгытгы, север Олютского полуострова, базальты подушечные, массивные, титан-авгитовые; 3–6 – южные борты лагуны Вайминтагин, северо-восток Олюторского полуострова (3–5 – базальты афировые, миндалекаменные, подушечные, 6 – силлы диабазы); 7 – северный борты лагуны Яван, северо-восток Олюторского полуострова, базальт афировый, подушечный, неминдалекаменный; 8–17 – восточное побережье Олюторского полуострова между р. Антымпель и мысом Ступенчатым (8, 9 – 11–13 – базальты подушечные массивные, титан-авгитовые, 10, 14, 15, 17 – силлы габбро-диабазов, 16 – силлы

мизм которых рассматривается совместно. Этим породам свойственны пониженные содержания кремнезема (46–50% при среднем 49%) при относительно высокой суммарной щелочности (3–5% при среднем более 4%), чем обусловлено их отнесение к серии щелочных оливиновых базальтов (рис. 11); характерна намечающаяся тенденция к повышению суммарной щелочности, и особенно калиевости, при переходе к более

20	21	22	23	24	25	26	27
46,82	45,63	48,57	46,27	49,57	42,29	53,59	47,34
1,20	1,69	2,12	2,63	2,56	3,14	2,12	2,32
14,93	18,10	13,44	13,92	13,69	13,79	12,00	13,76
10,28	7,64	12,95	16,02	12,67	15,21	13,89	13,08
0,14	0,13	0,23	0,24	0,16	1,77	0,72	0,25
7,93	9,03	5,95	6,39	6,53	8,27	5,60	8,35
8,43	10,82	7,88	8,63	7,13	9,11	6,17	8,31
3,87	2,33	4,47	2,40	4,00	3,08	1,90	3,00
0,02	1,00	0,28	0,27	0,35	0,02	0,52	0,55
0,13	0,20	0,19	0,21	0,31	0,28	0,27	0,16
5,36	5,01	3,43	2,53	2,53	2,57	2,71	2,38
99,11	101,58	99,51	99,51	99,50	99,53	99,49	99,50
5,99	—	—	—	6,11	10,42	5,63	4,51
1,84	—	—	—	0,2	0,2	0,2	0,2
—	430	80	30	110	75	78	170
153	180	40	35	65	50	60	75
—	37	37,5	42,5	41	45	41	37
—	119	—	—	320	410	280	340
5	16	2,0	0,75	9,0	15	12	8,4
283	390	70	110	240	261	252	230
15	110	70	40	72	290	96	320
33	16	36	42	54	52	67	36
141	81	144	156	190	227	160	172
1,17	0,77	1,96	2,26	1,75	1,66	2,23	1,41
0,01	0,43	0,06	0,11	0,09	0,01	0,027	0,18
—	63,0	—	—	50,3	48,1	47,5	42,7
92,6	78,3	96,0	106,1	97,5	99,2	83,3	90,2
4,27	5,06	4,00	3,71	3,52	4,37	2,39	4,78

бро-диорита); 18–20 – западное побережье Олюторского полуострова к югу от р. Укйин, базальты подушечные, титан-авгитовые, массивные; 21 – западное побережье Олюторского полуострова к северу от лагуны Анана, массив габбро, внутренняя часть. 22–27 – ферробазальтовая серия: 22, 23 – оз. Эпильчик, базальты подушечные, афировые; 24 – устье р. Малый Тигиль, базальт афировый, подушечный; 25, 26 – северное побережье бухты Северной, базальт (25) и андезито-базальт (26) подушечные, катаклазированные; 27 – лагуна Тюленье Озеро, базальт подушечный, афировый.

новым (с содержанием SiO_2 менее 48%) и магнезиальным разностям, что свойственно большинству щелочных базальтов [Кепежинская, 1979]. Принадлежность описываемых пород к щелочной серии подтверждается также диаграммой *AFM* (рис. 12), на которой фигуративные точки их составов группируются в наиболее магнезиальной части тренда щелочной серии Гавайских островов.



Р и с. 11. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для магматических пород олюторского комплекса

Серии: 1 – щелочная, 2 – ферробазальтовая

Тренды: толеитовой (I), щелочной оливин-базальтовой (II) и щелочной нефелин-базальтовой (III) серий Гавайских островов и щелочной серии о-ва Таити (IV)

Разделительная линия толеитовых (A) и щелочных (B) составов по Г. Макдональду и Т. Катура [Macdonald, Katsura, 1964]

Р и с. 12. Диаграмма AFM для магматических пород олюторского комплекса

Обозначены тренды дифференциации Скергаардского массива (Cк), толеитовой (Γ_1) и щелочной (Γ_2) серий Гавайских островов и известково-щелочной серии Каскадных гор (K)

Остальные условные обозначения см. на рис. 11

Из прочих петрохимических особенностей базальтам первой серии свойственны повышенная доля K в сумме щелочей ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,2$), повышенные концентрации Ti (в среднем около 2% TiO_2) и P (0,3% P_2O_5), несколько повышенная глиноземистость (более 16% Al_2O_3), низкое содержание Ca (7–10% CaO), сопряженное с высокой натриевостью. Последняя особенность является первичной и отражает щелочную природу исходного расплава, поскольку процессы сплитизации нехарактерны для базальтов нижней серии Олюторского полуострова, будучи развиты лишь спорадически. Они уверенно распознаются, помимо минеральных изменений, в резком повышении кремнекислотности (до 52–53%) и снижении содержания K.

Распределение редких элементов в базальтах нижней серии характеризуется повышенными концентрациями всех литофильных элементов при прямой корреляции между ними. Взаимные их отношения смещены в сторону более несовместимого компонента, т.е. отмечается повышение величин Zr/Y и Ti/V и снижение $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ и Ti/Zr (соответственно 4–6, 40–60, 4–6 и 70–90). Одновременно с этим высоки и содержания Sr и Ni, согласующиеся с повышенной магниезильностью по валовой химии.

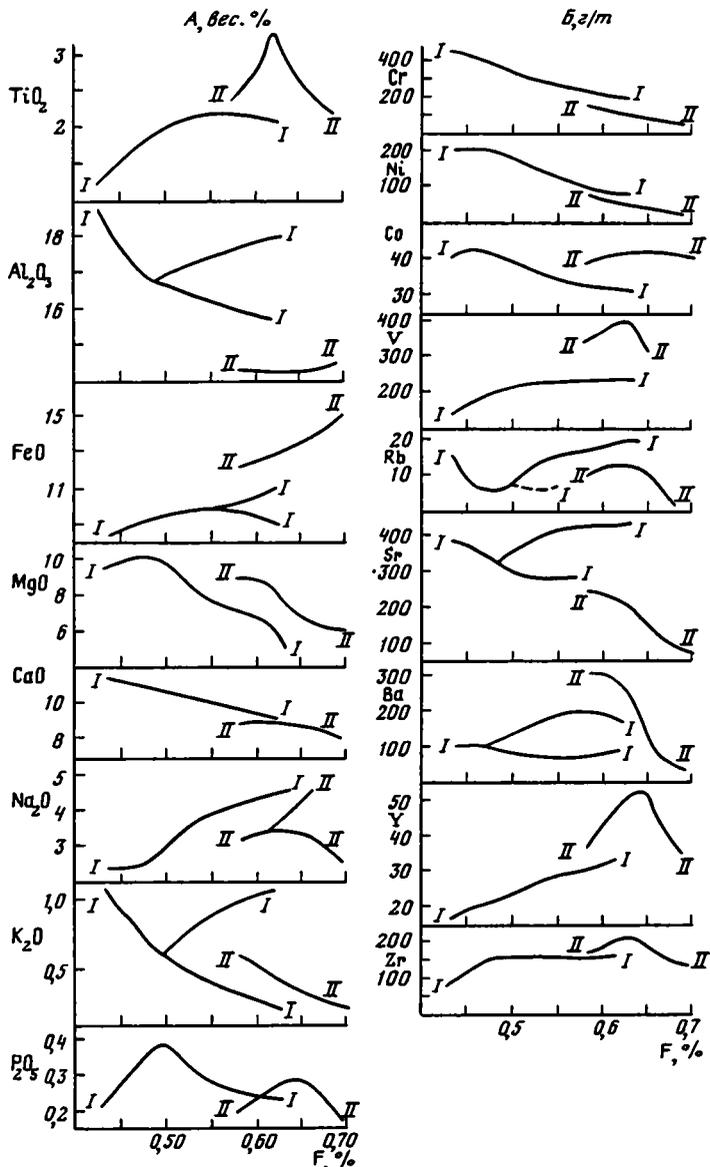
Показательно поведение петрогенных и редких, особенно некогерентных, элементов в породах серии при ее дифференциации, мерой которой служит величина относительной железистости [$F = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$]. Величина

эта в базальтах серии (рис. 13) изменяется в относительно узких пределах, оставаясь сравнительно низкой (обычно менее 0,60%). Содержания Ti при этом изменяются от 1,8 до 2,1% и практически не обнаруживают корреляции с величиной F . Для глинозема устанавливается отчетливый тренд падения его содержания в ходе дифференциации, наряду с которым намечается и параллельный ему тренд некоторого роста глиноземистости. Суммарное железо практически не увеличивается с ростом относительной железистости, обусловленным, следовательно, исключительно падением содержания Mg. Тренды содержаний окиси кальция и натрия обнаруживают зеркальную картину, будучи связанными с величиной железистости соответственно отрицательной и положительной корреляцией. Наконец, окись калия и пятиокись фосфора связаны с железистостью обратной корреляционной зависимостью, хотя для отдельных разностей намечается и обогащение калием в ходе дифференциации.

Для некогерентных редких элементов (Cr, Ni, Co) отмечаются хорошо выраженные тренды отрицательной зависимости от железистости, для V — слабая тенденция к обогащению. Поведение Rb, Sr и Ba аналогично поведению Al и K и характеризуется расщеплением трендов их концентраций в области железистости $F = 0,50-0,52$; выше этой величины одна ветвь следует в сторону повышения, а другая — снижения концентраций указанных элементов. Y накапливается с ростом железистости, Zr же, подобно Ti, остается практически постоянным.

Породы второй серии олюторского комплекса развиты в северной и центральной частях хребта. Они представлены базальтами, дифференцированными до андезито-базальтов (последние играют резко подчиненную роль). Базальты характеризуются изменчивой кремнекислотностью, первоначально снижающейся с ростом железомagneзиевого отношения (в интервале 1,1–1,6) от примерно 48 до 44%. При дальнейшем повышении железистости содержание кремнезема возрастает до 51–55%. Параллельно этому (см. рис. 13) происходит резкое снижение глиноземистости (16–12% Al_2O_3) и возрастание содержания суммарного железа (12–15% FeO^*). Суммарная щелочность относительно высока (3,5–5) исключительно за счет Na и связана со сплитизацией; концентрации K низки (0,02–0,60% K_2O) и не обнаруживают тенденции к существенному возрастанию с ростом железистости. Всем этим предопределен толентовый тренд на диаграмме AFM , следующий параллельно стороне $F - M$ (см. рис. 12). В целом указанные особенности химизма позволяют рассматривать базальты нижней серии в качестве представителей типичной ферробазальтовой серии.

С этим согласуется и характер распределения редких элементов в базальтах второй серии. В них резко повышены содержания TiO_2 (более 2,2%) в P_2O_5 (0,2–0,3%) при высокой величине TiO_2/P_2O_5 (в среднем около 11). Концентрации Zr и Y высоки (соответственно 150–230 и 40–70 г/т), так же как и V (в среднем около 300 г/т). Величины отношений Zr/Y и Ti/V понижены, а величина Ti/Zr повышена по сравнению с соответствующими величинами в базальтах первой серии олюторского комплекса, составляя соответственно 3–4, 45–55 и 90–100. Концентрации щелочных и щелочно-земельных элементов относительно высоки, хотя и ниже, чем в щелочных базальтах (Rb 7, Ba 140, Sr 230 г/т), что связано со значительной дифференцированностью описываемых пород.



Р и с. 13. Вариационные диаграммы зависимости концентраций петрогенных оксидов (А) и редких элементов (Б) от величины железистости для базальтов олютокского комплекса

Серии: I—I — щелочная, II—II — ферробазальтовая; F — величина относительной железистости (здесь и на рис. 20)

Изменения концентраций большинства редких элементов продолжают тренды дифференциации пород первой серии (см. рис. 13). Это характерно для K, P, Rb, Sr, в меньшей степени для Ba. Обнаруживается тенденция к снижению их концентраций с ростом железистости, хотя и проявляющаяся в различной степени. У накапливается в ходе дифференциации, концентрации же Ti и Zr в целом снижаются, причем для Ti — весьма существенно (от 3,2% TiO₂ при F = 0,6 до 2,2% TiO₂ при F = 0,7). Такой своеобразный характер распределения некогерентных элементов, не объяснимый механизмом фракционной кристаллизации обычных минеральных фаз базальтов (оливина, плагиоклаза, орто- и клинопироксена), подчеркивает генетическое родство щелочной и ферробазальтовой серий олюторского комплекса.

Петрогенезис базальтов и палеотектоническая природа комплекса

Петрогеохимический состав базальтовых серий определяется характером мантийного источника, условиями его плавления и степенью дифференциации выплавившегося расплава. Исходя из приведенной выше петрогеохимической характеристики, можно оценить влияние указанных факторов при образовании базальтовых серий олюторского комплекса. В то же время факторы эти непосредственно связаны с геодинамической обстановкой областей магматической деятельности, вследствие чего условия магмогенерации базальтов являются одним из важнейших индикаторов тектонической обстановки их формирования.

Для базальтов олюторского комплекса выше была констатирована необъяснимость распределения некогерентных элементов с точки зрения механизма фракционирования обычных кристаллических фаз базальтов. Для объяснения этого можно было бы привлечь фракционирование специфических фаз — концентратов литофильных элементов, например амфибола или биотита. Однако эти минералы, хотя и отмечаются нередко в интрузивных породах серии, встречаются там лишь в аксессуарных количествах и к тому же образуют позднемагматические выделения, так что кристаллизация их в больших объемах в качестве кумулятивных фаз маловероятна. Кроме того, отсадка как амфибола, так и биотита должна была бы привести, во-первых, к значительному росту кремнекислотности, как это наблюдается в вулканических сериях с амфиболовым контролем [Кокс и др., 1982]; во-вторых, к значительному росту содержания Y (при фракционировании слюдистых минералов) или Zr (при фракционировании амфибола), поскольку коэффициенты их распределения в соответствующих фазах много меньше 1. Таким образом, можно допустить, что процессы кристаллизационной дифференциации не являлись определяющими при формировании олюторского комплекса.

Более вероятно, что вариации составов пород комплекса связаны с особенностями их выплавления. Высокие значения магnezийности, а также повышенные концентрации Sr и Ni показывают, что породы эти претерпели лишь минимальную дифференциацию, выразившуюся в отсадке небольшого количества оливина и не изменившую существенно концентраций некогерентных элементов. Следовательно, прямая корреляция последних с

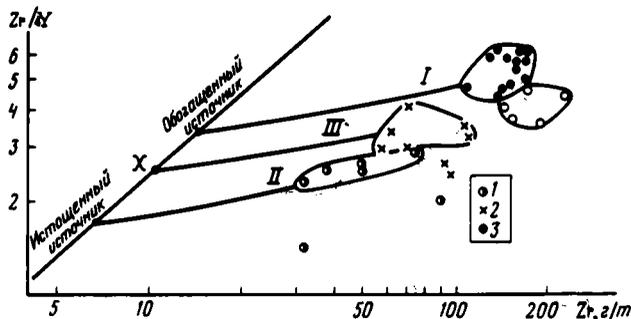


Рис. 14. Диаграмма $Zr/Y - Zr$ [Pearce, Norry, 1979] для базальтов олюторского и нижнехаймского комплексов

X — состав хондрита. Степень плавления мантийных источников: обогащенного (I), истощенного (II) и контаминированного (III)

Условные обозначения к рис. 14–19

1 — толентовые базальты нижней серии; 2 — переходные базальты верхней серии; 3 — кислые и средние породы

Остальные условные обозначения см. на рис. 11

магнезиальностью является первичной особенностью выплавлявшихся магм. Она может быть связана с частичным плавлением обогащенного мантийного вещества, содержащего в качестве второстепенной кристаллической фазы минерал — концентратор литофильных элементов — амфибол или флогопит. В этом случае в процессе подъема такого вещества с течением времени будет происходить некоторое снижение магнезиальности расплава, поскольку с повышением давления поле устойчивости оливина, обеспечивающего главную долю мафических компонентов в расплаве, сокращается [Кокс и др., 1982]. Одновременно роль водосодержащего минерала будет падать, так как он, как наиболее легкоплавкий компонент, преимущественно должен переходить в расплав. Сочетанием этих двух факторов и можно получить выявленную зависимость между концентрациями некогерентных элементов и магнезиальностью. Однако это требует быстрого удаления расплава от рестита (т.е. плавления в неравновесных условиях) по механизму, близкому к рэлеевскому [Кокс и др., 1982].

Предложенный механизм подтверждается также соотношениями Y и Zr . Диаграмма $Zr/Y - Zr$ (рис. 14), предложенная Дж. Пирсом [Pearce, Norry, 1979], показывает, что образование базальтов олюторского комплекса связано с плавлением мантийного источника, значительно обогащенного литофильными элементами по отношению к хондриту. При этом характерно, что степень этого обогащения уменьшается при переходе к интрузивным габбро и диабазам заведомо более поздним, чем прорываемые ими эффузивы. Это показывает прогрессивное истощение источника в отношении некогерентных элементов с течением времени, как и следует ожидать при неравновесном плавлении. Что касается фазы концентратора литофильных элементов, то в качестве таковой может выступать амфибол или флогопит. Однозначно решить этот вопрос в настоящее время не представляется возможным.

Обогащенный характер источника базальтов олюторского комплекса подчеркивается соотношениями Ti и V (рис. 15). Их взаимные отношения

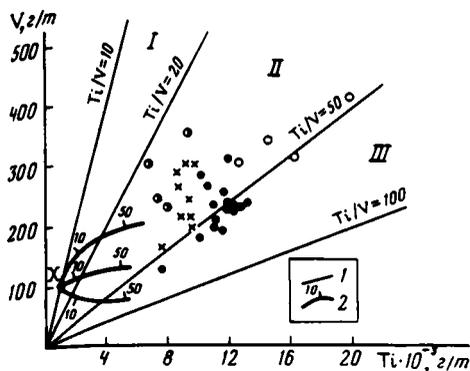


Рис. 15

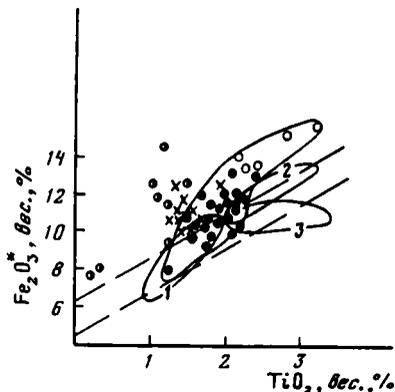


Рис. 17

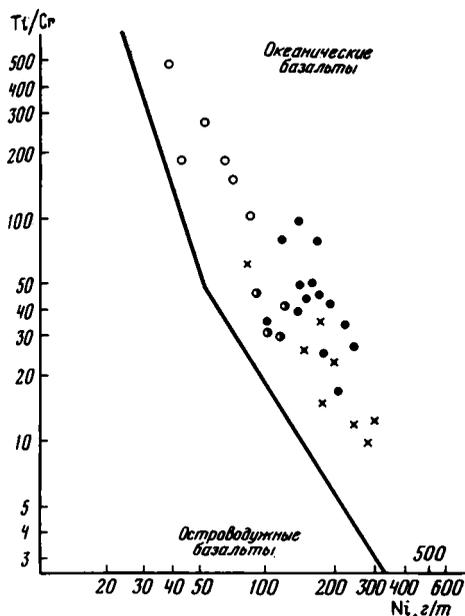


Рис. 16

Рис. 15. Диаграмма Ti-V [Shervais, 1982] для базальтов олюторского и ничаквямского комплексов

1 – величина отношений Ti/V, разделяющие поля составов базальтов островных дуг (I), срединно-океанических хребтов (II) и океанических островов (III); 2 – тренды изменения состава первичной выплавки из хондритового источника (X) при различной фугитивности кислорода и степени плавления, %

Остальные условные обозначения см. на рис. 11 и 14

Рис. 16. Диаграмма А. Беккалувы [Beccaluva et al., 1983] для базальтов олюторского и ничаквямского комплексов

Условные обозначения см. на рис. 11 и 14

Рис. 17. Диаграмма Р. Хеккиньяна [Hekinian, 1974] для базальтов олюторского комплекса

Поля составов абиссальных толентов (1), толентов (2) и щелочных базальтов (3) Гавайских островов

Условные обозначения см. на рис. 11 и 14

превышают, как правило, 50, что соответствует отношению Ti/V в щелочных базальтах. Согласно расчетам Дж. Шервайса, такое отношение при хондритовом источнике достигается только при крайне низких (не более первых процентов) степенях частичного плавления. Этому, однако, противоречат, во-первых, огромные объемы базальтов нижней серии, образующих чрезвычайно мощные лавовые толщи, во-вторых, оценка селективности выплавки по методу Дж. Пирса [Pearce, Norry, 1979], составляющая около 15% (см. рис. 13). Отсюда следует, что источник базальтов нижней

Таблица 9

Средний состав базальтов олюторского и ничакваймского комплексов и сопоставимых с ними пород океанов и окраинных морей

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	47,71	48,35	49,74	48,79	49,61
TiO ₂	1,92	2,63	1,02	1,48	1,43
Al ₂ O ₃	16,23	14,17	16,12	15,43	16,01
Fe ₂ O ₃	10,79	14,45	10,49	10,73	—
FeO	—	—	—	—	11,49
MnO	0,19	0,55	0,17	0,22	0,18
MgO	8,06	7,33	8,20	8,32	7,84
CaO	10,79	8,48	11,14	10,44	11,32
Na ₂ O	3,57	3,50	2,59	3,85	2,76
K ₂ O	0,49	0,30	0,43	0,54	0,22
P ₂ O ₅	0,25	0,24	0,10	0,19	0,14
Cr	254(14)	93(5)	142(7)	391(8)	320
Ni	134(19)	53(5)	62(8)	155(11)	110
V	227(17)	357(3)	278(4)	240(9)	290
Rb	10(15)	7(5)	5(6)	12(10)	1
Sr	328(19)	182(5)	206(7)	229(12)	120
Ba	98(19)	158(5)	87(7)	84(7)	12,5
Y	29(14)	44(5)	23(7)	28(8)	30
Zr	142(18)	178(5)	52(7)	88(10)	90
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,09	0,17	0,14	0,08
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	8,5	5,4	15,8	10,4	11,2
TiO ₂ /P ₂ O ₅	7,7	11,0	10,2	7,8	10,2
Ti/V	50,7	44,2	22,0	37,0	29,6
Ti/Zr	81,1	88,7	117,7	100,9	95,3
Zr/Y	4,90	4,05	2,26	3,14	3,00
Ba/Zr	0,69	0,89	1,67	0,95	0,14
Ba/Sr	0,30	0,87	0,42	0,37	0,10

Примечание. 1—4 — Олюторский хребет: 1 — щелочная серия олюторского комплекса (среднее из 19 анализов, из подсчета исключены габбро-диорит и габбро см. графы 16 и 21 табл. 8); 2 — ферробазальтовая серия олюторского комплекса (среднее из 5 анализов, исключен андезит-базальт, см. графу 26 табл. 8); 3 — толеитовая серия ничакваймского комплекса (среднее из 10 анализов); 4 — переходная серия ничакваймского комплекса (среднее из 12 анализов). 5—8 — океанически структуры: 5 — средний состав абиссального толента, петрогенные окислы по Дж. Кэну [Сапп, 1971], редкие элементы по Дж. Пирсу и др. [Pearce et al., 1981] и Л.С. Боро

	6	7	8	9	10	11	12
51,14	49,65	46,18	54,04	51,01	47,80	51,00	
0,99	1,93	3,12	0,79	1,41	1,05	1,68	
14,98	17,03	13,54	16,59	16,85	19,40	17,00	
—	9,61	2,61	9,39	9,04	8,65	10,20	
10,19	—	10,35	—	—	—	—	
0,23	0,17	0,24	0,16	0,16	0,17	0,17	
8,59	7,00	8,25	6,31	7,45	8,60	6,75	
10,50	11,28	10,38	10,71	11,14	11,80	8,74	
2,15	3,13	2,06	2,44	3,18	2,92	4,29	
0,09	0,77	0,58	0,29	0,39	0,29	0,34	
0,14	0,29	0,36	0,11	0,19	0,14	0,24	
360	219	197	178	255	225	155	
81	97	183	32	71	—	—	
201	—	217	—	—	—	—	
12	10	5	4	5	0,9	0,5	
100	243	450	146	206	224	198	
22	138	128	62	63	59	58	
24	—	—	19	30	24	37	
72	142	250	59	117	74	144	
0,04	0,25	0,28	0,12	0,12	0,10	0,08	
15,1	8,8	4,3	21,0	12,0	18,5	10,1	
7,5	6,7	8,7	7,2	7,4	7,5	7,0	
29,6	—	86,3	—	—	—	—	
82,5	81,5	74,9	80,3	72,3	85,1	70,0	
3,00	—	—	3,11	3,90	3,08	3,89	
0,3	0,97	0,51	1,06	0,54	0,80	0,40	
0,22	0,57	0,28	0,42	0,31	0,26	0,29	

днию [1981]; 6 — толент плато Манихики [Init. Rep., 1976]; 7 — переходный базальт с подводных гор района Восточно-Тихоокеанского поднятия, 10° ю.ш. [Batiza et al., 1982]; 8 — толентовый базальт Гавайских островов [Говоров и др., 1984]. 9—12 — океанские моря: 9, 10 — базальты моря Скоша: 9 — современный центр спрединга, 10 — абиссальная часть [Saunders, Tarney, 1979]; 11, 12 — низко-(11) и высокотитанистая (12) серии Тирренского моря [Init. Rep., 1978]. Здесь и далее все составы пересчитаны на безводный остаток.

ерии был значительно обогащен Ti по сравнению с нормальным хондри-
ом.

В целом базальты олюторского комплекса на основе диаграммы Л. Бек-
салувы можно однозначно классифицировать в качестве океанических
(рис. 16). Щелочно-базальтовый или ферробазальтовый состав и ярко
выраженный обогащенный характер резко отличают их от типичных базаль-
тов срединно-океанических хребтов, сближая с проявлениями внутриплит-
ного вулканизма океанических островов и поднятий. При этом щелоч-
ные базальты (рис. 17) олюторского комплекса существенно отличны
от пород гавайского типа своей низкой железистостью и высокой глино-
земистостью и обнаруживают больше сходства с базальтами вулканичес-
ких гор Восточно-Тихоокеанского поднятия [Batiza et al., 1982], Китово-
го хребта [Init. Rep., 1984a-c] и Азорского архипелага [Langmuir,
Hanson, 1980]. Ферробазальты же комплекса, отличаясь от таковых
MORB повышенной щелочностью, близки к породам хребта Лайн [Init.
Rep. ..., 1976] (табл. 9).

Как известно, формирование внутриплитных вулканических серий свя-
зывается с плавлением мантийных источников, обогащенных по сравнению
с базальтами MORB литофильными элементами. При этом исследования
последних лет [Сун, 1984] позволяют выделить два типа таких источни-
ков. Первый, производным которого являются серии гавайского типа,
может рассматриваться как недифференцированное, близкое к первично-
му мантийное вещество, залегающее ниже деплетированного слоя мантии.
Второй тип источника, с которым связываются серии Азорского архипела-
га, Китового хребта и другие, представляет собой мантийный материал,
вторично обогащенный литофильными элементами в результате метасома-
тических процессов. Источники этого типа могут быть локализованы и в
верхних горизонтах мантии, выше источников MORB [Андерсон, 1984].

К сожалению, отсутствие данных по изотопии для базальтов олюторско-
го комплекса не позволяет однозначно определить их принадлежность к
одному из выделенных типов источников. Однако, учитывая петро- и гео-
химическое сходство базальтов олюторского комплекса с базальтами
Азорского поднятия и Китового хребта, можно предполагать их связь с
источниками второго типа, т.е. вторично обогащенными, относительно ма-
логлубинными. С этим согласуется и слабая дифференцированность боль-
шей части пород олюторского комплекса, отсутствие среди них кислых и
средних дериватов.

Таким образом, комплекс геолого-петрографических и петро-геохими-
ческих данных позволяет рассматривать олюторский комплекс как обра-
зование внутриплитного вулканического поднятия, заложившегося на
более древней океанической коре, которая отвечает гытгынскому комплек-
су. Он связан с частичным плавлением относительно высоких горизонтов
мантии, претерпевших обогащение литофильными элементами при пред-
шествовавших процессах мантийного метасоматоза. При этом юго-восточ-
ная область развития комплекса, располагающаяся ныне в пределах Олю-
торского полуострова, отвечала осевой зоне этого поднятия, тогда как се-
веро-западная — его обрамлению, где вулканические процессы проявились
в резко редуцированной форме.

НИЧАКВАЯМСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ПОЗДНЕГО САНТОНА – МААСТРИХТА

Верхняя часть кремнисто-вулканогенной ассоциации, датируемая поздним сантоном – маастрихтом, была выделена в качестве ничакваямского комплекса [Федорчук, 1984]. Он пользуется широким распространением в Олюторском хребте и представлен на Олюторском полуострове (главным образом на севере его), в центральной части хребта (район оз. Ватагытгын, долина р. Ничакваям), а также в бассейне р. Ватыны.

На Олюторском полуострове ничакваямский комплекс согласно, с постепенным переходом перекрывает лавовую толщу олюторского комплекса. Этот переход выражен в появлении среди слоистых переотложенных автокластических брекчий отдельных прослоев кремней. В них заключены прослои грубых осадочных брекчий, обломочная фракция которых содержит наряду с преобладающими слабоокатанными фрагментами базальтовых пиллоу угловатые обломки полнокристаллических габбро, а также кремней, совершенно аналогичных таковым основной массы. Они заключают в себе сначала единичные, а затем все более многочисленные потоки базальтов со столбчатой отдельностью. Здесь хорошо видно эффузивное залегание последних. Нижний контакт базальтовых тел сопровождается черной роговиковой коркой шириной от 0,5 до 1–2 см, развившейся по кремням. Вверху над базальтами залегают маломощные (1–3 м) шлаковые накопления, возникающие за счет дезинтеграции краевых частей потоков; они постепенно переходят в кремнисто-глинистые и затем в чисто кремнистые породы. Иногда шлаковые зоны отсутствуют и кремни залегают непосредственно на неровную, размытую поверхность базальтового потока. Мощность последних на данном участке часто достигает 40–50 м. Общая же мощность толщи 1200 м.

Выше она резко, но без видимого несогласия сменяется толщиной базальтов, афировых, сильноминдалекаменных, с мелкоподушечной отдельностью, подверженных интенсивной гематитизации. Базальты чередуются с пачками тонкослоистых темно-серых и бурых кремней с отдельными прослоями вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Отмечаются также потоки массивных мелкоглыбовых базальтов, имеющих достоверно эффузивное залегание. Мощность этой верхней толщи не менее 800 м.

Завершается разрез чисто эффузивной толщиной, образованной подушечными миндалекаменными базальтами с единичными линзами сургучных яшмовидных кремней. Мощность ее около 300 м.

В центральной части Олюторского хребта (бассейн р. Ничакваям) обнаружены тектонически разобщенные толщи базальтов, автокластических брекчий и гиалокластитов. Структурно нижняя красная лавовая толща сложена маломощными, выдержанными по простиранию потоками мелкоподушечных афировых миндалекаменных базальтов с цеолит-карбонатным заполнением миндалин, а также автокластическими брекчиями. Последние сцементированы красным и розовым цеолит-карбонатным материалом, слагающим также и межподушечное пространство. Для всех пород толщи характерна интенсивная гематитизация. Мощность толщи несколько сот метров.

Гематитически выше залегает черная лавовая толща, в составе кото-

рой преобладают афировые сильноминдалекаменные базальты с крупноподушечной отдельностью. С ними тесно связаны гялокластиты и автокластические брекчи, имеющие гялокластитовую основную массу. Последние часто перемыты и образуют грубослоистые пачки, чередующиеся с тонкообломочным вулканомиктовым материалом. Междоушечное выполнение в базальтах сложено карбонатно-кремнистым осадочным веществом.

Наконец, на севере Олюторского хребта (бассейн р. Ватыны) к ничакваямскому комплексу может быть отнесена толща черных и зеленых кремней, кремнисто-терригенных и кремнисто-туфогенных пород, налегающая на пеструю кремнистую толщу олюторского комплекса. В ней нередко отмечается значительное количество (преимущественно в верхах разреза) краснокаменноизмененных миндалекаменных афировых базальтов. Мощность толщи здесь не превышает первых сотен метров.

Таким образом, ничакваямский комплекс характеризуется сочетанием базальтовых лав с кремнистыми породами в переменных количествах. Возраст его достаточно уверенно определяется как позднесантонско-мастрихтский. При этом отчетливо устанавливается его согласное наложение на олюторский комплекс. Верхняя граница ничакваямского комплекса менее отчетлива. С одной стороны, можно предполагать его перекрытие вулканогенно-обломочными образованиями мачевненского комплекса маастрихта-палеоцена, что обосновывается наличием в последнем перетолженных базальтов ничакваямского типа. С другой стороны, стратиграфический диапазон обоих этих комплексов в значительной мере перекрывается, что заставляет допускать наличие между ними, по крайней мере частично, фациальных взаимоотношений.

Последнее подтверждается также отмеченным нами в районе оз. Ваттыгытын и горы Пирамидальной чередованием в разрезе подушечных миндалекаменных афировых базальтов ничакваямского типа с пироксенпорфирированными базальтами и зелеными туфами, аналогичными породам описанного А.Н. Суховым [1983] мачевненского комплекса. Во внутреннем строении ничакваямского комплекса характерно нарастание вулканического материала снизу вверх по разрезу: если в позднесантонско-раннекампанской части комплекса базальты количественно обычно подчинены кремням и иногда вообще отсутствуют, то на уровне среднего-позднего кампана они представлены примерно в равных количествах, а в верхних частях комплекса (поздний кампан — ранний маастрихт) осадочный материал почти отсутствует.

Петрографическая характеристика

Магматические породы ничакваямского комплекса существенно более разнообразны по составу. Наряду с базальтами здесь отмечаются средние и кислые эффузивы, а также интрузивные образования кислого состава.

Базальты ничакваямского комплекса разделяются на два петрографических типа.

Первый из них тяготеет к нижней, позднесантонско-раннекампанской части разреза комплекса. В состав его входят главным образом базальты,

образующие обычно чрезвычайно мощные (до 40—50 м) потоки с правильной столбчатой гексагональной отдельностью. Их достоверно эффузивное залегание доказывается наличием горячего нижнего контакта и холодного, часто размытого верхнего. Текстура пород исключительно массивная, поры и миндалины полностью отсутствуют. Структура базальтов афировая и редко порфировая. Вкрапленники в них немногочисленны, но достигают довольно крупных размеров (до нескольких миллиметров). Сложены ониglomerовыми срастаниями основного плагиоклаза (битовнит-анортита) и бесцветного клинопироксена; иногда в тех же сростках наблюдается ортопироксен и оливин; последний, впрочем, образует и редкие самостоятельные вкрапленники. Структура основной массы микролитовая в крайних частях потоков, интерсертальная до гиалофитовой во внутренних. Сложена основная масса лейстами и мелкими удлинено-таблитчатыми выделениями основного плагиоклаза (битовнита), а также ксеноморфными зернами клинопироксена, магнетитом и девитрифицированным стеклом. Для вулканических пород этого типа характерно почти полное отсутствие вторичных преобразований, за исключением девитрификации стекла и серпентинизации оливина.

Второй тип базальтов никаваямского комплекса распространен в составе верхних, кампан-маастрихтских частей его разреза. Это базальты почти исключительно с подушечной отдельностью; диаметр пиллоу, как правило, не превышает 0,6 м (обычно 0,3—0,4 м). Потокоевое строение в них распознается с трудом; сложенные ими толщи обычно представляют собой хаотическое нагромождение подушек в сочетании с гиалокластитами и автокластическими брекчиями. Реже отмечаются маломощные (менее 1 м), чрезвычайно выдержанные по простиранию потоки, образованные исключительно мелкошаровыми разностями. В межподушечном пространстве часто развито кремнисто-карбонатное и карбонат-цеолитовое вещество хемогенного происхождения, а также яшмовидные кремни. Изредка выделяются отдельные потоки базальтов, внутренние части которых обладают неправильно-глыбовой отдельностью, постепенно в направлении кровли переходящей в мелкоподушечную. Текстура пород в большинстве случаев сильнопористая, миндалекаменная (объем миндалин до 50—60% объема породы); миндалины или равномерно насыщают все пространство пиллоу, или тяготеют к центральным их частям, тогда как краевые оказываются относительно более массивными.

Структура пород этого типа практически афировая. Вкрапленники единичны, сложены оливином и плагиоклазом; последний часто заключает мелкие, хорошо образованные зерна магнетита. Основная масса характеризуется структурами от витрофировых и микролитовых до интерсертальной. Главными ее составными частями являются (в переменных количествах) лейсты плагиоклаза и стекло, реже присутствуют микролиты клинопироксена и зерна магнетита с правильными кристаллографическими очертаниями. Нередко встречаются вариолитовые структуры, образованные сфероидами (вариолями), заключенными в стекле. Сфероиды состоят из ядра, сложенного изометричными зернами темноцветного, полностью замещенного вторичными агрегатами минерала (вероятно, оливина), окаймленного радиально-лучистыми агрегатами тонкоиглового плагиоклаза. Плагиоклаз в базальтах описываемого типа различен.

Преобладает относительно кислый лабрадор (An_{50-55}), иногда до андезита, развитый как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Однако в отдельных случаях отмечаются плагиоклазы битовнит-анортитового состава. Клинопироксен обычно бесцветный, лишенный примесей титана; слабоокрашенные титансодержащие разновидности редки. Наряду с практически афировыми породами отмечаются также мегаплаггиофировые разновидности. Они обладают обычно крупноподушечной отдельностью и массивной текстурой. Вкрапленники в них составляют 30–60% объема породы. Образованы они крупными (до 0,5–1,0 см) короткотаблитчатыми кристаллами основного плагиоклаза (битовнит-аноргита). Вкрапленники эти в равной степени представлены как во внутренних, так и в краевых, закалочных зонах пиллоу, что доказывает их интрателлурическое происхождение. Основная масса пород микролитовая, интерсертальная, варнолитовая, сложена плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и стеклом; по составу и структуре она аналогична основной массе афировых базальтов. Это позволяет относить мегаплаггиофировые базальты к тому же петрографическому типу, рассматривая их в качестве кумулятивных разновидностей.

Вторичные изменения базальтов второго типа весьма интенсивны. В целом все породы имеют палеотипный облик: стекло в них полностью девитрифицировано, оливин замещен агрегатом минералов группы серпентина. В большинстве случаев отмечается полная деанортитизация полевого шпата, часты карбонатизация и цеолитизация стекла; реже по клинопироксену развиваются агрегаты актинолитовой роговой обманки. Изредка наряду с этим развиты и весьма свежие разновидности, особенно среди мегаплаггиофировых пород с относительно массивной текстурой. Представляется, что вторичные изменения в базальтах верхней серии не носят наложенного характера, а вызваны автометасоматическим воздействием летучих, первично растворенных в расплаве. Это подтверждается корреляцией между степенью миндалекаменности и интенсивностью проявлений вторичных минералов. О высокой, но неравномерной газонасыщенности магмы свидетельствуют частота сильнопористых текстур, ранняя кристаллизация магнетита, нередко интенсивная гематитизация, захватывающая внутренние части подушек в большей мере, чем краевые. Однако наряду с этим в непосредственном соседстве отмечаются более массивные породы, лишенные указанных особенностей. Сонахождение различно измененных разновидностей базальтов, переслаивающихся друг с другом в едином разрезе, необъяснимо, если считать гематитизацию, альбитизацию и тому подобные образования следствием наложенных гидротермальных процессов. Более вероятно, что породы, не затронутые изменениями, кристаллизовались из сухого расплава, тогда как породы, приближающиеся к спилитам, — из расплава, обогащенного водой и сопутствующими ей легкоподвижными компонентами. Характерно также, что непосредственно подстилающие верхнюю серию столбчатые базальты имеют чрезвычайно свежий облик.

Помимо базальтов, в составе ничкавямского комплекса отмечаются, хотя и в резко подчиненном количестве (не более первых процентов от общего ее объема), более кислые породы, пространственно связанные со столбчатыми базальтами первого типа. Они представлены андезитобазальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Андезитобазальты — породы с подушечной отдельностью, массивной текстурой и афировой

структурой, гиалопилитовой или интерсертальной. Сложены они лейстами плагиоклаза, стеклом, большим количеством рудного минерала (титаномагнетит), изредка — окрашенным клинопироксеном. Андезиты — массивные породы со столбчатой или мелкоглыбовой, реже подушечной отдельностью, мелкопорфировой структуры; во вкрапленниках отмечается плагиоклаз андезитового состава, основная масса пилотакситовая, отчетливо директивная, образована ориентированными лейстами плагиоклаза и стеклом. Дациты и риолиты — порфировые породы, характеризующиеся неравновесной ассоциацией вкрапленников (орто- и клинопироксен, кислый плагиоклаз, кварц), заключенных в витрофировой основной массе.

В поле развития вулканических пород ничакваямского комплекса отмечаются интрузивы кислого состава, которые были изучены на южном берегу лагуны Вайминтагин (восточное побережье полуострова) и в районе мыса Серого (западное побережье к югу от лагуны Кавача). Это, как правило, довольно крупные (до 5–6 км в диаметре), неправильно-изометричные в плане тела с крутопадающими контактами. Последние имеют отчетливо интрузивный характер, резко дискордантный по отношению к напластованию вмещающих пород, сопровождаются многочисленными дайкообразными апофизами и зонами экзоконтактовых изменений мощностью в несколько десятков метров, выраженными в ороговиковании и окварцевании кремнисто-терригенных образований и пропилитизации эффузивных. Сложены интрузивы средне- и грубозернистыми, иногда порфировидными плагиогранитами светло-серого до белого цвета, состоящими из очень кислого плагиоклаза (An_{10-50}) и кварца, при почти полном отсутствии темноцветных минералов; признаков наличия калиевого полевого шпата в их составе не обнаружено.

Интрузивы плагиогранитов встречены среди позднеантонско-раннекампанских стратифицированных образований. Они прорваны дайками мегапорфировых пироксеновых базальтов, неотличимых от таковых низов разреза мачевнинского комплекса, датировемых верхами кампана — маастрихтом. Все это позволяет относить интрузию плагиогранитных массивов к очень узкому диапазону — концу кампана, т.е. рассматривать их как практически одновозрастные базальтам и кислым эффузивам нижней части ничакваямского комплекса. Образование эффузивов ничакваямского комплекса также связывается с весьма глубоководными излияниями. Не противоречит этому ни развитие миндалекаменности и краснокаменных изменений, ни появление столбчатой отдельности.

Степень пористости определяется в первую очередь не глубиной излияния, а газонасыщенностью расплава; так, в современном центре спрединга в море Скоша с глубины более 2 км были драгированы сильнопористые базальты [Saunders, Tarney, 1979]. О глубоководности излияния газонасыщенных лав свидетельствует и краснокаменное изменение, а также автоматическая альбитизация [Колясников, 1984], вызванные трудностью отделения летучих от расплава в условиях быстрой закалки последнего при высоком гидростатическом давлении. Что касается столбчатой отдельности в породах, характеризующихся массивной текстурой, то она, вероятно, связана с особыми свойствами лишенных флюида расплавов; во всяком случае, чередование в разрезе столбчатых базальтов с кремнистыми породами не позволяет рассматривать их в качестве продуктов наземных излияний.

Таблица 10

Химический состав базальтов ничкавьямского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,38	47,61	45,53	49,08	46,51	46,84
TiO ₂	0,84	1,09	1,02	1,30	1,08	1,05
Al ₂ O ₃	17,15	16,27	15,84	16,62	15,67	15,80
Fe ₂ O ₃ *	8,76	10,37	10,37	9,32	11,46	11,70
MnO	0,13	0,15	0,14	0,17	0,17	0,13
MgO	7,61	7,04	5,00	6,91	8,67	7,82
CaO	11,36	12,10	12,02	11,47	8,52	11,64
Na ₂ O	2,23	2,18	3,65	2,63	3,63	2,10
K ₂ O	0,35	0,40	0,70	0,12	0,42	0,02
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,16	0,09	0,04	0,05
П.п.п.	2,66	2,25	5,77	2,65	3,21	2,35
Сумма	99,51	99,50	100,20	100,36	99,38	99,50
FeO	—	—	3,03	5,17	4,71	—
CO ₂	—	—	1,90	не обн.	0,2	—
H ₂ O*	—	—	3,15	1,78	—	—
Cr	275	160	190	190	—	140
Ni	100	60	70	100	38	75
Co	37,5	37,5	—	32	32	37
V	—	—	240	225	300	—
Rb	6,0	6,2	—	5,3	—	2,8
Sr	150	150	—	230	304	168
Ba	110	60	—	53	100	37
Y	19	20	—	26	14	15
Zr	50	50	—	74	32	38
FeO/MgO	1,04	1,33	1,87	1,21	1,19	1,35
K ₂ O/Na ₂ O	0,16	0,18	0,19	0,05	0,12	0,01
Ti/V	—	—	25,5	35,7	22,8	—
Ti/Zr	105,6	135,6	—	108,2	213,8	172,1
Zr/Y	2,63	2,50	—	2,85	2,29	2,53

Примечание. 1—9 — базальты нижней серии: 1, 2 — оз. Эпильчик, плагиофоровые базальты; 3 — р. Малый Тигиль, то же; 4—6 — мыс Скалистый, восточное побережье Олюторского полуострова, столбчатые гламеропорфировые базальты; 7 — лагуна Кавача, западное побережье Олюторского полуострова, столбчатые оливиновые пикрит-базальты; 8 — р. Алягеткин, западное побережье Олюторского полуострова, столбчатый афировый базальт; 9 — гора Илгиней, Олюторский полуостров, столбчатый двупироксеновый базальт. 10—19 — базальты верхней серии: 10, 11 — оз. Эпиль

7	8	9	10	11	12	13
48,04	50,00	51,96	47,18	48,94	43,28	42,15
0,36	1,22	1,55	1,41	1,20	1,41	1,32
13,06	15,90	16,63	15,17	13,40	14,50	13,18
7,88	11,05	12,30	10,58	10,12	9,44	10,42
0,17	0,15	0,21	0,18	0,22	0,15	0,20
14,26	5,70	3,48	9,54	10,93	6,14	9,76
11,30	9,60	8,52	9,31	8,56	15,40	11,50
1,20	2,50	3,63	2,91	2,80	3,49	3,31
0,36	0,34	0,89	0,51	0,45	0,45	0,71
0,08	0,14	0,29	0,08	0,08	0,20	0,23
3,60	2,38	2,19	2,63	2,80	6,89	6,65
100,31	98,98	101,65	99,50	99,50	101,35	99,43
4,19	4,70	7,26	—	—	3,95	3,05
0,02	—	Не обн.	—	—	3,20	1,46
—	—	1,44	—	—	2,98	—
—	30	11	245	600	397	—
—	40	11	155	265	190	260
—	37	26	42,5	50	36	50
—	—	346	—	—	207	260
—	1,6	9,9	13,7	12,2	10,8	19
—	190	251	110	170	209	220
—	67	180	71	40	56	58
—	23	46	24	19	40	18
—	32	90	70	62	97	70
0,50	2,13	3,20	1,00	0,83	1,38	0,96
0,30	0,14	0,25	0,18	0,16	0,13	0,21
—	—	26,9	—	—	45,5	33,2
—	240,0	103,3	126,0	121,0	97,1	123,4
—	1,39	1,96	2,92	3,26	2,43	3,99

чик, силлы базальтов в кремнистой толще; 12 — гора Скалистая, север Олюторского полуострова, афировые миндалекаменные базальты гематитизированные; 13 — южный борт лагуны Язви, северо-восток Олюторского полуострова, то же; 14–16 — оз. Пресное, восточное побережье Олюторского полуострова (14 — подушечный афировый базальт, 15, 16 — силлы диабазов); 17–19 — мыс Скалистый, восточное побережье Олюторского полуострова, силлы и потоки массивных базальтов.

Таблица 10 (окончание)

Компонент	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	50,45	46,02	45,09	47,45	47,89	50,39
TiO ₂	1,49	1,51	1,39	1,41	1,51	1,47
Al ₂ O ₃	14,68	16,14	15,28	15,83	16,21	15,48
Fe ₂ O ₃ *	10,72	10,43	12,04	10,17	9,62	9,25
MnO	0,18	0,23	0,21	0,20	0,24	0,35
MgO	6,71	7,15	9,43	7,85	8,22	7,87
CaO	7,47	10,25	11,15	11,01	7,48	4,91
Na ₂ O	5,25	3,63	2,44	2,30	4,08	5,40
K ₂ O	0,75	0,47	0,10	0,45	0,67	0,44
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,08	0,23	0,22	0,24
П.п.п.	1,59	3,44	2,14	2,61	3,35	4,42
С у м м а	99,50	99,50	99,34	99,50	99,50	99,06
FeO	2,69	4,30	4,46	3,77	5,21	5,75
CO ₂	0,71	1,06	0,2	0,56	0,33	—
H ₂ O*	—	—	—	—	—	—
Cr	140	—	320	690	—	150
Ni	75	80	150	160	95	60
Co	28	50	41	37	27	28
V	300	300	290	211	193	240
Rb	13	—	3,4	7,8	—	8,1
Sr	200	228	184	289	410	266
Ba	—	—	49	190	—	—
Y	36	—	20	31	—	35
Zr	91	85	58	109	130	110
FeO/MgO	1,44	1,31	1,15	1,17	1,05	1,06
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,13	0,04	0,20	0,16	0,08
Ti/V	30,8	32,0	29,8	41,8	49,4	38,8
Ti/Zr	99,4	112,9	149,0	90,0	73,4	84,5
Zr/Y	2,58	—	2,90	3,52	—	3,14

Базальты ничкаваямского комплекса по условиям залегания (практически нулевой коэффициент эксплозивности, развитие как мелкоподушечной, так и столбчатой отдельности и маломощных, выдержанных по простиранию потоков в сочетании с беспорядочным нагромождением подушек) однозначно относятся к продуктам трещинных излияний. Они могут быть связаны с зоной растяжения рифтового типа, с чем согласуется и широкое развитие ассоциирующего грубообломочного, неокатанного и несортированного материала автохтонного происхождения, а также образований жерлового типа. Кислые же и средние породы могли образовывать отдельные вулканические конусы, как это наблюдается и в современных рифтовых зонах [Альмухамедов и др., 1985]. Что касается плагиогранитов, то они также отмечены как в современных срединно-океанических рифтах, так и в их палеоаналогах [Колман, Донато, 1983].

Петрогеохимическая характеристика

Химический и редкоземельный состав базальтов ничакваямского комплекса охарактеризован 19 анализами¹, приведенными в табл. 10. Однако рассмотрение их требует известной осторожности, поскольку породы эти в большинстве случаев подвергнуты сильным постмагматическим преобразованиям, часто искажавшим их первичный состав. К тому же базальты комплекса часто сильнопористы, с кальцитовым выполнением миндалин, поэтому результаты анализов, использованные при построении петрохимических диаграмм, помимо пересчета на сухой остаток, были подвергнуты коррекции на бескарбонатность (при содержании CO_2 более 1%).

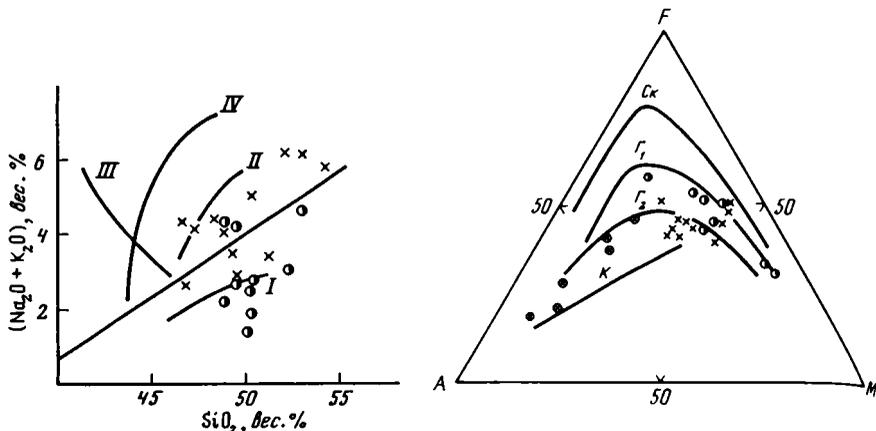
Рассмотрение химизма базальтов ничакваямского комплекса позволяет в соответствии с выделенными выше петрографическими типами разделить их на две вулканические серии.

Первая приурочена к нижней, позднесантонско-раннекампанской толще и представлена главным образом столбчатыми гломеропорфировыми базальтами. Базальтам ее свойственна изменчивая, но в целом относительно высокая кремнекислотность, относительно пониженная суммарная щелочность и изменчивая, часто высокая железистость, что однозначно свидетельствует об их толеитовой природе (рис. 18, 19). В них резко понижены содержания TiO_2 (1,0–1,3%), K_2O (0,02–0,44%) и P_2O_5 (0,04–0,014%), несколько возрастают (соответственно до 1,56; 0,9 и 0,3%) лишь в наиболее дифференцированных разностях (FeO/MgO более 3). Низки также содержания всех сопутствующих компонентов — Rb (1–5 г/т), Ba (около 30–50 г/т) и особенно Zr и Y (соответственно 25–30 и 15–20 г/т, возрастая при дифференциации до 90 и 46 г/т). При этом отношения Zr/Y чрезвычайно низки (1,5–2,2), а Ti/Zr, напротив, аномально высоки (150 и более). Значительно понижена также величина Ti/V (20–25).

Вторая вулканическая серия представлена главным образом в среднепозднекампанском и позднекампанско-маастрихтском стратиграфических интервалах комплекса. Ее представители — это базальты с несколько пониженной кремнекислотностью и чрезвычайно высокой общей щелочностью нагрового характера, благодаря чему фигуративные точки их составов на диаграмме *AFM* отклоняются в поле щелочных и известково-щелочных пород (см. рис. 19), располагаясь в целом на границе щелочных и толеитовых пород на диаграмме щелочи—кремнезем (см. рис. 18). Это вызвано интенсивной альбитизацией автометасоматического характера, отличной, однако, от нормальной спилитизации.

Отличие это выражено в том, что с ростом степени альбитизации и соответственно содержания Na происходит снижение кремнекислотности, появление в нормативном составе нефелина и, что особенно важно, возрастание концентрации K. В типичных же спилитах, многократно описанных в различных складчатых областях [Колясников, 1984], нормативный состав не меняется, поскольку альбитизация вызывает рост крем-

¹ Характеристика аналитических методов приведена в разделе "Ольюторский магматический комплекс..." данной монографии.



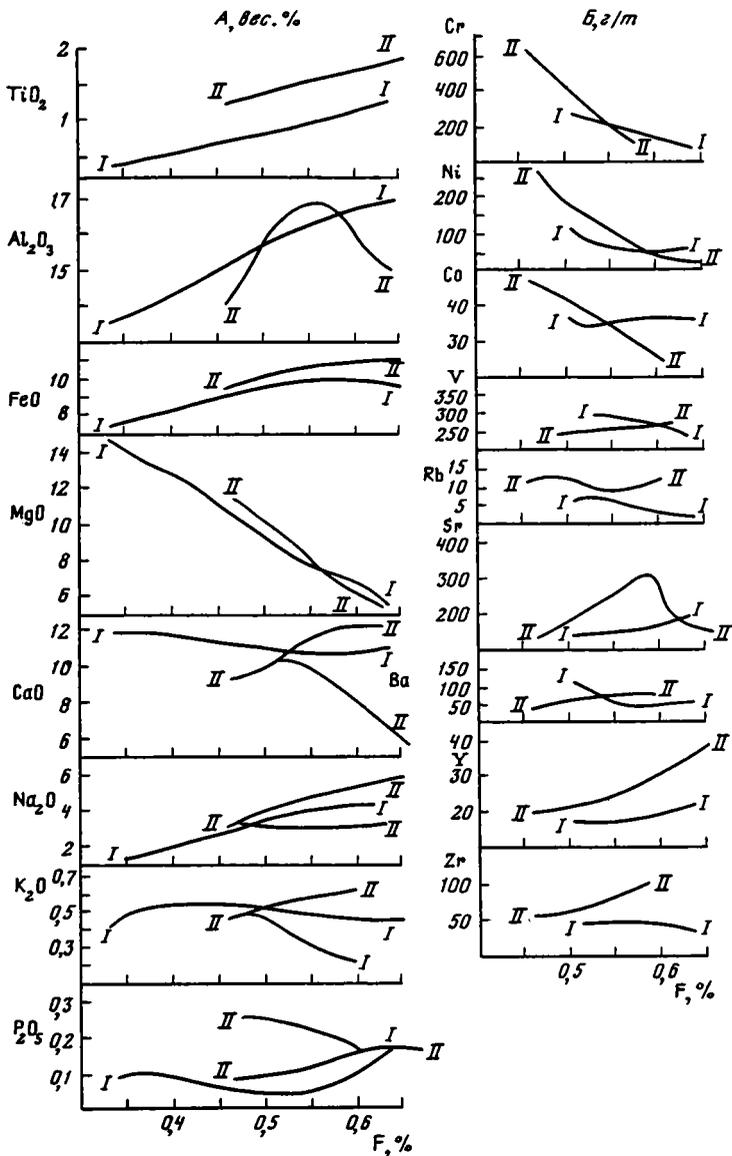
Р и с. 18. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ для базальтов ничаквалянского комплекса
Условные обозначения см. на рис. 14; пояснение I–IV см. на рис. 11

Р и с. 19. Диаграмма *AFM* для магматических пород ничаквалянского комплекса
Условные обозначения см. на рис. 12 и 14

некислотности при повышении содержания Na и концентрации K снижаются вследствие выноса этого элемента. Таким образом, повышенная щелочность является первичной особенностью базальтов этого типа, их следует квалифицировать в качестве представителей переходной серии от толеитовой к щелочной. Это подтверждается слабо проявленным ростом абсолютного содержания Fe при повышении величины FeO/MgO , характерного для толеитов.

В распределении второстепенных и редких элементов для базальтов верхней серии характерно умеренно высокое содержание TiO_2 (1,4–1,6%) и P_2O_5 (0,2–0,3%), несколько более высокие концентрации Zr и Y (соответственно 60–100 и 25–35 г/т), чем в породах средней серии, к которым они близки и по взаимным отношениям элементов группы Ti ($\text{Zr/Y} = 2,5$, $\text{Ti/Zr} = 120$). Концентрации щелочных и щелочноземельных элементов, как правило, высоки (Rb 12, Ba 50–100 г/т) и прямо коррелируют со степенью альбитизации, что объясняется их концентрацией в вызвавших эту альбитизацию позднемагматических флюидах.

Рассмотрение поведения петрогенных и редких элементов при дифференциации в базальтах обеих серий ничаквалянского комплекса показывает во многом аналогичную картину (рис. 20). Содержания глинозема, суммарного железа, окиси натрия, а также V, Sr и Ba плавно нарастают с повышением железистости, причем для Al, Sr и V устанавливается некоторое снижение концентраций в наиболее дифференцированных разностях. Индивидуальные тренды дифференциации намечаются лишь для Ti, P, Y и Zr. Они выражены в двух уровнях концентраций указанных элементов, более низких для первой серии и существенно повышенных для второй. K и Rb не обнаруживают ясной зависимости от величины железистости, что связано с влиянием постмагматических изменений. Концентрации Mg и когерентных ему Ca, Cr, Ni и Co равномерно снижаются с повышением железистости.



Р и с. 20. Вариационные диаграммы зависимости концентраций петрогенных окислов (А) и редких элементов (Б) от величины железистости для базальтов ничкавямского комплекса

Серии: I-I – нижняя, II-II – верхняя

Т а б л и ц а 11
Химический состав средних и кислых пород Олюторского хребта

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	73,16	73,80	76,48	61,40	59,87	56,42	73,94	73,96	74,16	75,14	68,84
TiO ₂	0,41	0,41	0,30	0,59	1,30	0,86	0,36	0,36	0,36	0,20	0,60
Al ₂ O ₃	12,74	12,22	11,72	14,49	15,31	17,28	13,46	13,72	13,09	13,11	14,62
Fe ₂ O ₃	1,24	0,68	0,79	4,58*	7,83*	7,70*	0,62	0,13	0,76	0,37	1,64
FeO	1,18	1,99	0,97	—	—	—	1,77	1,81	1,81	1,46	2,32
MnO	0,07	0,00	0,06	0,10	0,18	0,14	0,07	0,065	0,075	0,04	0,075
MgO	1,60	1,08	0,85	2,09	2,81	2,95	1,26	1,01	0,63	0,63	1,58
CaO	1,34	2,30	0,85	5,36	3,16	5,92	2,11	2,39	2,74	1,68	4,77
Na ₂ O	6,21	5,29	4,58	3,80	6,71	4,38	4,08	4,26	4,26	4,00	3,50
K ₂ O	1,08	0,33	1,96	1,24	0,60	0,43	1,16	1,30	1,40	2,48	0,40
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,01	0,20	0,38	0,09	0,066	0,077	0,044	0,026	0,16
П.п.п.	1,13	0,94	0,98	4,58	1,37	3,52	0,71	0,76	0,52	0,43	1,34
С у м м а	100,21	99,04	99,55	99,43	99,52	99,69	99,606	99,842	99,849	99,566	99,845
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,17	0,2	1,62	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,07	0,11
Ni	22	51	1	33	50	33	7	4	9	3	9
Rb	10	2	26	12	—	4	20	15	—	23	1
Sr	88	203	133	173	146	161	140	120	120	70	194
Ba	3	180	780	140	60	90	—	—	—	—	—
Y	34	30	22	23	—	28	49	44	44	83	38
Zr	110	95	110	219	161	56	122	133	113	72	133

П р и м е ч а н и е. 1—3 — оз. Пресное, Олюторский полуостров, восточное побережье: 1 — риолит, 2 — плагиогранит, включения в эруптивной брекчии, 3 — риолит, матрица эруптивной брекчии; 4 — мыс Скалистый, Олюторский полуостров, восточное побережье, андезитодацит плагиофировый; 5 — р. Укийн, Олюторский полуостров, западное побережье, андезит афировый; 6 — лагуна Анана, Олюторский полуостров, западное побережье; 7—9 — внутренняя часть массива; 10 — жила аплитовидного гранита; 11 — апофиза массива в зоне контакта.

Таким образом, выделяющиеся в составе ничакваямского комплекса серии относительно близки по характеру своей дифференциации, но существенно различаются уровнем накопления некогерентных редких элементов, в первую очередь принадлежащих к группе T1. Это не позволяет рассматривать их в качестве производных единой магмы.

Как уже отмечалось, в составе ничакваямского комплекса развиты также кислые и средние породы. Они не были предметом специального изучения, поэтому ниже приводится лишь краткая их характеристика, основанная на результатах анализа 14 проб. Это андезиты, дациты и риолиты, низкощелочные, с чрезвычайно низкой долей K в сумме щелочей (табл. II). Они характеризуются повышением железистости при переходе от базальтов к андезитам (хотя абсолютно содержание Fe и не возрастает) и далее, в более кислых разностях, резким ростом щелочности натрового характера. Фигуративные точки их составов образуют на диаграмме *AFM* типично толеитовый тренд, продолжающий линию дифференциации базальтов первой серии и совпадающий с трендом гавайских толеитов (см. рис. 19). Низкие содержания некогерентных элементов, особенно Ba и Rb, подтверждают толеитовый характер описываемых андезитов и дацитов и позволяют рассматривать их в качестве дифференциатов низкокальциевых базальтов нижней части ничакваямского комплекса, с которыми они тесно связаны геологически.

Петрогенезис базальтов и палеотектоническая природа комплекса

Рассмотрение химии петрогенных и редких элементов показывает, что ничакваямский комплекс включает в себя две генетически различные магматические серии. По особенностям своего химизма обе могут рассматриваться в качестве океанических (см. рис. 16). Нижняя серия является продуктом нормальной фракционной кристаллизации пикрит-базальтового расплава. Парагенезис вкрапленников в базальтах серии (гломеровые сростания оливина, клино- и ортопироксена и плагиоклаза) показывает, что фракционирование это происходило в близповерхностных условиях в узком интервале температур. При этом расплавы, исходные для пород нижней серии, были изначально обеднены некогерентными элементами. Истошенная их природа хорошо видна на диаграмме $Zr/Y-Zr$ (см. рис. 14), которая показывает, что исходный расплав ее обязан своим возникновением частичному плавлению мантийного субстрата, существенно истощенного по сравнению с хондритовым, причем степень этого плавления, определяемая по методу Дж. Пирса, была весьма высока (более 20%). Не менее показательна диаграмма $Ti-V$. Из нее видно (см. рис. 15), что точки составов дифференцированных базальтов средней серии проектируются в область исходного расплава, образовавшегося при высокой степени плавления источника, истощенного Ti по сравнению со средним хондритом.

Резкое обеднение некогерентными элементами сближает базальты толеитовой серии (см. табл. 9) с наиболее деплетированными океаническими толеитами типа плато Манихики, впадины Науру и т.д. [Говоров и др., 1984]. В отличие от последних в них устанавливаются несколько повышен-

ные концентрации щелочных и щелочноземельных элементов, особенно Ba и Sr, что характерно для пород некоторых задуговых и междугловых бассейнов — моря Скоша [Saunders, Tarney, 1979], Западно-Марианского междуглового трого [Init. Rep. ..., 1980].

Верхняя серия ничакваямского комплекса характеризуется распределением литофильных элементов, промежуточным между таковым в нижней серии и в щелочных базальтах олюторского комплекса. Она сходна, во-первых, с базальтами тех сегментов срединно-океанических хребтов, на которых сказывается воздействие внутриплитных источников (хребта Рейкьянес, Азорского сегмента Срединно-Атлантического хребта [Init. Rep. ..., 1979]): во-вторых, с базальтами некоторых краевых бассейнов — Тиренского моря [Init. Rep. ..., 1978] и пролива Брансфилд [Weaver et al., 1979]. Рассмотрение соотношений Zr и Y (см. рис. 14) и Ti и V (см. рис. 15) показывает, что базальты верхней серии ничакваямского комплекса могли формироваться при низкой степени (около 10%) плавления истощенного источника, частично контаминированного обогащенным мантийным веществом. Контаминированный характер рассматриваемых пород согласуется и с их непропорциональным обогащением щелочами, Ba и Sr.

Таким образом, на основе петрогеохимических данных однозначно определить природу ничакваямского комплекса затруднительно. Общегеологические данные — значительная мощность ассоциированных осадков, примесь в них аллохтонного туфогенного материала — делают более вероятной интерпретацию его в качестве образований задугового бассейна. Источником обогащения литофильными, в первую очередь легкоподвижными щелочными и щелочноземельными, элементами в этом случае должна быть зона субдукции. Однако наиболее древние образования островодужного типа, маркирующие зону субдукции, отвечают описанному ниже мачевнинскому комплексу и имеют возраст не древнее самых верхов кампана, т.е. моложе значительной части ничакваямского комплекса. Поэтому возможно, что последний отвечал зоне вторичного растяжения непосредственно на океанической коре; специфика же его вещественного состава связана с контаминацией деплетированным мантийным субстратом обогащенного источника базальтов олюторского комплекса.

МАЧЕВНИНСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЙ КОМПЛЕКС КАМПАНА—ДАНИЯ

В пределах Олюторского хребта мощные вулканогенно-обломочные толщи сменяют во времени (и частично, вероятно, замещают по латерали) описанные выше кремнисто-вулканогенные образования. Наиболее широко они развиты в центральной части Олюторского хребта, где были выделены в качестве мачевнинского комплекса [Сухов, 1983]. Состав этого комплекса чрезвычайно изменчив по простиранию, что позволяет выделить в нем два типа разреза.

Первый распространен на западных склонах Олюторского хребта, между его водоразделом и реками Апука и Ачайваям. Наиболее полно он был описан в бассейне р. Пылговаям и в районе оз. Вататгытгын. Разрез этого типа здесь включает нижнюю, лавово-пирокластическую и верхнюю,

вулканотерригенную толщу. Первая сложена базальтами, их туфами и взрывными брекчиями, вторая — главным образом вулканическими песчаниками и алевролитами, с переменным количеством осадочных брекчий, иногда мегабрекчий; обломочная фракция последних содержит как эффузивные и пирокластические породы нижней части разреза, так и базальты и кремни более древних пород ничаквайского и, вероятно, олюторского комплексов.

Севернее, в бассейне р. Ничаквайя, разрез также начинается базальтами; выше следует толща грубых неокатанных и несортированных вулканических и вулканогенно-осадочных брекчий, чередующихся с разнообломочными лито- и кристаллокластическими туфами, реже с туфопесчаниками. Она надстраивается толщей вулканотерригенного состава, сложенной конглобрекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, представляющими собой продукт перетолжения эффузивного и взрывного материала; в ней содержатся редкие потоки подушечных базальтов, а также базальтовых туфов и гиалокластитов.

В северной части области распространения мачевнинского комплекса (р. Вильейкин) разрез характеризуется преобладанием взрывных пород. Он сложен главным образом сине-серыми и сине-зелеными туфами с псевдошаровой отдельностью. Присутствуют также горизонты вулканических бомб и вулканогенно-осадочных брекчий, в небольшом количестве лавы базальтов и единичные потоки андезитов. Наконец, разрозненные выходы пород описываемого типа были выявлены на восточном побережье Олюторского хребта, в районе мыса Шлюпочного. Здесь обнажаются преимущественно вулканические песчаники и алевролиты с горизонтами вулканогенно-осадочных брекчий и конглобрекчий.

Второй тип разреза мачевнинского комплекса распространен на восточных склонах Олюторского хребта, между его водоразделом и побережьем. Он был изучен в районе лагун Вайминтагин, Топата и Южная, в междуручье Мачевна—Таманвайя и в верховьях р. Вильейкин. В основании разреза, вскрытого в береговых обрывах лагуны Вайминтагин и бухты Вулканической, залегает мощная толща эффузивно-взрывного состава. Она сложена потоками массивных базальтов, переходящих в класталавы и лавобрекчин, а также грубыми туфами и брекчиями взрывного характера. Соотношения между взрывными и эффузивными породами переменны: на южном берегу лагуны Вайминтагин преобладают грубые зеленые туфы, на северном — вулканические брекчи; вдоль побережья бухты Вулканической развиты главным образом лавы и лавобрекчин с отдельными горизонтами туфокремнистых пород. Она перекрывается толщей тонкослойных туфотерригенных и туфокремнистых пород бурого, серого и зеленого цвета, песчаной и алевритовой размерности. В верхних ее частях отмечаются ритмичность флишевого типа, градиционная слоистость, иероглифические текстуры в подошве отдельных ритмов.

В междуручье Мачевна—Таманвайя разрез представлен (снизу вверх): 1) лавовой толщей, сложенной массивными пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми базальтами, с отдельными линзами и прослоями тонких кристаллолитокластических туфов; 2) пачкой мелкообломочных туфобрекчий и туфов с тонкими прослоями кремнистых пород; 3) толщей массивных, реже миндалекаменных пироксеновых и пироксен-плаги-

оклазовых базальтов; 4) толщей агломератовых и глыбовых туфо- и лавобрекчий, туфов и туфокремнистых пород.

Севернее, в верховьях р. Вильлейкин, разрез восточного типа сложен почти исключительно лавами базальтов и андезито-базальтов, образующих мощные (10–20 м) потоки с неправильно-глыбовой отдельностью; породы имеют зеленый, иногда синевато-зеленый цвет. Присутствуют также лавобрекчи и кластолавы, в небольшом количестве грубые кристаллолитокластические туфы.

Важное значение в составе мачевнинского комплекса имеют дайковые образования. Дайки сложены порфиоровыми базальтами и, реже, андезито-базальтами с пироксен-плаггиоклазовым и амфибол-пироксен-плаггиоклазовым составом вкрапленников; они аналогичны эффузивам комплекса. Дайки нередко образуют скопления и поля даек, в пределах которых вмещающие породы полностью вытеснены. При этом в одних случаях дайки ориентированы параллельно друг другу, внешне напоминая *sheeted* – комплекс офиолитовых разрезов, в других расположено их беспорядочно. Большая часть даек интродуцируют стратифицированные образования мачевнинского комплекса, однако часто они присутствуют и среди пород ничкавьямского и олюторского комплексов.

Таким образом, разрез мачевнинского комплекса в целом имеет двучленное строение. Нижняя его часть, мощностью от первых сотен метров на западе до 1–1,5 км на востоке, сложена преимущественно лавами и пирокластическими породами в различных соотношениях. Верхняя часть, напротив, достигает на западе мощности 1–2 км, на востоке же не более нескольких сот метров. В первом случае она представлена разнообломочными вулкано-терригенными накоплениями, во-втором – туфокремнистыми и туфотурбидитными породами. Возраст нижней части разреза определяется (по радиоляриям и единичным находкам иноцерамов) как позднекампанско-раннемаастрихтский, верхней – маастрихтско-датский. Непосредственно наблюдаемые контакты мачевнинского комплекса с более древними кремнисто-вулканогенными образованиями имеют, как правило, тектонический характер. Однако, учитывая наличие обломков последних в составе мачевнинского комплекса, следует допускать его первично-стратиграфическое налегание на ничкавьямский комплекс. В пользу этого свидетельствует также развитие даек мачевнинского типа, интродуцирующих породы гытгынского, олюторского и ничкавьямского комплексов. В то же время, как было отмечено в разделе о ничкавьямском комплексе, необходимо предполагать и фациальное замещение верхов последнего нижними горизонтами мачевнинского комплекса.

Петрографическая характеристика

Магматические породы мачевнинского комплекса представлены эффузивными и петрографически неотличимыми от них дайковыми породами базальтового состава, в подчиненном количестве отмечаются андезиты. Базальты разделяются на три петрографических типа. Все они характеризуются порфировой структурой и различаются ассоциациями вкрапленников.

Первый тип распространен наиболее широко, образуя существенную

или преобладающую часть нижней толщи комплекса. Он характеризуется крупноподушечной и неправильно-глыбовой отдельностью. Текстура пород массивная или слабoporистая, структура гигантско-порфировая. Выделяется не менее двух генераций вкрапленников. Первая генерация — мегакристы размером до 1—3 см. Сложены они клинопироксеном, часто заключающим в себе включения раскристаллизованного стекла. К этой же генерации следует, вероятно, отнести иногда встречающиеся в виде вкрапленников кристаллы оливина. Вторая генерация образована мелкими короткотаблитчатыми выделениями плагиоклаза и небольшим количеством кристаллов клинопироксена. Основная масса микролитовая и витрофировая, сложена стеклом, микролитами плагиоклаза и магнетита, изредка клинопироксена.

Породы второго типа обычно мелкоподушечные и мелкоглыбовые, часто миндалекаменные. Структура их мелкопорфировая, крупные (более 1 мм) вкрапленники отмечаются лишь в единичных случаях, будучи сложены клинопироксеном и изредка ортопироксеном. Мелкие вкрапленники многочисленны, образованы главным образом плагиоклазом, реже клинопироксеном; часто к ним присоединяется магнетит. Основная масса существенно стекловатая, заключающая в себе микролиты плагиоклаза и клинопироксена, а также тонкодисперсную пыль рудного минерала (повидимому, магнетита). Базальты второго типа распространены в основном в верхних, преимущественно вулканотерригенных частях разреза комплекса, причем главным образом они развиты на западе области его распространения.

Базальты первого и второго типа связаны между собой постепенными переходами. Они выражены в сокращении в направлении вверх по разрезу количества мегакристов первой генерации (причем в первую очередь исчезает оливин). Далее сокращается количество клинопироксена, иногда к нему присоединяется ортопироксен; наконец мегакристы полностью исчезают, в составе мелких вкрапленников появляется магнетит.

Третий тип базальтов мачевнинского комплекса пользуется значительно меньшим распространением. Закономерной привязки к разрезу не обнаруживается, распространен он почти исключительно на восточных склонах Олюторского хребта. В одних случаях этими породами образованы мощные лавовые скопления (верховья р. Вильлейкин), в других они слагают дайки, интродуцирующие самые верхние горизонты туфокремнистых толщ. Для базальтов третьего типа характерны неправильно-глыбовая отдельность, слабоминдалекаменная, реже массивная текстура и гигантско-порфировая структура, образованная двумя генерациями вкрапленников. Первая генерация сложена клинопироксеном и роговой обманкой (кристаллы размером от 5 мм до нескольких сантиметров). Они обладают сглаженными, округлыми или овальными очертаниями, свидетельствующими о реакционных соотношениях с расплавом. Вторая генерация — микрофенокристы плагиоклаза, магнетита и, реже, клинопироксена, заключенные в стекловатую основную массу, содержащую лишь редкие микролиты тех же минералов.

Андезиты отмечаются в составе мачевнинского комплекса в ассоциации с базальтами второго и третьего типа, как правило, в верхних горизонтах разреза. Обычно они слагают дайки и мелкие субвулканические тела,

Таблица 12

Состав минералов пород мачевнинского вулканогенного комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,35	49,52	54,09	51,02	41,79	51,10	50,52	51,70	50,64
TiO ₂	0,40	0,72	Не обн.	0,72	2,95	0,44	0,52	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	2,93	3,58	2,02	3,35	13,01	2,63	2,93	29,88	31,43
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	0,60	0,25	0,07	0,10	0,23	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	—	—	0,65	2,31	5,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	9,47	11,39	1,87	3,38	5,54	7,37	7,46	1,07	0,97
MnO	0,26	0,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,87	14,18	18,67	16,41	15,71	15,84	15,57	0,00	0,00
CaO	19,05	19,46	22,40	22,14	12,22	21,24	21,71	14,05	16,13
Na ₂ O	0,30	0,32	0,25	0,31	2,01	0,14	0,20	0,12	1,77
K ₂ O	0,01	0,015	0,08	0,10	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не обн.	1,11	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,64	99,485	100,63	99,99	99,96	98,86	99,14	96,85	101,00

Примечание. 1, 2 — клинопироксены высококалийного базальта, обр. 555/79: 1 — вкрапленник, 2 — микролит; 3—5 — вкрапленники клинопироксен-роговообманковой дайки, обр. 600/79: 3 — клинопироксен I генерации, 4 — клинопироксен II генерации, 5 — роговая обманка; 6—9 — минералы низкокалийного базальта, обр. 3/81: 6 — вкрапленник, 7 — микролит клинопироксена, 8 — вкрапленник, 9 — микролит плаггиоклаза.

реже — лавовые потоки. Отдельность их плитчатая, текстура как массивная, так и миндалекаменная. Структура порфировая, с амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовым набором вкрапленников. Габитус вкрапленников удлинённый, в них постоянно отмечается линейная или плоскостная ориентировка, направленная параллельно контактам тел; иногда наблюдается флюидальность. Основная масса пилотакситовая, сложена плаггиоклазом, стеклом и рудным минералом в переменных количествах.

Вторичные изменения в вулканических породах мачевнинского комплекса проявлены неравномерно, но в целом относительно слабо. Наиболее характерны серпентинизация оливина, сосюритизация вкрапленников плаггиоклаза, амфиболитизация клинопироксенов; по стеклу развиваются агрегаты карбоната, цеолитов и эпидота. Однако нередки совершенно свежие породы, сохранившие чистые кристаллы клинопироксена и плаггиоклаза как во вкрапленниках, так и в основной массе, реликты оливина и участки стекла, почти не затронутого девитрификацией. Наряду с этим в зонах тектонических нарушений развиты поля гидротермально изменённых пород, преобразованных в пропилиты и вторичные кварциты, часто несущие медно-сульфидную минерализацию.

В табл. 12 приводятся анализы моноклинных пироксенов из различных пород мачевнинского вулканогенного комплекса и роговой обманки из крупнопорфировой дайки (обр. 600/79). Составы клинопироксенов образуют ряд от почти чистого авгита до магнезиального из базальтов, что отражает общую тенденцию к накоплению Fe и уменьшению Mg и Ca, свойственную магмам толеитового состава. Однако эта тенденция образуется различными типами пород, представляющих, по-видимому, разные этапы дифференциации исходной магмы, и находится в контрасте с характером

поведения компонентов в отдельной порции расплава. В высококальциевом базальте восточной части области развития комплекса накопление Fe выражено значительно слабее при сохранении постоянного уровня содержания Са, а иногда и его накоплении. Эта особенность, так же как и высококальциевый и магниевый состав пироксенов, более характерна для субщелочных серий пород.

Клинопироксены низкокальциевых базальтов западной части области развития мачевнинского комплекса (см. табл. 12), как из вкрапленников, так и из основной массы, отвечают по составу диопсид-авгиту; им свойственны более низкая кремнекислотность и повышенная хромистость. Характерно отсутствие зональности во вкрапленниках, а также их слабое отличие от клинопироксенов основной массы. Плаггиоклаз базальтов данного типа по составу является практически чистым анортитом.

Большой интерес представляют составы моноклинных пироксенов и роговой обманки из крупнопорфировой дайки (см. табл. 12). Высокая магнезиальность и большое содержание хрома в моноклинном пироксене I генерации по сравнению с моноклинным пироксеном II генерации и роговой обманкой свидетельствуют о неравновесности этого парагенезиса и о более раннем выделении пироксена I генерации из расплава. В то же время низкие содержания в нем Al_2O_3 и Na_2O указывают на то, что его кристаллизация происходила на небольших глубинах [Holloway, Burnham, 1973]. Роговая обманка представлена низкоглиноземистым паргаситом и в противоположность пироксенам заметно обеднена кремнеземом и обогащена Fe, Ti, Al. Однако меньшее содержание глинозема по сравнению с глубинными амфиболами [Green, Ringwood, 1967] также указывает на приповерхностные условия ее образования.

Петрогеохимическая характеристика

Для характеристики состава магматических пород использовано 49 анализов, включающих 13 ранее опубликованных анализов А.Н. Сухова [1983] и 36 анализов из коллекции А.В. Федорчука. Полные силикатные анализы, выполненные в лабораториях Всесоюзного института минерального сырья МГ СССР, Института геологии и геохимии СО АН СССР и Геологического института АН СССР, приведены в табл. 13. Рассмотрение их показывает, что породы мачевнинского комплекса очень изменчивы по химическому составу. Они включают наряду с преобладающими базальтами заметное количество андезито-базальтов и андезитов, образующих непрерывную серию и связанных постепенным переходом. По соотношению кремнезема и щелочей они распадаются на две группы пород — кварц- и оливиннормативных. Содержание К в зависимости от кремнекислотности (рис. 21) указывает, что первая группа низкокальциевая ($0,17-0,40\% K_2O$, в андезито-базальтах до $0,8\%$), с существенным преобладанием Na над К ($K_2O/Na_2O = 0,05-0,15$). В целом она отвечает толентам. Вторая группа характеризуется более высокими содержаниями К ($0,3-1,3\% K_2O$, в андезито-базальтах до 2%) при несколько пониженной роли Na ($K_2O/Na_2O = 0,3-0,6$, в андезито-базальтах до 1). Она может рассматриваться как высокомагнезиальная ($7-13\% MgO$) низкокальциевая известково-щелочная серия Лополитов, Волюнец, 1981].

Таблица 13

Химический состав эффузивных и дайковых пород мачезинского комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	49,03	46,91	53,80	49,53	49,44	53,56	49,15	47,50	49,90	45,70	48,50	49,40	48,00	48,10	49,10	47,70	48,26	49,07
TiO ₂	0,82	0,92	0,59	0,90	0,90	0,67	0,78	0,88	0,75	0,69	0,94	1,04	0,93	1,00	0,74	0,96	0,63	1,00
Al ₂ O ₃	13,51	18,94	17,94	16,38	20,24	18,33	13,52	15,10	17,50	13,54	17,00	16,13	19,70	16,33	10,23	17,91	15,07	18,23
Fe ₂ O ₃	10,81	9,72	7,16	9,37	9,03	8,22	9,85	5,43	3,67	5,10	4,91	3,79	3,50	2,80	3,27	3,47	9,37	10,78
FeO	—	—	—	—	—	—	—	5,28	4,89	4,59	3,05	6,58	6,27	7,19	6,42	6,96	—	—
MnO	0,18	0,19	0,16	0,18	0,15	0,15	0,19	0,19	0,16	0,17	0,13	0,20	0,15	0,19	0,18	0,17	0,16	0,23
MgO	8,43	4,36	4,20	7,10	5,10	4,40	10,73	7,87	5,92	8,76	6,11	6,84	4,95	6,77	9,16	6,00	8,50	5,11
CaO	9,95	8,32	5,61	8,97	8,13	8,41	9,42	12,05	10,75	9,58	10,26	8,50	9,30	8,90	14,20	8,76	13,34	10,52
Na ₂ O	2,70	3,30	5,30	3,35	2,75	3,55	3,19	1,91	2,47	2,24	2,58	3,25	3,03	3,50	1,64	3,36	1,92	3,13
K ₂ O	0,39	1,00	1,80	0,33	1,25	0,75	0,32	0,16	0,43	0,69	0,33	1,72	0,51	0,75	0,29	0,37	0,17	0,36
P ₂ O ₅	0,15	0,27	0,27	0,23	0,16	0,18	0,26	0,12	0,10	0,10	0,166	0,222	0,111	0,148	0,07	0,111	0,20	0,22
П.п.п.	3,51	—	—	—	—	—	2,10	2,44	2,82	6,77	3,95	2,69	4,05	4,67	3,29	4,43	4,57	0,85
Сумма	99,48	93,93	96,83	96,34	97,15	98,22	99,51	98,93	99,36	97,93	97,926	100,362	100,501	100,348	98,59	100,201	102,19	99,50
FeO	—	—	3,17	5,26	3,67	3,53	5,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,95	3,59
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,2	Не обн.	0,60	Не обн.	Не обн.	0,99	0,53	0,83	0,09	0,83	0,45	0,2
FeO*	1,15	2,01	1,53	1,19	1,59	1,68	0,83	1,29	1,38	1,05	1,22	1,46	1,90	1,43	1,02	1,68	0,99	1,90
MgO																		
Cr	205	—	—	—	—	—	455	—	81	328	136	84	75	253	980	75	286	—
Ni	108	80	16	115	19	25	252	—	38	169	72	28	18	75	149	31	98	70
V	—	—	—	—	—	—	220	—	238	284	179	286	—	—	—	—	427	250
Rb	16,8	9	29	10	24	10	6	0,5	4,28	4,84	4,84	18,8	10	14	10	10	2,35	—
Sr	556	1790	683	546	666	526	301	414	357	217	361	624	455	538	108	426	493	450
Ba	170	1500	—	—	—	—	110	91	283	266	244	654	—	—	—	—	68	210
Y	17	17	11	19	18	10	22	13	—	—	—	—	15	17	15	14	11	—
Zr	40	84	10	27	10	17	30	50	—	—	—	—	30	23	31	10	15	120

Компо- нент	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	50,22	48,67	48,37	51,25	44,42	49,49	48,75	46,56	46,98	49,75	54,33	51,43	47,75	44,60	54,53	48,91	51,21	47,04
TiO ₂	1,19	1,17	0,75	0,87	0,61	0,92	0,88	0,96	1,29	1,12	1,23	0,64	0,51	0,67	0,31	0,62	0,84	0,55
Al ₂ O ₃	16,41	16,08	13,59	16,63	12,37	17,51	15,91	15,93	17,67	14,77	15,54	16,18	8,79	16,10	14,86	13,90	14,58	11,40
Fe ₂ O ₃	10,54	10,29	9,59	8,30	11,18	9,31	11,07	11,70	10,68	11,68	10,68	9,37	9,85	5,86	8,48	10,17	9,71	11,97
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,54	-	-	-	-
MnO	0,45	0,24	0,19	0,19	0,13	0,14	0,23	0,19	0,17	0,23	0,23	0,18	0,17	0,17	0,14	0,19	0,20	0,18
MgO	3,41	3,75	5,07	4,11	13,71	6,45	7,03	7,51	4,23	4,52	3,88	5,69	10,98	5,76	4,60	7,15	7,26	11,04
CaO	9,32	7,61	14,38	10,63	10,62	9,35	10,82	12,61	9,24	8,77	7,44	7,13	14,85	10,50	6,06	9,70	7,26	10,67
Na ₂ O	3,35	5,81	2,27	3,31	1,84	3,70	3,06	2,38	4,62	5,13	3,38	4,96	2,13	2,43	2,94	2,25	3,00	2,50
K ₂ O	1,78	0,92	0,35	0,29	0,34	0,75	0,72	0,30	0,04	0,46	0,64	2,08	1,19	1,70	3,91	1,32	2,09	1,22
P ₂ O ₅	0,74	0,35	0,23	0,28	0,07	0,11	0,13	0,26	0,20	0,15	0,28	0,25	0,11	0,21	0,43	0,18	0,27	0,30
П.п.п.	3,73	5,08	6,77	4,63	4,51	3,17	0,78	1,10	4,38	2,92	1,82	2,71	3,17	1,78	3,24	5,08	3,10	2,64
Сумма	101,14	99,92	101,56	100,49	99,80	100,90	99,38	99,50	99,50	99,50	99,45	100,62	99,50	95,32	99,50	99,47	99,52	99,51
FeO	2,16	4,09	2,16	3,59	-	3,02	4,21	3,30	4,25	4,05	3,76	3,95	3,53	-	3,41	4,75	2,99	5,03
CO ₂	0,75	He обн.	3,75	0,30	-	0,2	0,2	0,2	0,2	0,62	0,2	0,75	1,95	-	1,12	1,38	0,2	0,44
FeO*	2,78	2,47	1,70	1,82	0,73	1,30	1,42	1,40	2,27	2,27	2,48	1,48	0,81	1,70	1,66	1,28	1,20	0,98
MgO																		
Cr	19	18	144	29	1096	-	-	-	-	-	-	-	-	69	-	-	-	-
Ni	33	18	62	12	570	80	70	70	50	60	50	13	210	23	120	70	70	130
V	583	567	292	260	270	360	260	320	300	340	200	-	220	471	380	320	320	270
Rb	21,0	19,99	4,35	4,10	2,1	-	-	-	-	-	-	34	-	17,39	-	-	-	-
Sr	448	331	450	327	171	409	455	595	341	287	282	977	269	506	536	664	595	272
Ba	342	167	182	197	80	200	320	620	240	230	190	716	330	405	590	250	620	400
Y	26	38	21	35	10	-	-	-	-	-	-	13	-	18	-	-	-	-
Zr	58	85	30	122	26	54	89	90	107	81	175	18	22	9	26	47	90	28

Примечание. 1-36 - низкокальциевая серия: 1 - лава пироксенового базальта, оз. Эпильчик; 2-6 - пироксеновые и пироксен-амфиболовые базальты и андезит-базальты, лавы, бассейны р. Вильлейкин; 7 - пироксеновый базальт, бухта Вулканическая, лава; 8 - пироксеновый базальт, р. Ничакваам, лава; 9-12 - лавы пироксеновых базальтов, р. Большой Тигиль; 13-16 - дайки пироксен-плаггиоклазовых базальтов, р. Большой Тигиль; 17-22 - подущенные базальты пироксеновые (17) и плаггиоклазовые (18-22), р. Пылговаям; 23-26 - пикрит-базальт (23), пироксен-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые подущенные базальты, южный берег оз. Вататгытган; 27-29 - плаггиоклазовые базальты, гора Пирамидальная; 30 - пироксен-амфиболовый андезит, р. Вильлейкин; 31 - пикрит-анкармит, лава, лагуна Таман; 32 - пироксен-плаггиоклазовый базальт, дайка, лагуна Топата; 33 - силл амфиболового андезит-базальта, оз. Вататгытган; 34 - пироксеновый базальт, дайка, лагуна Южная; 35 - силл пироксенового базальта, южный берег оз. Вататгытган; 36 - силл пироксенового базальта, лагуна Вайминтагин.

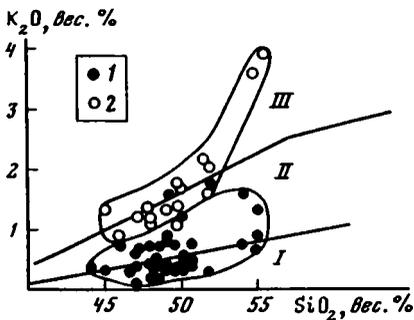


Рис. 21. Диаграмма K_2O-SiO_2 [Ресерилло, Тейлор, 1976] для магматических пород мачевнинского комплекса

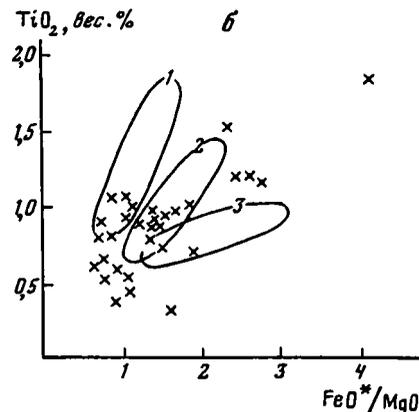
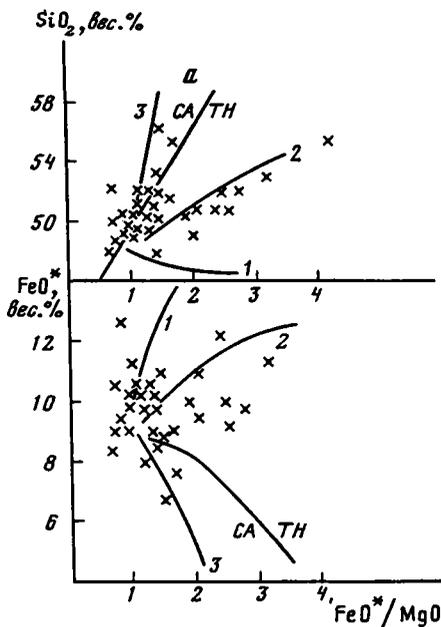
Серии: 1 — низкокальциевая, 2 — высококальциевая

Поля составов толентовой (I), нормальной (II) и высококальциевой (III) известково-щелочных серий

Рис. 22. Диаграммы А. Миаширо [Miyashiro, 1974, 1975] для магматических пород мачевнинского комплекса

а — $SiO_2 - FeO^*/MgO$ и $FeO^* - FeO^*/MgO$: CA и TH — поля составов (соответственно) известково-щелочной и толентовой серий; 1-3 — тренды дифференциации Скергаардского массива (1), типичных толентов (вулкан Мьяке-Дзима) (2) и известково-щелочных (вулкан Амаги) (3) пород

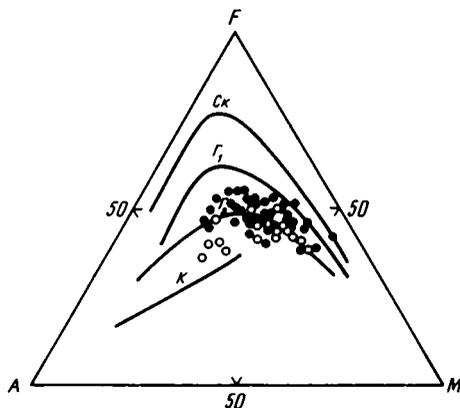
б — $TiO_2 - FeO^*/MgO$: поля составов абиссальных толентов (1), фронтальных зон островных дуг (2) и нормальных островодужных пород региона Филиппинского моря (3) по А.Я. Шараськину и др. [Sharaskin et al., 1981]



Распадение пород мачевнинского комплекса на две серии подтверждается также диаграммами А. Миаширо (рис. 22). В них четко выделяются: 1) группа фигуративных точек, фиксирующих значительное изменение величины FeO/MgO и связанных с ней прямой зависимостью концентраций Ti при незначительном изменении содержаний кремнезема, существенно возрастающего лишь при максимальных величинах железистости (толеитовый тренд); 2) группа точек, располагающихся вдоль границы полей толентов и известково-щелочных пород, в которой на фоне слабого изменения FeO/MgO происходит некоторое уменьшение содержаний суммарного железа (особенно заметное при переходе к андезито-базальтовым составам) и более значительное, чем в первом случае, но постепенное нарастание кремнекислотности (умеренно известково-щелочной тренд).

Рис. 23. Диаграмма *AFM* для пород мачевнинского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 11 и 12



Однако характерно, что значительное количество фигуративных точек располагается между двумя этими предельными направлениями, фиксируя постепенный переход от толеитов к известково-щелочным породам. Аналогично и на диаграмме *AFM* (рис. 23) составы пород комплекса занимают значительную область в интервале между эталонными трендами вулкана Тингмули (толеитовая серия) и Каскадных гор (известково-щелочная серия).

Следует указать, что толеиты и известково-щелочные породы мачевнинского комплекса разобщены пространственно: первые преобладают в западной части области распространения комплекса, тогда как вторые — в восточной.

Редкоэлементный состав пород мачевнинского комплекса отражен в табл. 13. Она включает определения, выполненные рентгенофлуоресцентным методом в Институте литосферы АН СССР, Геологическом институте АН СССР и Институте геохимии и аналитической химии АН СССР¹, а также рентгеноспектральным методом в ВИМСе МГ СССР и атомно-абсорбционным в Институте литосферы АН СССР.

Из таблицы видно, что для пород мачевнинского комплекса характерны низкие содержания Ti (0,3–1,0%) и особенно тесно связанных с ним Zr и Y (соответственно 15–60 и 5–20 г/т), почти не возрастающие в направлении к андезито-базальтам или даже имеющие тенденцию к снижению. Прочие петрогенные окислы и редкие элементы обнаруживают чрезвычайно широкие вариации содержаний. При этом концентрации Al₂O₃ (10–20%), CaO (8–15%), MgO (3–15%), Fe₂O₃ (8–13%), Ni (10–570 г/т) и Cr (12–1000 г/т) зависят от величины железо-магниевого отношения и определяются количеством аккумулярованных кристаллов клинопироксена и плагиоклаза, в меньшей степени — оливина и роговой обманки. Содержания же Ba (80–650 г/т), Sr (180–1500 г/т), Rb (2–20 г/т) и, хотя и менее четко, P₂O₅ (0,04–0,40%) связаны с общей щелочностью и, особенно, с калиево-натриевой разностью и умеренно высокий — в известково-щелочных).

Это явление может быть связано с изменениями в котектических соотношениях ликвидусных фаз в фракционирующем расплаве. Наблюдаемые парагенезисы и изученный состав породообразующих минералов, охарактеризованные в предыдущих разделах, позволяют считать, что на ранней стадии фракционирования исходной магмы ведущей котектической

¹ Авторы считают своим долгом выразить признательность Л.Н. Когарко (ГЕОХИ) и А.А. Пейве (ГИН) за содействие в выполнении ряда анализов на петрогенные и редкие элементы.

ассоциацией была моноклинный пироксен±оливин, которая на поздних этапах сменилась ассоциацией моноклинный пироксен±роговая обманка±плагиоклаз. Это предположение подтверждается общим направлением дифференциации, демонстрируемым породами мачевнинского комплекса и теоретически рассчитанным для базальтовых магм некоторых островных дуг [Perfit et al., 1980]. Указанная последовательность в кристаллизации минералов, как считают названные авторы, связана с увеличением воды в магме, подавляющей кристаллизацию плаггиоклаза по отношению к железомagneзиальным минералам и расширяющей область стабильности роговой обманки [Yoder, Tilley, 1962].

Поскольку количество образующегося моноклинного пироксена и его состав (при заданных PT -условиях) в конечном счете определяются давлением водного флюида, возрастание P_{H_2O} должно было способствовать отделению крупных объемов высокомагнезиального и кальциевого моноклинного пироксена (аналогичного пироксену обр. 555/79, см. табл. 12) с содержанием кремнезема, превышающим его средний уровень в магме, что приводило к обеднению последним остаточного расплава. Наряду с обеднением SiO_2 происходило обогащение этого расплава Al, Ti, Fe, а также водой, обуславливая массовую кристаллизацию роговой обманки и появление специфического железистого тренда на вариационных диаграммах. Более резкое увеличение P_{H_2O} приводило к одновременной кристаллизации моноклинного пироксена и роговой обманки, быстрому удалению Fe из расплава и развитию нормального известково-щелочного тренда. Необходимо отметить, что в описываемом процессе малоуглубинного фракционирования оливин имел подчиненное значение. Его относительная редкость как минерала-вкрапленника в породах мачевнинского комплекса и низкое содержание в большинстве из них Ni могут рассматриваться как указание на то, что основной этап его кристаллизации произошел до подъема магмы к поверхности. Некоторая дискретность в составах базальтов между наиболее магнезиальными (FeO^*/MgO меньше 1,0) и более дифференцированными (FeO^*/MgO больше 1,2) разностями, выраженная в распределении Al, Ca, Na, Sr и Ni, может отражать происходившие на определенном этапе этого подъема массовую кристаллизацию и отделение оливина.

Показательно, однако, что известково-щелочная тенденция к снижению абсолютного содержания Fe (см. рис. 22) наиболее четко проявлена в области магнезиальных составов, тогда как более фракционированные породы обычно тяготеют к толеитовой линии развития. Это может объясняться фиксированным количеством воды в исходном расплаве, что приводило после ранней кристаллизации магнетита, фиксируемой петрографически, к постепенному исчерпанию флюидной фазы, после чего начиналось накопление Fe [Шинкарев, Иванников, 1983]. В то же время локальные вариации этого процесса, вызванные различными условиями для отделения или, напротив, резорбции раннего магнетита, могли способствовать появлению всего спектра составов, промежуточных между типично толеитовыми и известково-щелочными [Осборн, 1983].

Остается непонятным наличие в составе комплекса двух групп базальтов с низким и высоким содержанием K и сопряженных с ним Ba и Rb. Поскольку интервалы железомagneзиевого отношения в этих группах пере-

крываются, а также вследствие их пространственной разобщенности они не могут являться продуктами нормальной кристаллизационной дифференциации единой исходной магмы низкокалиевого состава. Более вероятно, что обе группы породы связаны с независимыми, различными по составу мантийными источниками или с различными условиями выплавления из одного источника. Характерно, что базальты низкокалиевой серии несколько обогащены по сравнению с высококалиевыми малоподвижными некогерентными элементами Ti, Zr, Y, хотя и обеднены K, Rb и Ba. Однако при плавлении различных по степени обогащенности источников следует ожидать параллельного изменения концентраций элементов из обеих указанных групп.

Поэтому более вероятна связь исходных магм различного типа с изменением условий плавления: генерация низкокалиевых составов могла осуществляться в относительно сухих условиях, что приводило к относительно низким степеням плавления и соответственно к некоторому обогащению элементами группы Ti, тогда как высококалиевые исходные расплавы генерировались при более существенной роли флюидов, с одной стороны снижавших температуры ликвидуса и обеспечивавших меньшую селективность выплавки, а с другой осуществлявших привнос легкоподвижных щелочных и щелочноземельных компонентов. В пользу этого свидетельствует и несколько большая магнезиальность высококалиевых составов в сочетании с относительно повышенными в них концентрациями когерентных элементов Sr, Ni.

Таким образом, петрогеохимические данные подтверждают правомерность выделения в составе мачевнинского комплекса двух самостоятельных магматических серий — толеитовой и магнезиальной известково-щелочной. Это является существенным моментом при палеотектонической интерпретации комплекса. Общегеологические данные (широкое развитие эксплозивных и вулканотерригенных пород, отчетливая связь эффузивов с вулканами центрального, возможно стратифицированного, типа, появление в заметных количествах известково-щелочных пород и дифференцированных разностей) свидетельствуют в пользу его островодужной природы. Ряд геохимических данных показывает, что базальты мачевнинского комплекса отличаются от океанических большими содержаниями низкозарядных некогерентных элементов (K, Rb, Ba, Sr) и меньшими содержаниями высокозарядных некогерентных элементов (Ti, Zr, Y, Nb). Наглядно это демонстрируют диаграммы K_2O-TiO_2 и $Sr-Zr$ (рис. 24). Эта особенность в распределении указанных групп элементов присуща только островодужному магматизму и представляет его фундаментальное геохимическое отличие от магматизма океанического типа [Perfit et al., 1980].

В то же время характер распределения тугоплавких компонентов показывает, что базальты мачевнинского комплекса занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными породами. На диаграмме $Sr-Ti$ (рис. 25) область их составов пересекает поля океанических и островодужных образований, на диаграмме TiO_2-FeO^*/MgO (см. рис. 22) — занимает промежуточное положение между типично океаническим и островодужным трендами, демонстрируя умеренное возрастание содержания Ti с ростом железомagneйного отношения. Все это показывает, что базальты мачевнинского комплекса, несмотря на высокие содержания

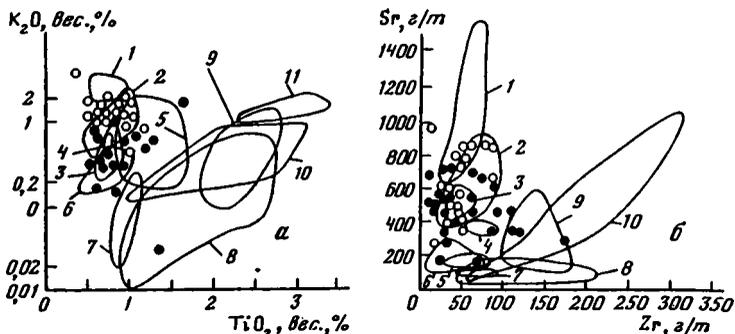


Рис. 24. Диаграммы K_2O-TiO_2 (а) и $Sr-Zr$ (б) для пород мачевнинского комплекса [Сухов, 1983]

Поля составов базальтов: 1 – о-вов Фиджи, 2 – Новых Гебрид, 3 – Западно-Марианского хребта, 4 – Марианской дуги, 5 – дуги Кюсю-Палау, 6 – дуги Тонга-Кермадек, 7 – плато Манихики, 8 – Восточно-Тихоокеанского поднятия, 9 – Восточно-Индийского хребта, 10, 11 – толеиты (10) и щелочные базальты (11) Императорского хребта

Остальные условные обозначения см на рис. 21

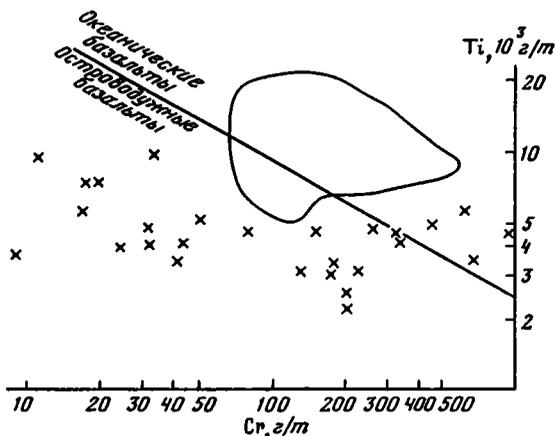


Рис. 25. Диаграмма $Sr-Ti$ [Pearce, 1975] для базальтов мачевнинского комплекса

Оконтурено поле составов базальтов океанического типа, входящих в состав олюторского и ничаквайянского комплексов

литофильных редких элементов (многократно превосходящих таковые в абиссальных толеитах даже относительно обогащенного типа) и намечающееся известково-щелочное направление дифференциации, сохраняют в своем химизме многие черты океанических базальтов.

Сопоставление средних составов низко- и высококалийных базальтов мачевнинского комплекса с породами различных островных дуг (табл. 14) подтверждает сделанные выводы. Так, базальты низкокалийевой серии весьма близки к островодужным толеитам (за исключением содержаний Sr и Ni). При этом их магниезильные, слабодифференцированные разновидности обнаруживают наибольшее сходство с породами, развитыми во

Таблица 14

Средний состав базальтов мачевнинского комплекса
и сопоставимых пород островных дуг

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,00	51,08	49,70	50,40	51,02	49,68	45,08
TiO ₂	0,93	0,73	0,75	0,82	1,15	0,81	0,92
Al ₂ O ₃	16,71	15,07	17,28	16,69	14,09	15,42	16,31
Fe ₂ O ₃	10,52	10,44	3,64	4,02	6,51	1,70	2,49
FeO	—	—	7,02	5,50	6,29	8,51	6,90
MnO	0,20	0,18	0,18	0,18	0,22	0,20	0,17
MgO	6,52	7,64	6,35	7,60	7,66	8,31	11,73
CaO	10,37	10,04	11,52	10,29	10,80	10,87	12,10
Na ₂ O	3,32	2,82	1,97	2,92	2,15	2,73	2,50
K ₂ O	0,68	1,78	0,24	1,20	0,11	1,52	0,71
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,12	0,24	0,09	0,26	0,23
Cr	244 (20)	110 (7)	40	60	142	270	822
Ni	77 (39)	63 (16)	25	30	—	115	360
V	303 (24)	327 (7)	300	250	—	—	245
Rb	9 (27)	21 (9)	2,0	25	9	24,5	16
Sr	431 (39)	521 (16)	180	400	—	761	785
Ba	246 (31)	340 (15)	60	250	—	510	350
Y	17 (24)	17 (8)	—	—	—	20,3	21
Zr	58 (36)	36 (15)	25	60	—	59	94
K ₂ O/Na ₂ O	0,21	0,63	0,12	0,41	0,05	0,56	0,28
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	18,0	20,6	23,0	20,4	12,3	19,0	17,7
TiO ₂ /P ₂ O ₅	4,2	3,32	6,3	3,4	12,8	3,1	4,0
Ti/V	18,4	13,4	15,0	19,7	—	—	22,5
Ti/Zr	96,2	121,7	180,0	82,0	—	82,4	58,7
Zr/Y	3,41	2,12	—	—	—	2,91	4,48
Ba/Zr	4,24	9,44	2,40	4,17	—	8,64	3,72
Ba/Sr	0,57	0,65	0,33	0,63	—	0,67	0,45

Примечание. 1 — низкокалциевая серия мачевнинского комплекса (среднее по 42 анализам); 2 — высококалциевая серия мачевнинского комплекса (среднее по 16 анализам); 3 — средний состав островодужного толеита [Лутц, 1980]; 4 — средний состав базальта известково-щелочной серии [Лутц, 1980]; 5 — толеиты фронтальных зон островных дуг, Марианский желоб; 6 — известково-щелочной базальт Новогребридской дуги [Gorton, 1977]; 7 — базальт-анкарамит о-ва Гренада, Малые Антильские острова [Бородин, 1981]. Все составы пересчитаны на безводный остаток.

фронтальных зонах островных дуг [Jakeš, Miyake, 1984], по ряду признаков занимающими промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитовыми сериями. Магнезиальные низкокалциевые толеиты развиты почти исключительно в западной части области развития комплекса, тяготея к нижней части его разреза. В ассоциации с ними, помимо эксплозивных образований, присутствуют также грубые, часто гигантско-обломочные брекчии, представляющие собой продукты обвално-оползневых накоплений. Все это позволяет рассматривать западную часть области развития мачевнинского комплекса в качестве фронтальной зоны островной дуги.

Базальты высококаалиевой серии по комплексу петрогеохимических признаков обнаруживают значительное сходство с известково-щелочными сериями развитых островных дуг [Богатиков и др., 1985], а среди них — с породами Новых Гебрид и о-ва Гренада в Малоантильской дуге [Gorton, 1977; Brown et al., 1977]. Сходство это выражено в низкой глиноземности и высокой магнезиальности пород, а также в повышенных содержаниях Sr и Ni, что обычно несвойственно островодужным базальтам [Pearce, 1975]. В то же время известково-щелочные серии Новых Гебрид характеризуются существенной, а о-ва Гренада даже преобладающей ролью андезито-базальтов и андезитов при заметном участии более кислых дифференциатов — дацитов и риодацитов. В высококаалиевой же серии мачевнинского комплекса андезиты развиты ограниченно, а более кислые породы практически отсутствуют. Это не позволяет классифицировать их как образования развитой островной дуги, что подтверждается и их геологическим положением непосредственно выше серий океанического типа. Более вероятно, что высококаалиевые породы мачевнинского комплекса, развитые локально на востоке области его распространения, отвечают тыловой зоне зачаточной островодужной структуры, а их геохимическая специфика вызвана аномальными условиями петрогенезиса. Природа этой аномальности тесно связана с происхождением флюидов, игравших, как показано выше, существенную роль при генерации исходных магм описываемой серии. Летучие и сопряженные с ними щелочные и щелочноземельные компоненты часто рассматриваются как ремобилизованные в зонах субдукции из гидратированной океанической коры [Perfit et al., 1980; Whitford et al., 1977].

Однако более детальные геохимические исследования, в том числе изотопные, показали, что такая контаминация возможна лишь на весьма зрелой стадии развития островных дуг; в дугах ранней стадии развития (типа Марианской и т.д.) примеров этого не отмечается [Шараськин, 1984]. Следовательно, ее трудно ожидать и в нашем случае зачаточной островной дуги. Более вероятно, что флюиды здесь имеют ювенильное происхождение и могут быть связаны с обогащенным флогопитсодержащим мантийным веществом, являвшимся источником базальтов олюторского комплекса. Этим объясняется и локальность развития высококаалиевых составов, появившихся над реликтовыми участками этого вещества, избежавшего частичного плавления на предыдущей стадии магматического развития востока Олюторской зоны.

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что мачевнинский комплекс отвечает зачаточной, или ремнантной, островной дуге, обращенной своей фронтальной частью на запад.

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО СОСТАВА

Базит-гипербазитовые магматические образования глубинного происхождения широко, хотя и неравномерно, распространены среди позднемеловых толщ Олюторского хребта. Они образуют две пространственно разобщенные группы массивов. Первая из них протягивается вдоль Олюторского хребта от р. Аниваям на севере до оз. Вататгытгын на юге, она образована телами преимущественно габбрового состава и была опи-

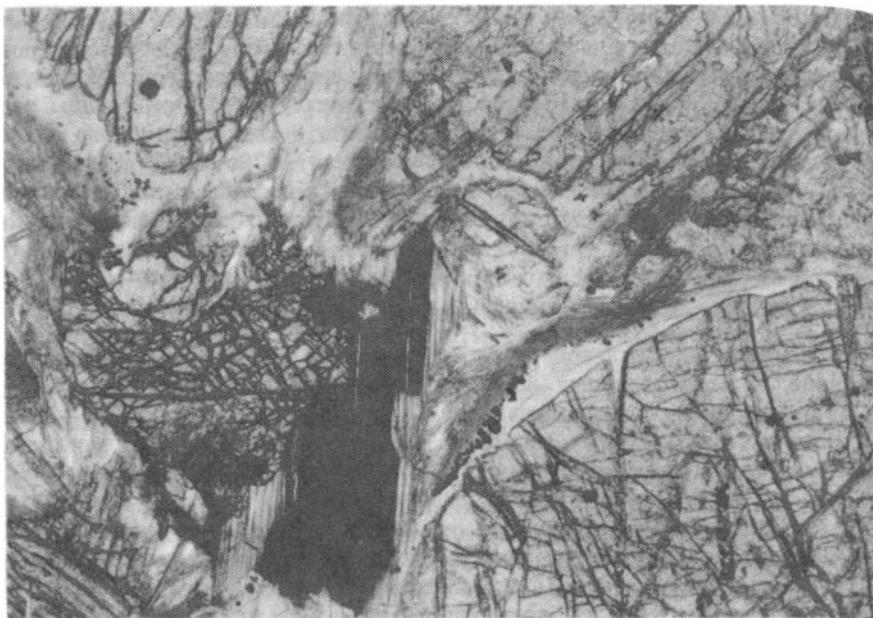
сана Л.И. Аникеевой в качестве Ачайваямского базитового пояса [Аникеева, 1968]. Вторая группа массивов, преимущественно дунит-клинопироксенитового состава, присутствует на севере Олюторского хребта, в междуречье Ильпи–Ватына и, вероятно, далее к западу. Тела этой группы рассматривались в качестве восточного сегмента Ватыно-Вывенского офиолитового пояса [Аникеева, 1968; Алексеев, 1979, 1982; Велинский, 1979]. Существенные различия в условиях залегания и вещественном составе пород массивов этих двух групп требуют их отдельного рассмотрения.

Габброидные массивы центральной части Олюторского хребта

В пределах центральной части Олюторского хребта по условиям залегания и вещественному составу пород выделяются два пространственно-разобнесенных типа массивов.

Массивы первого типа. Эти массивы распространены на западных склонах Олюторского хребта. Здесь они были изучены нами в долинах рек Ничакваям, Бурная, Аничкланваям. Это относительно мелкие субпластовые залежи. Мощности их колеблется от 10–30 до 200–300 м, при видимой протяженности по простиранию в первом случае на несколько десятков метров, во втором на первые километры. Они залегают среди позднекампанско-маастрихтских вулканогенно-обломочных толщ западного типа разреза мачевнинского комплекса, обнаруживая с ними отчетливые интрузивные контакты, выраженные в развитии зон ороговования шириной в несколько метров. Контакты согласны с напластованием вмещающих толщ, иногда осложнены маломощными (до 1–2 м), также послойными апофизами. В целом массивы дислоцированы конформно с вмещающими породами и характеризуются субгоризонтальной расчлененностью своей внутренней структуры, которая представляется в следующем виде.

Нижняя зона сложена ультрамафическими кумулятами. Она маркируется характерной мелкошебенистой черноцветной осьпью, сильно дислоцирована и вблизи контакта значительно переработана гидротермальными растворами. Присутствие в рассматриваемых кумулятах интеркмулятивного плагноклаза и кристаллизационная дифференциация расплава приводят к появлению в них прослоев и участков, представленных обогащенными плагноклазовой составляющей габбро. Такие участки часто расцениваются как переходные зоны. Они представляют собой смену мафических кумулятов габброидами и обычно фиксируют конец биминеральной кристаллизации оливина и пироксена [Колман, 1979]. Мощности переходной зоны в Ничакваямском массиве колеблется от 5 до 5 м, а в массиве на р. Бурной — около 5 м и, возможно, отражает разрывы и продолжительность кристаллизационной дифференциации в магматической камере. Выше переходной зоны преобладают габброиды. В пределах этой гипсометрически верхней части выделяются две зоны: она лейкократовых габброидов и располагающаяся непосредственно над ней зона краевого габбро, постепенно переходящая в закалочную зону. Две первые зоны представлены полнокристаллическими породами, часто с такситовой структурой. Последняя, равно как и раздувы и пере-



Р и с. 26. Микрофотография ультрамафических кумулятов Ничаквалянского массива

Крупные кристаллы оливина и клинопироксена в измененной интеркумулятивной массе, содержащей биотит (черные пластинчатые выделения). Николи +. Увел. 60. Шлиф 208-80

жимы отдельных ритмических единиц, возможно, свидетельствует о динамической обстановке в процессе кристаллизационной дифференциации.

Верхняя зона мафических кумулятов сложена преимущественно тремя минералами — клинопироксенами, оливином и плагиоклазом со значительной примесью бурого высокотемпературного биотита и бурой позднематматической роговой обманки (рис. 26).

Кумулятивные фазы представлены в основном оливином и клинопироксеном, интеркумулятивные фазы сложены плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой. Реже плагиоклаз входит в состав кумулятов. Порядок кристаллизации этих минералов контролируется многими факторами, но, вероятно, наиболее важные из них — состав исходной магмы и изменение ее состава в процессе кристаллизационной дифференциации. Видимо, в этом динамическом процессе меняются и количественные соотношения минералов кумулятивной и интеркумулятивной фаз.

О л и в и н ультрамафических кумулятов обычно представлен гипидiomорфными зернами, часто с зонами адкумулятивного роста. Оптические свойства: бесцветный $2V = 90^\circ$, $r < v$. Результаты рентгеноспектрального анализа (табл. 15) показывают принадлежность кумулятивных оливинов к хризолитам: $Ol_1 - Fo_{84}$, $Ol_2 - Fo_{77}$. По составу оливин в кумулятах близок к оливину офиолитовых перидотитов, однако в ку-

Таблица 15

Химический состав минералов из расслоенных габброидов Олюторского хребта

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,28	39,23	55,85	53,65	53,63	46,67	39,04
TiO ₂	0,01	0,02	0,05	0,13	0,13	0,67	6,84
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,20	0,97	0,97	8,95	12,59
FeO	14,87	20,94	13,57	6,78	5,36	8,88	10,06
MnO	0,28	0,45	0,65	0,21	0,21	0,17	0,06
MgO	45,18	40,44	29,69	15,21	16,04	17,71	17,70
CaO	0,24	0,10	0,55	21,85	22,58	11,60	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,60	0,59	3,07	0,96
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	8,66
Сумма	100,86	101,18	100,56	99,40	99,51	97,96	95,91
F	15,6	22,5	20,4	20,0	15,7	21,9	24,2
Al	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,33	45,13	44,36	51,13	45,45	49,87	52,74
TiO ₂	0,03	0,00	1,05	0,35	0,00	0,30	0,22
Al ₂ O ₃	32,20	34,58	11,70	3,83	34,83	6,69	2,00
FeO	0,95	0,57	10,05	6,44	0,59	10,57	5,77
MnO	0,00	0,00	0,18	0,22	0,00	0,24	0,21
MgO	0,03	0,03	15,76	15,18	0,03	16,35	15,57
CaO	17,41	18,72	11,62	22,47	18,62	12,38	23,46
Na ₂ O	1,96	0,67	1,61	0,21	0,79	0,82	0,11
K ₂ O	0,24	0,00	0,86	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,15	99,70	97,19	99,83	100,31	97,22	100,08
F	—	—	26,7	19,7	—	27,0	17,8
Al	82	94	—	—	93	—	—

Примечание. 1–8 – ультрамафические кумуляты: 1–5 – кумулятивная фаза (1, 2 – оливины, 3 – ортопироксен, 4, 5 – клинопироксены), 6–8 – интеркумулятивная фаза (6 – амфибол, 7 – биотит, 8 – плагиоклаз); 9–14 – орбикулярное габбро: 9–11 – матрица (9 – плагиоклаз, 10 – амфибол, 11 – клинопироксен), 12–14 – сфероид (12 – плагиоклаз, 13 – амфибол, 14 – клинопироксен). Al – содержание анортитового компонента в плагиоклазах. Все железо определено в виде FeO. В амфиболах + 2%, в биотите + 4,5% теоретически рассчитанной H₂O.

мулятивных сериях отмечается увеличение железистости вверх по разрезу [Колман, 1979]. Кумулятивный оливин частично серпентинизирован, частично замещен минералами группы иддингсит-боулингита. Местами оливин полностью замещен серпентином и тонкодисперсным магнетитом при практически полном отсутствии изменения ассоциирующихся с ним плагиоклаза и пироксенов.

Клинопироксен в кумулятах наблюдается в виде ксеноморфных по отношению к плагиоклазу зерен, реже короткопризматических кристаллов светло-зеленого цвета с отдельностью по 100. Он представлен субкальциевым диопсидом (см. табл. 15) с железистостью, типичной для расслоенных массивов скергаардского типа [Уэйджер, Браун, 1970]. Клинопироксен нередко уралитизирован и замещен зеленым амфиболом

и хлоритом, но иногда этот минерал остается свежим, тогда как другие сосуществующие с ним магматические минералы сильно изменены. Иногда совместно с зеленым амфиболом по клинопироксену развивается бурая позднемагматическая роговая обманка, образующая реакционные каймы вокруг пироксеновых зерен.

Ортопироксен представлен довольно крупными (до 5 мм) пойкилитовыми зернами и по составу отвечает бронзиту (см. табл. 15). По первичным кристаллам характерно неравномерное развитие актинолита с незначительной примесью хлорита.

Плаггиоклаз наблюдается как в интеркумулятивной фазе, так и в составе кумулятов. Однако кумулятивный плаггиоклаз весьма редок. По составу плаггиоклаз соответствует An_{82} , т.е. битовниту (см. табл. 15). Более редки зональные кристаллы с содержанием An_{75-80} в ядре и An_{50-60} во внешней каемке. Плаггиоклаз имеет относительно высокий рельеф, что также говорит о его значительной основности.

В участках кумулятов, обогащенных оливином и клинопироксеном, плаггиоклаз изменяется в процессе серпентинизации оливина, замещаясь смесью клиноцоизита, пренита и хлорита. Очень часто по плаггиоклазу развиты агрегат сосюрита и цеолиты.

Биотит в интеркумулятивной фазе представлен высокотемпературной бурой разновидностью с интенсивным плеохроизмом, образующей идиоморфные чешуйчатые выделения (см. рис. 26), часто в сростках с бурым амфиболом, что, возможно, говорит об их совместной позднемагматической кристаллизации. Оптические свойства: $2V = 10^\circ$, $r < v$, $c \parallel Ng$. В кумулятах Ничакваямского массива биотит относится к флогопитам (см. табл. 15). В ультрамафитах основания массива р. Бурной биотит отсутствует и широко развит амфибол. Высокотитанистый биотит в основном концентрируется в недосыщенных кремнеземом породах (в данном случае в ультрамафических кумулятах), что соответствует характеру его распределения в габброидных комплексах [Кривенко, Богнибов, 1978].

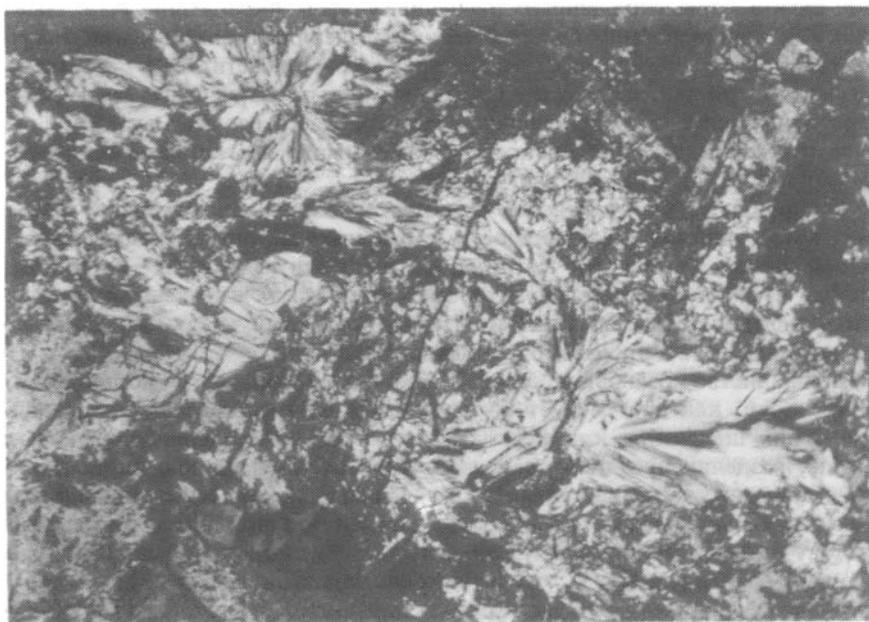
Амфибол в интеркумулятивной фазе представлен бурой роговой обманкой, образующей как самостоятельные кристаллы, так и реакционные каймы по пироксену. В последних случаях бурая роговая обманка часто встречается вместе с бледно-зеленым постмагматическим амфиболом. По составу (см. табл. 15) бурая роговая обманка отвечает магнезиальному катафориту, относящемуся к группе натрово-кальциевых амфиболов ряда рихтерит — магнезиальный катафорит — магнезиальный тарамит [Leake, 1978]. Вероятно, и роговая обманка и биотит образовались в позднемагматическую стадию развития и дифференциации базитового расплава, т.е. в момент кристаллизации интеркумулятивной фазы.

Для переходной зоны характерно:

- 1) повышение количества плаггиоклаза, происходящее с уменьшением его номера до An_{48-55} ;
- 2) появление на некоторых зернах плаггиоклаза каемок калиевого полевого шпата;
- 3) обогащение рудным компонентом, представленным ильменитом, образующим характерные пластинчатые выделения (рис. 27), а также изометричным ксеноморфным магнетитом;



Р и с. 27. Характер выделений ильменита (черное) в габбро переходной зоны Ничакваймского массива
Без анализатора. Увел. 60. Шлиф 206-80



Р и с. 28. Характер выделений цеолитов в лейкократовых габбро
Без анализатора. Увел. 60. Шлиф 205-80

4) общая пятнистая текстура, выраженная в чередовании участков, обогащенных пироксеном или плагиоклазом.

Для этой зоны характерна габбровая, участками офитовая и пойкилофитовая структура.

В лейкократовых габброидах продолжается нарастание количества плагиоклаза при почти полном отсутствии биотита и бурого амфибола. Плагиоклаз в этих разновидностях более идиоморфен, чем пироксен, местами образует отчетливо выраженную офитовую структуру. Очень редко встречаются чешуйки биотита, нацело замещенные хлоритом и бесцветной вторичной слюдой. Местами развиты цеолиты нонтронит-ломонтитовой группы и анальцим (рис. 28). По характеру развития и кристаллографическим формам они подразделяются на: 1) волокнистые агрегаты по периферии плагиоклазовых зерен; 2) обычно погасающие ксеноморфные выделения, по-видимому развивающиеся по полевому шпату; 3) монокристаллы, выполняющие пустоты и прожилки в породе.

Краевое габбро слагает зону, непосредственно предшествующую закалочной зоне, и представлено менее лейкократовыми разновидностями с большим количеством клинопироксена. Для этих пород также характерно обильное замещение плагиоклаза цеолитами и выполнение последними пустот и трещин в породе. Пироксен частично замещается зеленым амфиболом и хлоритом.

Закалочное габбро представлено породой эффузивного облика, которая, вероятно, отражает состав исходной магмы. Она имеет порфиристую структуру. Вкрапленники представлены редкими кристаллами идиоморфного клинопироксена с реакционной каймой из более мелких микролитов авгита, ориентированных перпендикулярно вкрапленнику, а также редкими удлинёнными таблитчатыми выделениями плагиоклаза. Встречаются также псевдоморфозы хлорит-амфибол-баситовых агрегатов, возможно, по ортопироксену. Альтернативным вариантом представляется выполнение ими миндалин. Основная масса сложена мелкими округлыми зёрнами клинопироксена и измененного плагиоклаза. По стеклу развит хлорит, он же выполняет и пустоты.

Габброиды, участвующие в строении расчлененных массивов, включая кумулятивные разновидности, обнаруживают определенные колебания состава (табл. 16), которые в отношении некоторых петрохимических параметров носят характер систематических изменений, отражающих последовательность кристаллизации соответствующих пород из исходного расплава в процессе становления массивов.

Большинство разновидностей габброидов относится к нормальному ряду пород, как это следует из диаграммы, иллюстрирующей соотношение в них щелочей и кремнезема (рис. 29). Часть составов попадает на линию, разделяющую поля щелочных и нещелочных пород, и только четыре анализа классифицируются как щелочные, хотя точки их составов лежат в щелочном поле вблизи разделительной линии. По минеральному составу и петрографическим особенностям эти породы аналогичны габброидам нормального ряда того же массива, но отличаются несколько более широким развитием цеолитов, которые наблюдаются в пустотах, в качестве вторичных продуктов по плагиоклазу, местами метасоматически замещают полевошпатовый мезостазис разновидностей лейкократовых

Таблица 16

Химический состав габброндов расслоенных массивов ничакваймского типа

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44,18	46,20	45,21	45,70	49,60	51,03	50,36	51,74	52,25	52,14	49,67	50,21
TiO ₂	0,32	0,44	0,35	0,33	0,66	0,75	0,86	1,19	1,04	0,84	1,03	0,81
Al ₂ O ₃	6,48	8,86	6,99	6,61	16,74	15,85	17,77	17,32	17,53	16,69	18,07	17,74
Cr ₂ O ₃	—	—	0,25	0,21	0,03	—	0,02	—	0,03	0,02	—	0,05
Fe ₂ O ₃	3,78	3,71	3,73	3,67	4,17	5,80	4,97	7,05	4,13	4,83	5,54	4,37
FeO	9,10	7,30	8,07	8,08	5,00	4,34	4,93	4,95	5,59	4,79	5,36	5,30
MnO	0,17	0,19	0,24	0,25	0,17	0,16	0,18	0,20	0,19	0,16	0,18	0,17
MgO	24,53	21,09	22,92	23,03	7,97	8,03	5,53	4,27	4,65	5,54	5,66	5,70
CaO	10,64	10,79	10,80	10,66	10,73	11,17	10,02	8,58	6,81	8,95	9,58	10,96
Na ₂ O	0,60	1,28	0,83	0,87	3,70	1,81	4,10	3,60	5,74	4,75	4,06	3,58
K ₂ O	0,16	0,09	0,50	0,49	1,08	0,97	1,06	0,93	1,71	1,14	0,71	0,95
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,04	0,03	0,13	0,09	0,14	0,17	0,32	0,14	0,14	0,15
NiO	—	—	0,07	0,07	0,02	—	0,06	—	0,01	0,01	—	0,01

Компо- нент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	50,64	51,12	46,56	48,39	48,12	49,45	49,85	49,67	50,59	52,20	53,67	50,70
TiO ₂	1,01	0,74	0,64	0,68	0,65	0,67	0,62	0,67	0,70	1,08	1,24	1,16
Al ₂ O ₃	17,32	14,10	10,68	18,17	20,91	14,15	15,86	15,24	15,76	16,53	15,81	15,95
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4,85	5,10	13,24	10,66	9,45	12,41	11,88	12,16	11,83	15,38	15,24	11,35
FeO	5,55	5,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,19	0,16	0,22	0,19	0,16	0,21	0,20	0,20	0,19	0,21	0,24	0,20
MgO	4,76	9,66	12,83	6,98	5,25	7,87	6,64	7,27	6,53	0,90	0,58	6,88
CaO	8,44	8,68	14,43	10,71	10,99	11,19	10,08	9,27	8,28	8,76	7,44	8,51
Na ₂ O	4,63	3,75	1,13	3,16	3,43	2,48	3,29	3,68	4,23	3,39	3,98	4,53
K ₂ O	1,85	1,42	0,20	0,95	0,92	1,44	1,40	1,65	1,73	1,26	1,67	0,56
P ₂ O ₅	0,74	0,11	0,07	0,11	0,12	0,13	0,18	0,19	0,16	0,29	0,23	0,17
NiO	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1-14 - Ничакваймский массив: 1-4 - ультрамафические кумулыты, 5-7 - мезократовое габбро, 8-10 - лейкократовое габбро, 11-13 - краевое габбро, 14 - закалочная зона; 15-17 - массив р. Бурной: 15 - ультрамафический кумулят, 16, 17 - габбро; 18-21 - массив р. Аничклаваям, мезократовое габбро; 22, 23 - массив верховьев р. Ничаквайм, лейкократовое габбро; 24 - массив р. Хаяньклаваям, габбро.

габбро (см. рис. 28). В результате цеолитизации они приобретают отдельные петрохимические признаки щелочных базальтов, но в отношении других окислов, в частности TiO₂, FeO*, MgO, отчасти SiO₂, остаются такими же, как нормальные по щелочности габброиды. Это дает основание привлечь их также к петрохимическому анализу при рассмотрении параметров состава, исключающих щелочность.

В целом для габброндов Ничакваймского массива фиксируемое в их валовом химическом составе несколько повышенное содержание щелочей отражает не только влияние наложенных процессов цеолитизации, но и их первоначальное содержание в исходном расплаве. На это указывают такие минералогические признаки, как присутствие щелочного полевого шпата в интерстиционных участках лейкократовых субфитовых габброидов и бурого позднематического биотита в интеркумулятивном агрегате ультрамафических кумулятов.

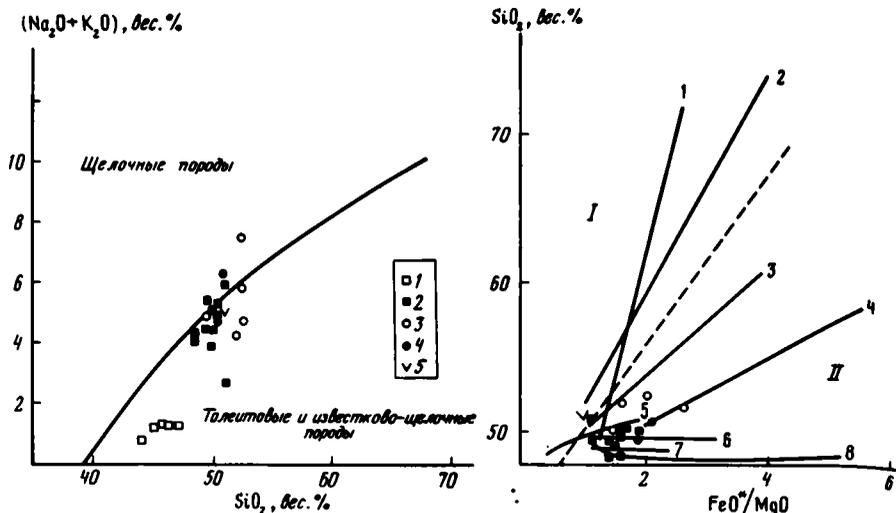
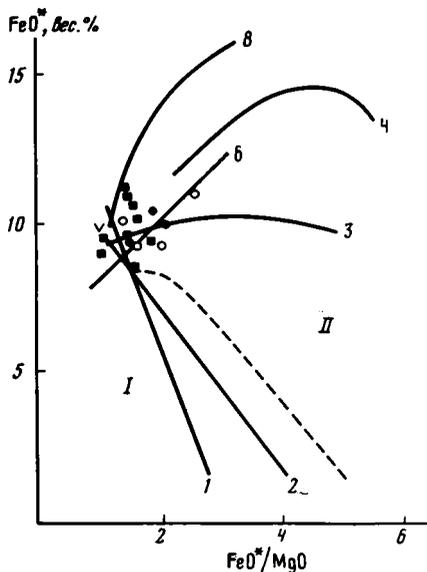


Рис. 29. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для пород массивов ничаквайянского типа
 Условные обозначения к рис. 29–32
 1 – ультрамафические кумуляты; 2–4 – габбро; 2 – мезократовое, 3 – лейкократовое, 4 – краевое; 5 – закалочная порода эффузивного облика

Рис. 30. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ для пород массивов ничаквайянского типа
 I–II – поля составов: I – известково-щелочных серий, II – толитовых серий
 1–8 – тренды дифференциации: 1 – вулкана Амаги в Идзу-Бонинской дуге, 2 – вулкана Асама в северо-восточной Японии, 3 – о-ва Тофуа в дуге Тонга, 4 – о-ва Мияке в Идзу-Бонинской дуге, 5 – окраинного бассейна Лау, 6 – о-ва Макаули в Кермадекской дуге, 7 – пролива Бренсфилд в Южной Атлантике, 8 – массива Скергард
 1–4, 6, 8 и I, II – по А. Миаширо [Miyashiro, 1974]; 5 – по Дж. Гиллу [Gill, 1976]; 7 – по Уиверу и др. [Weaver et al., 1979]
 Условные обозначения см. на рис. 29

Тем не менее для того, чтобы исключить влияние вторичных процессов, в особенности цеолитизации, которые могут привести к изменению первичного содержания щелочей в породах, при петрогенетических построениях представляется более целесообразным вместо широко распространенной диаграммы *AFM* применить диаграммы, основанные на использовании компонентов, менее подверженных изменениям при вторичных процессах. К ним, в частности, относятся диаграммы $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$; $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$; $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1974], предложенные для петрохимической классификации серий субщелочных вулканических пород.

Из дальнейшего петрохимического рассмотрения исключаются кумулятивные породы основания габброидных массивов, поскольку на всех диаграммах они образуют отдельные обособленные поля, отвечающие по составу мафическим кумулятам офиолитовых ассоциаций (см. рис. 29) [Колман, 1979]. Остальные разновидности габброидов, за редким исключением, на трех диаграммах А. Миаширо (рис. 30–32) устойчиво располагаются в области составов пород толитовых серий. Направ-

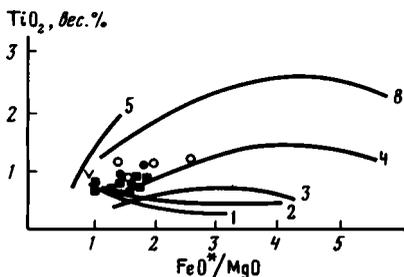


Р и с. 31. Диаграмма $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ для пород массивов ничакваямского типа

Условные обозначения см. на рис. 29 и 30

Р и с. 32. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ для пород массивов ничакваямского типа

Условные обозначения см. на рис. 29 и 30



ление изменения этих составов для рассматриваемых расслоенных массивов, прослеженное от исходного расплава (краевое закаленное габбро) через мезократовые разновидности нижней части расслоенного разреза интрузива к лейкократовым в его верхней части, совпадает с трендами дифференциации толеитовых базальтов некоторых островных дуг и окраинных океанических бассейнов. Так, на рис. 30, представляющем вариации содержаний SiO_2 с увеличением отношения FeO^*/MgO , четко обозначены два типа эволюции базитовых магм, характерных, с одной стороны, для известково-щелочных, преимущественно островодужных серий изверженных пород (линии трендов круто наклонены к горизонтальной оси FeO^*/MgO), а с другой — для толеитовых базальтовых серий (горизонтальные линии трендов параллельны оси FeO^*/MgO) некоторых островных дуг и окраинных морей.

Направление эволюции исходного расплава ничакваямских габброидов, так же как и основных пород окраинного бассейна Брэсфильд Стрэт (о-в Десепшин) на крайнем юге Атлантического океана [Weaver et al., 1979], окраинного бассейна Лау в западной части Тихого океана [Gill, 1976] и базальтов фронтальной Тонга-Кермадекской дуги [Miyashiro, 1974], обнаруживает четкий толеитовый тренд, линии которого располагаются субгоризонтально, близко к горизонтальным трендам Скергаардского расслоенного массива и основных изверженных пород Кермадекской фронтальной дуги (о-в Макаули). Этот тип магматической эволюции отличается от известково-щелочного типа резким увеличением железистости пород в процессе дифференциации при практически одинаковом или слабом увеличении содержаний SiO_2 .

Аналогичным образом на рис. 31 серия расслоенного Ничакваямского массива, хотя и не достигает максимальных значений в содержании окислов железа, свойственных породам Скергаардской

интрузии, все же показывает четкую толеитовую тенденцию, выраженную положительной корреляцией FeO^* и FeO^*/MgO , связанной с высокими скоростями накопления FeO^* по мере увеличения железистости расплава в процессе его эволюции. Этот тренд прямо противоположен тренду известково-щелочных серий с отрицательной корреляцией между указанными петрохимическими параметрами, обусловленной монотонным уменьшением содержания FeO^*/MgO при формировании большинства островодужных ассоциаций известково-щелочных пород.

Таким образом, по уровням содержания и особенностям поведения SiO_2 и FeO^* в процессе дифференциации исходной базальтовой магмы породы расслоенных массивов ничакваемского типа близки к основным сериям пород окраинных океанических бассейнов и фронтальных дуг, обнаруживая четкую толеитовую тенденцию.

Вместе с тем от базитов окраинных морей они отличаются более низкими содержаниями TiO_2 , приближающимися к концентрации этого окисла в толеитовых базальтах фронтальных островных дуг (рис. 32). Однако особенности поведения TiO_2 в процессе дифференциации сохраняют четкую толеитовую тенденцию с положительной корреляцией TiO_2 и FeO^*/MgO в отличие от известково-щелочной тенденции большинства островодужных серий, связанной с уменьшением содержания Ti по мере увеличения железистости пород. Помимо этого, габброиды Ничакваемского массива, особенно его лейкократовые разновидности, отличаются повышенными содержаниями Al_2O_3 , обычными для известково-щелочных пород, и приближаются по уровням концентрации этого окисла к высокоглиноземистым базальтам.

Таким образом, петрохимический анализ показывает, что по содержанию ряда окислов и, что особенно следует подчеркнуть, по их поведению в процессе эволюции исходного расплава габброиды Ничакваемского массива представляют собой относительно высокожелезистую толеитовую серию пород, сопоставляемую с толеитовыми основными изверженными породами фронтальных островных дуг и окраинных бассейнов [Ке-пежинская и др., 1983]. Вместе с тем некоторые особенности химизма этих габброидов обнаруживают известково-щелочную тенденцию, свойственную островодужным ассоциациям. Эти "дуговые" петрохимические признаки маркированы, в частности, содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 . К их числу, по-видимому, следует отнести и несколько повышенную щелочность, особенно калиевость, которая отчасти связана с первичным обогащением толеитовой базальтовой магмы К (биотит в интеркумулятивных фазах).

Указанные петрохимические характеристики позволяют сопоставлять родоначальную магму массивов расслоенных габброидов ничакваемского типа с базитовыми магмами окраинных океанических бассейнов, которые в некоторых случаях, в частности на ранних стадиях задугового спрединга, могут приобретать геохимические характеристики, переходные к дуговым магмам [Saunders, Tarney, 1979].

Этому основному выводу не противоречат и пока немногочисленные геохимические данные, в особенности поведение Cr, Ni, Co (табл. 17).

Генезис пород расслоенных серий массивов ничакваемского типа может быть представлен в следующем виде. Где-то в относительно глубо-

Таблица 17

Содержание редких элементов в габброидах Олюторского хребта

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr	1368	1642	163	5	137	9	19	9	340	—	50	50
Ni	694	510	97	50	100	32	28	13	171	140	50	60
Co	85	85	35	17	19	19	28	22	33	60	50	50
V	95	86	261	280	200	220	313	350	200	240	280	270
Rb	7,5	—	11	23	—	17	10,78	17	21	—	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—	—
Sr	135	156	538	501	453	587	563	511	346	230	652	867
Ba	110	120	560	440	280	230	365	220	410	70	360	370
Y	4	—	10	20	—	12	12	14	11	—	—	—
Zr	25	—	10	54	—	10	29	20	62	27	51	52

Элемент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Cr	—	—	—	—	78	43	55	7	—	129	—	—
Ni	80	70	70	70	29	17	110	28	101	56	114	—
Co	50	50	50	50	35	33	70	43	—	47	—	—
V	310	280	260	280	355	350	800	546	180	392	350	400
Rb	—	—	—	—	11,2	—	—	18,91	10	4,09	10	—
Cs	—	—	—	—	2,5	—	—	2,49	—	2,5	—	—
Sr	542	584	361	402	631	600	760	500	640	363	261	470
Ba	240	250	300	300	445	150	40	659	70	155	50	180
Y	—	—	—	—	—	—	—	16	10	—	15	—
Zr	36	36	28	36	—	—	—	10	10	—	10	—

Примечание. 1–9 – Ничкаваямский массив; 10–12 – массив р. Бурной; 13–16 – массив р. Аничклинваям; 17–24 – массив горы Большой Тигиль.

их горизонтах океанической литосферы произошло выплавление толеи-эвогического базальтового состава, несколько отличающегося по составу от типичных океанических толеитов, в частности более высокими содержаниями K_2O и низкими TiO_2 . Минералогические и петрографические признаки указывают на то, что эти особенности отвечают исходному расплаву и не связаны с метаморфическими преобразованиями.

В процессе подъема магмы произошло, видимо, одноактное поступление расплава в неглубокую и сравнительно небольшую по размерам промежуточную камеру, не сообщавшуюся с поверхностью. Здесь непосредственно под толщей комагматичных базальтовых лав и вулканолластов в относительно спокойных условиях медленного охлаждения осуществлялась фракционная кристаллизация расплава и сопровождавшие ее процессы аккумуляции кристаллов. Поднимавшаяся магма, очевидно, была частично раскристаллизована и содержала выделившиеся в глубине ранние оливины и клинопироксены, которые в новых *PT*-условиях частично растворялись и приобретали наблюдаемые в ультрамикроскопических кумулятах округлые очертания и реакционные каймы.

Сразу же после поступления частично раскристаллизованного расплава

в аккумулятивную камеру началось гравитационное осаждение оливина и клинопироксена на дно магматического резервуара с образованием кристаллического осадка (ультрамафические кумуляты нижней зоны). Одновременно происходило и выделение какого-то количества кумулятивного плагиоклаза, обогащавшего расплав на более высоких уровнях (лейкократовые габброиды центральных частей). Подъем магмы сопровождался насыщением летучими, обеспечивавшими кристаллизацию биотита и роговой обманки, фиксируемых в интеркумулятивной фазе.

Отделение кристаллического осадка привело к изменению состава остаточного расплава в сторону обогащения его лейкократовыми компонентами и к исчезновению оливина из числа кристаллизующихся фаз. Остывание в относительно малоглубинных условиях с потерей летучей составляющей, видимо, явилось одной из причин отсутствия биотита и роговой обманки в породах верхних горизонтов расслоенной серии. Дальнейшая эволюция расплава связана с медленным продвижением фронта кристаллизации, с одной стороны, от верхней зоны закалочного габбро, с другой — от нижней кумулятивной зоны пластообразного тела к центру камеры с последовательным образованием сначала мезократовых габброидов, а затем их лейкократовых разновидностей, местами почти мономинеральных плагиоклазитов, с примесью клинопироксена.

Возрастной интервал формирования расслоенных массивов первого типа может охватывать маастрихт-палеоген, поскольку они прорывают позднекампанско-маастрихтские толщи и дислоцированы совместно с ними. В то же время закалочные зоны массивов сложены породами эффузивного облика, петрографически и петрогеохимически (см. табл. 16, 17) идентичными вмещающим базальтам мачевнинского комплекса. Это позволяет рассматривать их как комагматичные образования и соответственно уточнить возраст массивов первого типа: внедрение их вероятно, происходило до начала палеогена, в маастрихте-дании.

Массивы второго типа. Эти массивы распространены на восточных склонах Олюторского хребта, в поле развития лавово-пирокластических и туфокремнистых пород восточного типа разреза мачевнинского комплекса. Примером массивов этого типа являются: 1) крупный массив описанный в верховьях р. Мачевны [Сухов, 1983]; 2) более мелкое тело слагающее вершину горы Большой Тигиль; 3) небольшие штоки в районе лагуны Северной, оз. Вататгытгын, долины р. Большой Тигиль.

Строение их весьма сложно. Массив р. Мачевны имеет тектонически соотношения с вмещающими породами и обладает концентрически-зональным строением. К центральной его части приурочены габбро-диориты внедрившиеся, по-видимому, в более позднюю стадию формирования массива. Аналогичные по составу породы (габбро-диориты, диориты и диоритогабброиды) слагают также ряд более мелких штоков, имеющих, по данным геолого-съемочных работ (материалы Л.А. Аникеевой 1966 г.), отчетливо интрузивные контакты с вмещающими породами. Массив горы Большой Тигиль тектонически налегает на толщу зеленых туфов с субгоризонтальной зоной милонитов (мощность от первых сантиметров до 10–30 см) в основании; однако здесь не исключено и присутствие реликтов интрузивного контакта, поскольку местами сохранились участки пород типа роговиков по зеленым туфам. В целом харак-

пер контактов массивов второго типа не позволяет однозначно определить его природу.

В расслоенных интрузивных массивах второго типа преимущественным развитием пользуются пироксеновые и пироксен-роговообманковые габбро как массивной, так и такситовой текстуры. Отмечаются также разности, близкие по составу к мономинеральным анортозитам, с одной стороны, и к пироксенитам и горнблендитам — с другой. Характерны также существенно роговообманковые полосчатые габбро, ориентировка кристаллов в которых перпендикулярна полосчатости. Они фиксируют боковые закалочные зоны массивов, нарушенные в дальнейшем тектоническими процессами. В Мачевнинском массиве, расположенном в верховьях р. Мачевны, преобладает среднезернистое пироксен-амфиболовое габбро [Сухов, 1983]. Во внутренних частях массива также присутствуют меланократовые двупироксеновые габбро, образующие пироксен-амфиболовыми разностями постепенные переходы, и габброидориты, содержащие кварц и калиевый полевоы шпат [Сухов, 1983]. Для массивов этого типа характерно присутствие позднемагматических льбититов, секущих габбро.

В Тигильском массиве нами установлено развитие специфических образований — орбикулярных пород [Кеpezинскас и др., 1987], представляющих несомненный интерес в петрологическом аспекте.

Орбикулярные габброиды приурочены к апикальной части массива. Они состоят из четко очерченных округлых и эллипсоидальных сфероидов, равномерно распределенных в матрице и имеющих с ней весьма резкие границы. Большинство из них обладает ярко выраженным меланократовым или лейкократовым ядром и внешними оболочками соответственно лейкократового или мезократового состава. Ядра сложены одиночными и кристаллами ильменита или пироксен-плаггиоклазовыми сростками. Более редки "безъядерные", существенно анортозитовые сфероиды. Матрица образована среднезернистым меланократовым габбро-пирокситовым агрегатом и составляет около 15% объема породы.

Основными минеральными фазами орбикулярных габброидов являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, в значительной степени замененный позднемагматическим амфиболом. Оптическое изучение и исследование состава минералов на рентгеноспектральном микроанализаторе (А-5А (ИГиГ СО АН СССР) показывают, что сфероиды сложены диопсидом, магнезиальной роговой обманкой и анортитом, матрица — кальциевым диопсидом, паргаситовой роговой обманкой, анортитом (см. табл. 15). Клинопироксен, имеющий практически одинаковый состав в матрице и сфероидах, нередко встречается в лейкократовых ялочках последних в виде тангенциально расположенных кристаллов одинаковой оптической ориентировкой.

Такая ориентировка пироксена свидетельствует о низком уровне диффузии в расплаве в момент кристаллизации сфероидов. Обогащение матрицы пироксеном фиксирует ее деплетированность в отношении лейкократовых компонентов по сравнению с анортозитовыми сфероидами. Основной плагиоклаз целиком слагает "анортозитовые" сфероиды и присутствует в виде единичных крупных изометричных выделений в матрице. Амфибол образует псевдоморфозы по пироксену, иногда почти полностью

Таблица 18

Химический состав габброидов расслоенных массивов мачевнинского типа

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,46	50,46	42,89	46,46	40,11	41,85
TiO ₂	1,90	1,26	0,59	0,84	1,41	0,79
Al ₂ O ₃	14,45	19,96	20,95	16,41	5,34	21,32
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01
Fe ₂ O ₃	5,36	3,82	6,35	5,21	12,20	6,11
FeO	7,46	5,73	4,80	6,91	11,50	5,80
MnO	0,24	0,18	0,17	0,23	0,34	0,12
MgO	2,92	3,57	6,80	7,72	11,84	7,98
CaO	7,29	10,63	15,38	12,30	16,07	12,77
Na ₂ O	4,31	3,72	0,96	2,73	0,79	1,58
K ₂ O	0,75	0,48	1,05	0,89	0,29	1,57
P ₂ O ₅	0,32	0,16	0,02	0,26	0,05	0,09
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01

Примечание. 1–10 – массив горы Большой Тигиль; 11–13 – массив бухт Северной.

замешая его. Тонкоигольчатый апатит, скопления сфена и пластинчатые выделения ильменита более характерны для матрицы, но встречаются и в сфероидах, где ильменит слагает ядра некоторых орбикул. Обращает на себя внимание отсутствие эволюции состава плагиноклаза, пироксена и амфибола в процессе кристаллизации орбикулярной породы, что служит одним из доводов против кристаллизационной гипотезы происхождения тигильских габброидов [Кежежинская, Богдановский, 1984; Федорчук, Кежежинская, 1985]. Подобный факт отмечался для орбикулярных гранитов и гранодиоритов Финляндии [Leveson, 1966] и для орбикулярных амфиболсодержащих габбро о-ва Фиджи [Rodda, 1976].

Состав орбикулярных габброидов в целом, как следует из табл. 1 характеризуется низким содержанием SiO₂, TiO₂ и щелочей, особенно Na₂O, и повышенным Al₂O₃ и CaO при относительно высокой магнезальности. Важно отметить высокие концентрации Cr, Ni, Sr и низкие В. Эти особенности свидетельствуют о том, что орбикулярные габброиды представляют собой относительно примитивные породы, близкие к их родному расплаву.

Для объяснения происхождения орбикулярных пород Тигильского массива необходимо рассмотреть направленность кристаллизационного процесса внутри сфероидов, а также соотношение минеральных фаз в оболочках и ядрах и их состав. Рассмотрение это показывает, что до начала кристаллизации базальтового расплава произошло разделение его на две несмешивающиеся части лейкократового и меланократового составов; причем "анортозитовые" ликванты выделились в форме сфероидальных обособлений. В пользу этого говорят четкие очертания последних, весьма резкие границы между сфероидами и матрицей, наличие исключительно сфероидальных форм у лейкократовых обособлений и различия

7	8	9	10	11	12	13
44,04	44,88	45,19	41,16	54,90	52,24	41,59
0,42	0,57	0,60	0,77	0,64	0,60	0,47
20,16	11,39	8,18	20,48	18,40	18,29	19,08
0,04	0,05	0,04	0,02	—	—	—
4,98	5,80	6,20	6,66	9,95	9,33	14,27
4,80	6,20	7,96	6,32	—	—	—
0,15	0,20	0,28	0,13	0,23	0,21	0,27
8,38	12,14	13,68	7,89	4,95	5,54	8,74
15,70	17,50	16,54	13,85	8,74	10,39	13,37
1,00	0,92	0,95	1,48	1,65	2,53	1,39
0,29	0,31	0,32	1,21	0,28	0,62	0,60
0,03	0,02	0,05	0,02	0,26	0,25	0,22
0,01	0,02	0,01	0,01	—	—	—

в валовом составе между "анортозитовыми" сфероидами и амфиболизированной пироксенитовой (диопсидитовой) матрицей при практически одинаковом составе участвующих в их строении минералов (см. табл. 15). Большинство этих признаков аналогично признакам ликвационного происхождения пятнистой камптонитовой дайки агардагского лампрофирового комплекса в Туве [Кележинская и др., 1984], с той лишь разницей, что там разделение произошло не сразу и ему предшествовал этап доликвационной глубинной кристаллизации мегакристов.

Далее магматическая история сфероидов пошла индивидуально, несколько различаясь в отдельных обособлениях в зависимости от вариаций их исходного состава. Это фиксируется в существовании различных типов орбикулярных обособлений, нередко в непосредственной близости друг с другом. Учитывая, что кристаллизация в зональном сфероиде идет от периферии к центру, можно выделить следующие разновидности по особенностям внутреннего строения и состава оболочек и ядер:

- 1) анортит (кайма) — диопсид (ядро);
- 2) анортит + подчиненный диопсид (кайма) — диопсид (ядро);
- 3) анортит + подчиненный диопсид (кайма) — ильменит (ядро);
- 4) анортозитовые сфероиды, возникшие в результате одновременной "эвтектоидной" кристаллизации.

Наличие в ядрах сфероидов ранних выделений ильменита показывает, что расплав в них характеризовался большей насыщенностью флюидами по сравнению с матрицей; это также подтверждает их ликвационную природу.

Меланократовые габброиды массивов второго типа характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема, Fe, Mg и Ca и резко

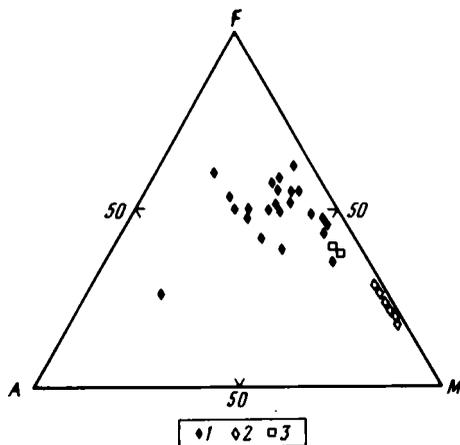


Рис. 33. Диаграмма *AFM* для плуто-нических пород габброидных массивов восточной части Олюторского хребта и базит-гипербазитовых массивов северной части Олюторского хребта

1-3 — точки составов: 1 — габброидов Мачевнинского, Тигильского и Аниваямского массивов (с использованием данных Л.И. Анисеевой 1966 г.), 2, 3 — пород Эймнейской группы массивов (2 — дуниты и верлиты, 3 — плагиоклазовые пироксениты)

пониженным содержанием глинозема; концентрации Ti, Na и K сопоставимы (табл. 18). Обращаясь к редким элементам, можно отметить, что содержания Sr и Ni в меланократовых и орбикулярных габброидах примерно одинаковы, однако в первых падают концентрации Ba, а особенно Sr, что приводит к некоторому повышению величины Ba/Sr. Лейкократовые габброиды отличаются от орбикулярных низкой кремнекислотностью, пониженными содержаниями Fe, Mg и Ca и повышенными Ti, Al и щелочей, особенно K (величина K_2O/Na_2O приближается к 1). Соответственно с этим лейкократовые габброиды резко обеднены Sr и Ni и обогащены Ba, что при сопоставимых концентрациях Sr обеспечивает высокое значение величины Ba/Sr. Таким образом, данные химизма показывают близость лейкократовых тигильских габброидов к сфероидам орбикулярной зоны, а меланократовых — к матрице.

Рассмотрение общего химизма пород второго типа, основанное, помимо оригинальных анализов, также на данных Л.И. Анисеевой (1966 г.) показывает, что подавляющее их большинство образует на диаграмме *AFM* типичный толеитовый тренд, параллельный стороне *F-M* (рис. 33). В то же время ряд фигуративных точек составов резко отклоняется в сторону известково-щелочной линии развития. Насколько можно судить, к ним принадлежат габбро, калищатсодержащие габбро-диориты и более кислые породы, слагающие мелкие, достоверно интрузивные тела. Это заставляет предполагать, что в составе массивов второго типа развиты две самостоятельные серии — типично толеитовая, являющаяся более древней, и более молодая известково-щелочная.

Однако вопрос о возрасте массивов не поддается на данном этапе однозначному решению. Породы толеитового состава слагают большую часть крупных массивов, имеющих тектонические соотношения с вмещающими толщами и несущих следы тектонической переработки. Поэтому наиболее вероятен их позднемеловый возраст; с определенной долей условности их можно связывать с толеитовыми эффузивами мачевнинского комплекса. В то же время известково-щелочные габброиды и их более кислые дифференциаты интрузируют все меловые образования,

вплоть до самых верхних горизонтов мачевнинского комплекса. Воздействия тектонических процессов на них не отмечалось. Поэтому возможно, что эти породы слагают разновозрастные палеоген-неогеновые интрузивы, в петрогенетическом, тектоническом и возрастном отношении оторванные от всех ранее описанных меловых магматических проявлений.

Базит-гипербазитовые массивы северной части Олюторского хребта

Наиболее типичным примером массивов этого типа является Эймнейнская группа, расположенная в районе одноименной горы, оз. Эпильчик и истоков р. Ватыны. Здесь они были описаны Л.И. Аникеевой [1968] в качестве расслоенных интрузивных тел оливинит-дунит-клинопироксенит-габбрового состава. В дальнейшем Э.С. Алексеев [1979, 1982] рассматривал их в качестве типичных представителей офиолитовой ассоциации, включающей метаморфизованные перидотиты, расслоенный кумулятивный и габбровый комплексы; он особо подчеркнул, что эти массивы располагаются в обратной (по сравнению с нормальной офиолитовой) последовательности, аллохтонно налегая на кремнисто-вулканогенные образования ватынской серии. Наши наблюдения, проводившиеся в 1983 г. в районе оз. Эпильчик и истоков р. Ватыны, не подтверждают данные об аллохтонном залегании и горизонтальной расслоенности базит-гипербазитовых массивов.

В Эймнейнской группе массивов наиболее благоприятными условиями для наблюдений (хорошая обнаженность, глубокий эрозионный врез) характеризуется массив на водоразделе хребта Снегового (истоки р. Ватыны). Здесь отчетливо видно, что массив этот имеет концентрически-зональное строение. Контакты его субвертикальны в центральной части, выполаживаясь (до практически горизонтальных) в краевых зонах, определяя общую этмолиитообразную форму тела. Ядерная его часть сложена массивными дунитами, сменяемыми в направлении к периферии верлитами и пироксенитами, до габбро-пироксенитов. В краевых частях массива та же последовательность отмечается в направлении сверху вниз, создавая впечатление опрокинутой последовательности горизонтально-расслоенного тела. Характерно, что контакты между породами различного состава конформны контактам массива в целом с вмещающими толщами. Последние контакты четкие, интрузивной природы. Они сопровождаются ореолами кварц-пироксеновых роговиков шириной до 100–200 м. Иногда непосредственно вдоль контакта развиты зоны амфиболитов с директивной текстурой, линейность которой параллельна контактам. Таким образом, морфология массивов Эймнейнской группы резко отлична от таковой офиолитовых аллохтонов, что подтверждается и вещественным составом слагающих их пород.

Среди петрографических типов пород Эймнейнской группы массивов преобладают крупнозернистые дуниты, слагающие центральные части массивов, а также встреченные в виде небольших (до 15 см) ксенолитов в диабазах и габбро-диабазах. Крупнокристаллические пироксениты в основном развиты на периферии массивов и также наблюдаются в виде

ксенолитов в диабазах. В пределах массивов встречены тела различной формы, представленные мелкозернистыми диабазами и среднезернистыми биотитсодержащими базитами. В периферийных частях наблюдается развитие различных типов габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, роговообманковых габбро.

Очень широко в пределах Эймнейнейской группы массивов развита жильная серия, представленная, с одной стороны, практически мономинеральными диопсидитами (иногда с флогопитом), образующими сеть жил различной мощности (1–30 см) в дунитах и пироксенитах, с другой стороны, плагиоклазитами и диопсид-плагиоклазовыми породами (причем количественные соотношения плагиоклаза и диопсида варьируют в широких пределах), приуроченными к краевым частям массивов. В диопсидитах жильной серии и дайках диабазов наблюдаются ксеногенные включения, которые можно разбить на четыре группы: 1) ксенолиты роговообманковых среднезернистых габбро размером 3–7 см; 2) ксенолиты флогопитсодержащих диабазов и габбро-диабазов размером 1–3 см; 3) ксенолиты пироксенитов, реже дунитов размером 3–15 см; 4) включения кристаллов, представленных амфиболом и клинопироксеном, размером до 1,5 см. Форма ксенолитов овальная, эллипсоидальная, реже угловатая, неправильная. Следы оплавления наблюдаются довольно редко. Нахождение подобных ксенолитов весьма характерно для гипербазитовых массивов Камчатско-Корякского региона [Велинский, 1979]. В описываемых гипербазитовых массивах встречен один специфический тип пород, представляющий ультраосновные породы пегматоидного облика и по составу отвечающий лерцолиту (оливин + клинопироксен + ортопироксен).

Д у н и т ы слагают ядра массивов и, кроме того, встречены на контактах пироксенитовых и габбро-диабазовых жил в виде маломощных зон и оторочек. Они представлены массивными средне- и крупнозернистыми породами черного цвета, покрытыми охряно-желтой коркой выветривания. Это анхимономинеральные породы, состоящие из оливина с примесью (~ 2–3%) хромшпинелида и крайне редко ортопироксена. Структура пород панидиоморфнозернистая. Оливин представлен довольно свежими кристаллами (размер до 0,5 мм), реже петельчатыми зернами, в которых трещины выполнены серпентином с мелкой сыпью магнетита. Хромшпинелид слагает зерна различной формы, в том числе правильной октаэдрической, и по составу отвечает пикотиту. Ортопироксен встречается очень редко в виде идиоморфных зерен, нередко бацитизированных. Вторичные изменения проявлены в локальной серпентинизации оливина, реже в развитии по трещинам хлорита.

П и р о к с е н и т ы встречены в виде вытянутых зон различной мощности, а также в виде протяженных жил в периферийных частях массивов. Морфология жил и зон крайне разнообразна, иногда они образуют сеть в ядрах массивов, разбивая их на призматические блоки. Размер жил до 30–50 см, полос и зон до 15 м.

Наиболее широко распространены диопсидиты. Структура пород среднезернистая, реже равномерная, мелкозернистая и порфировидная. В составе отмечены клинопироксен, очень редко ортопироксен, флогопит, плагиоклаз и магнетит. Крайне редко в пироксенитах отмечается

позднемагматический амфибол. По оптическим характеристикам ($c:Ng = 25^\circ$, $2V = 60^\circ$, $r > v$) он относится к паргаситовым роговым обманкам. Плагноклаз, встречающийся в виде крупных кристаллов, представлен битовнитом. Вторичные изменения выражены в основном в хлоритизации темноцветных минералов и развитии мелких чешуек мусковита по плагноклазу.

Габбро и габбро-диабазы представлены преимущественно нормальными мезократовыми и меланократовыми разновидностями. Структура их среднезернистая, реже мелкозернистая; породы массивные, полнокристаллические. Габбро-диабазы нередко обладают порфировидной структурой. Породы этого петрографического типа сложены плагноклазом и клинопироксеном с примесью оливина, ортопироксена, амфибола. Редко встречается биотит. Плагноклаз по составу отвечает лабрадору–битовниту и нередко характеризуется нормальной зональностью (ядро – битовнит, кайма – лабрадор). Амфибол по оптическим характеристикам ($c:Ng = 20-25^\circ$, $2V=60-70^\circ$, слабый преохроизм) может быть отнесен к ряду паргаситовая–базальтическая роговая обманка. Клинопироксен ($c:Ng = 40-45^\circ$, $2V = 60^\circ$, $r > v$, бесцветный) относится к авгитам. Вторичные изменения проявлены в замещении краев зерен клинопироксена чешуйчатым хлоритом, в спорадической серпентинизации оливина и сосюритизации плагноклаза.

Химический состав интрузивных пород Эймнейнейской группы массивов представлен в табл. 19. Для дунитов этого района характерны резкие вариации состава, объясняющиеся различной степенью вторичных изменений. Следует отметить повышенные содержания TiO_2 , Al_2O_3 и CaO в некоторых пробах, нехарактерные для ультраосновных пород. Концентрации Fe довольно выдержаны (за исключением обр. 19В/83) и соответствуют уровню концентрации этого элемента в гипербазитах Западно-Чукотского, Хатырского и Вагыно-Ветвейского гипербазитовых поясов [Велинский, 1979]. Как отмечалось в ряде работ [Зимин и др., 1983; Лаврова, 1983], наиболее богаты железом приконтактные породы – козьвиты или метасоматические пироксениты. В случае же эймнейнейских гипербазитов повышенная железистость является характерной чертой всего ряда пород, вплоть до габбро, и не может считаться признаком локального обогащения анализированных зон (образцов) рудными и аксессуарными минералами (ильменитом, титаномагнетитом и т.д.). Эт типичных дунитов офиолитовых комплексов (Вуринос, Троодос, Палуа–Новая Гвинея) дуниты Олюторской зоны отличаются резко пониженным содержанием MgO и повышенным Al_2O_3 и TiO_2 . Кроме того, в офиолитовых метаморфизованных дунитах наблюдаются резко пониженные концентрации CaO и щелочей [Колман, 1979].

Пироксениты Олюторской зоны по составу отвечают ультрамафитам нормальной железистости, входящим в состав дунит-пироксенит-габбровой ассоциации пород, типичной для зон перехода от океана к континенту [Велинский, 1979; Зимин и др., 1983]. От пироксенитов Западно-Чукотского пояса они отличаются повышенными концентрациями TiO_2 , но сопоставимы по содержаниям CaO . Вообще для пироксенитов дунит-пироксенит-габбровой ассоциации характерны значительные вариации химизма, что затрудняет сопоставление их с соответствующими типами пород. Эти

Таблица 19

Химический состав гипербазитов Эймнейнейской группы массивов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	42,46	42,40	49,53	37,46	37,49	36,22	45,50	46,20	46,64	46,70
TiO ₂	0,23	0,27	0,47	0,06	0,28	0,03	0,56	0,48	1,58	2,19
Al ₂ O ₃	3,77	3,91	2,54	1,70	3,89	0,61	6,77	7,42	16,83	17,92
Fe ₂ O ₃	11,73	11,98	6,28	11,61	11,53	10,77	11,48	10,99	9,46	13,19
MnO	0,16	0,17	0,14	0,19	0,16	0,24	0,20	0,21	0,14	0,14
MgO	28,02	26,45	19,88	38,84	33,89	44,74	15,02	13,50	10,36	7,82
CaO	8,23	9,22	20,32	2,58	2,64	0,49	16,94	18,61	10,70	11,69
Na ₂ O	0,48	0,52	0,36	0,23	0,22	1,05	1,92	1,62	2,21	2,21
K ₂ O	0,06	0,06	—	0,10	0,32	0,02	0,14	0,13	1,70	—
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,50	0,56	—	—
Сумма	95,16	95,00	99,57	92,78	90,43	94,18	99,03	99,72	99,62	101,86
Cr	1250	1250	1200	1800	1200	1800	870	700	380	15
Ni	570	515	600	715	625	740	120	100	190	10
Co	115	107	120	145	130	135	47,5	38	42,5	42,5
Rb	2,8	0,7	0,4	6,2	6,8	2,7	0,75	2,0	27,2	4,0
Cs	0,1	0,4	0,5	0,31	0,68	0,1	0,5	0,47	0,9	0,1
Sr	43	51	38	23	139	21	185	383	491	1000
Zr	15	5	5	5	5	5	5	5	32	5
Y	5	5	5	5	5	5	5	15	28	27
Cu	26	26	31	30	31	23	13	10	25	265

Примечание: 1–6 – дуниты (обр. 19а, 19б, 19в, 19д, 20, 20а); 7–8 – пироксениты (обр. 13а, 13б); 9–10 – габбро-амфиболиты (обр. 38, 38а).

вариации обусловлены как такситовым сложением самих пород, так и различным составом слагающих их минералов.

Наиболее близкие аналоги клинопироксенитов Эймнейнейской группы массивов – диопсидиты Ватынско-Ветвейского гипербазитового пояса. Габбро-амфиболиты и роговообманковое габбро представлены высокотитанистой разновидностью с повышенными концентрациями щелочей, особенно K₂O. В то же время габброиды офиолитов Ватынского пояса, описанные С.С. Зиминым с соавторами [Зимин и др., 1983], характеризуются прежде всего резко пониженными концентрациями TiO₂ (менее 0,69 вес.%). Среди них встречены калиевые разновидности, близкие по составу к роговообманковым габбро Эймнейнейской группы массивов.

Концентрации редких элементов (см. табл. 19) в интрузивных породах дунит-пироксенит-габбровой ассоциации также характеризуются широким диапазоном значений. В дунитах отмечены повышенные концентрации Rb (до 6,8 г/т), Sr (до 139 г/т). По этим характеристикам они сближаются с ультраосновными кумюлятами расслоенных комплексов офиолитов, однако последние имеют значительно более высокие содержания Zr. Метаморфизованные перидотиты офиолитов по сравнению с дунитами Олюторской зоны характеризуются резко повышенными концентрациями тугоплавких металлов – Cr в 2,5 раза, Ni в 4 раза. По содержанию редких

элементов описываемые дуниты соответствуют дунитам Корякско-Камчатской складчатой области.

Пироксениты характеризуются более высокими, чем в дунитах, концентрациями Sr, которые достигают наивысших значений (100 г/т) в роговообманковых габбро. Содержания тугоплавких компонентов сопоставимы с таковыми в пироксенитах Гальмознанского массива Ватыно-Ветвейского пояса. По концентрациям редких элементов намечается значительное сходство Эймнейнейской группы массивов с Гальмознанским. Это касается прежде всего пониженных содержаний тугоплавких металлов (Cr, Ni) и повышенных литофильных элементов (Sr, Zr, Rb). Повышенные концентрации литофилов могут быть связаны с интенсивной метасоматической переработкой некоторых типов пород, что фиксируется при петрографическом их изучении.

В целом необходимо отметить четкие отличия гипербазитов Олюторской зоны от метаморфизованных перидотитов офиолитовых комплексов. Как геологические, так и петрографические характеристики массивов Эймнейнейской группы сближают их с образованиями дунит-пироксенит-габбровой ассоциации типа уральской платиноносной [Кузнецов, 1964].

Возраст массивов Эймнейнейской группы остается не вполне определенным. Они оказывают контактовое воздействие на красноцветную (коньяк — ранний сантон) и черноцветную (сантон—кампан) кремнистые толщи и на заключенные в последних силлы диабазов ничакваямского комплекса. Поэтому возраст их не древнее маастрихта. В то же время они нередко тектонизированы, характеризуются сорванными контактами и участвуют в складчатой структуре, как это устанавливается для Итчайваямского массива [Александров и др., 1980], что и послужило основанием для рассмотрения их в качестве офиолитовых аллохтонов. Все это позволяет условно относить внедрение массивов Эймнейнейской группы к концу мелового периода.

ОЛИСТОСТРОМОВЫЙ КОМПЛЕКС

Олистостромовые образования являются наиболее молодыми в Олюторском хребте. Они в виде прерывистой полосы протягиваются вдоль восточного побережья. Наиболее полный их разрез был описан в районе лагуны Аят, между бухтой Глубокой на севере и мысом Витгейнштейн на юге. В основании его залегает пачка песчаников, серых, мелко- и средне-обломочных, существенно вулканомиктового состава; они образуют пласты мощностью 10–20 м, разделенные прослоями алевролитов по 1–5 м. Мощность этой пачки 60–70 м. Она согласно перекрыта глинисто-алевролитовой толщей. В ее составе преобладают черные тонкоплитчатые аргиллиты, в меньшей степени развиты темно-серые алевролиты и изредка встречаются мелкозернистые песчаники. Толща характеризуется ритмичностью, градационной слоистостью и флишевыми иероглифическими текстурами. Мощность ее около 400 м.

Выше залегает толща, сложенная почти исключительно кремнисто-глинистыми породами, черными, с примесью углистого органического вещества. В ней заключено большое количество песчаных, кремнистых,

кремнисто-карбонатных и мергелистых конкреций размером от нескольких сантиметров до 20–30 см, иногда до 1,5 м; конкреции покрыты рубашкой железомарганцевых окислов бурого, желто-охряного и лилово-красного цвета, толщиной 1–3 см. Мощность кремнисто-глинистой толщи примерно 500 м. Завершается разрез чисто глинистой толщей, сложенной черными тонкоплитчатыми аргиллитами, жирными на ощупь, содержащими большое количество органической примеси. В небольшом количестве в ее составе отмечаются алевриты и тонкозернистые песчаники. Неполная мощность глинистой толщи 300–350 м.

Терригенные породы описываемого разреза вмещают блоки чужеродных пород, тяготеющих главным образом к верхним его толщам – кремнисто-глинистой и особенно глинистой. Блоки эти имеют, как правило, пластинообразную форму, контакты их тектонические, притертые, ориентированы примерно параллельно напластованию пород матрицы. Слоистость пород внутри блоков, если она наблюдается, также конформна их контактам. Размер блоков в нижних частях толщи до первых сотен метров, мощность 10–30 м. Выше по разрезу блоки достигают более крупных размеров – нескольких километров в диаметре и 100–200 м мощности.

В составе блоков также отмечаются признаки стратификации. В низах разреза это главным образом афировые подушечные базальты, гиалокластиты, красные яшмовидные кремни, серые и голубоватые кремнистые породы. Иногда среди них наблюдаются фрагменты первичных ненарушенных разрезов со стратиграфическими контактами между базальтами (внизу), гиалокластитам и кремнями (вверху). Крупные пластины верхней части разреза сложены главным образом среднеобломочными зелеными туфами, иногда заключающими в себе потоки порфириновых базальтов и андезито-базальтов, а также серыми, зеленовато-серыми и голубоватыми туфокремнистыми породами.

Несколько южнее лагуны Аят, между бухтами Мачевна и Таман, обнажается толща флишоидного облика, сложенная темно-серыми и черными кремнистыми аргиллитами, алевритами, небольшим количеством туфогенно-кремнистых и кремнисто-карбонатных пород, из которых были выделены радиолярии палеоцена–эоцена и палеогеновые глобигерины [Вишневская и др., 1983]. Местами внутри флишоидной толщи содержатся блоки кремнистых пород и афировых подушечных базальтов. Мощность ее – первые сотни метров. Общий характер разреза и наличие чужеродных включений позволяют считать ее аналогом флишоидных образований лагуны Аят.

Отдельные выходы терригенных (преимущественно глинистых) пород, содержащих многочисленные различные по составу отторженцы, обнаружены также в районе устья р. Большой Тигиль. Вследствие сильной тектонизации представить разрез матрицы невозможно. Среди отторженцев здесь преобладают подушечные афировые базальты и (иногда в единичных блоках с ними) яшмовидные кремни.

В составе олистолитов внутри флишоидной палеогеновой толщи представлены главным образом породы кремнисто-вулканогенной ассоциации. Наиболее широко здесь развиты базальты двух петрографических типов. Первый – темные массивные породы с подушечной отдельностью, афировой и редкопорфировой структурой, образованные вкрапленни-

Таблица 20

Химический состав магматических пород из олистолитов
олистостромового комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,30	47,89	49,80	52,90	47,20	46,10	47,70
TiO ₂	2,85	2,80	1,70	1,86	0,93	1,15	1,88
Al ₂ O ₃	14,70	14,46	13,82	15,50	20,50	21,06	16,20
Fe ₂ O ₃	11,83*	12,57*	1,61	1,29	3,00	1,42	0,62
FeO	—	—	7,64	6,58	3,50	6,19	8,26
MnO	0,25	0,23	0,12	0,11	0,13	0,14	0,16
MgO	5,58	4,84	6,93	3,36	5,00	5,24	7,14
CaO	7,61	8,01	10,10	9,86	9,30	6,57	11,00
Na ₂ O	4,87	5,12	3,74	3,18	3,44	3,85	2,99
K ₂ O	0,92	0,67	0,80	0,33	1,80	1,72	0,49
P ₂ O ₅	0,36	0,37	0,20	0,19	0,05	0,12	0,139
H ₂ O	—	—	0,20	0,26	0,38	0,36	0,12
П.п.п.	3,23	2,55	3,82	4,81	5,63	6,12	3,89
С у м м а	99,50	99,51	100,48	100,23	100,865	100,04	100,589
CO ₂	< 0,2	< 0,2	1,13	2,85	1,21	1,20	1,05
Cr	75	88	—	—	—	—	—
Ni	32	36	75	51	143	165	60
Rb	13	9	15	4	20	22	10
Sr	294	392	255	262	358	385	305
Y	47	42	27	32	19	19	31
Zr	241	222	96	104	42	63	87
FeO*/MoO	1,91	2,34	1,31	2,30	1,84	1,43	1,24
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	5,2	5,2	8,1	8,3	22,0	18,3	8,6
TiO ₂ /P ₂ O ₅	7,9	7,6	8,5	9,8	16,9	9,6	13,5
Ti/Zr	71,0	75,7	106,3	107,3	132,9	109,5	129,7
Zr/Y	5,13	5,29	3,56	3,25	2,21	3,32	2,81

П р и м е ч а н и е. 1, 2 — щелочные базальты (обр. 704, 706а); 3, 4 — афировые базальты (обр. 86, 89); 5, 6 — плагиофировые базальты (обр. 85, 88); 7 — габбро (обр. 91).

ками оливина, замещенного вторичными минералами, и титанистого окрашенного пироксена, заключенными в интерсертальную и вариолитовую основную массу. Второй тип — красные гематитизированные базальты с интенсивно миндалекаменной текстурой и подушечной отдельностью, афировые, реже плагиофировые, со стекловатой, вариолитовой и интерсертальной основной массой. Наряду с базальтами в составе олистолитов в подчиненном, но существенном количестве развиты габбро, имеющие полнокристаллическую, офитовую и пойкилофитовую структуру. Сложены они короткоаблитчатый плагиоклазом, интенсивно окрашенным титан-авгитом, и единичными зернами акцессорного биотита.

Магматические породы, слагающие олистолиты, подвергнуты интенсивным вторичным изменениям. Они выражены в тектонизации (расслаивание, катаклиз) и низкотемпературной минерализации. Из последней наиболее характерна цеолитизация, как приуроченная к трещинам расслаивания, так и затрагивающая основную массу пород. В меньшей

степени развито окварцевание. Плаггиоклаз основной массы альбитизирован. По крупным вкрапленникам плаггиоклаза в мегаплаггиофировых разностях наряду с сосюритовыми агрегатами развивается также низкотемпературный калишпат. Наиболее свежий облик сохраняют титан-авгитовые базальты и полнокристаллические породы.

Химический состав магматических пород олистостромового комплекса приведен в табл. 20. Из нее видно, что титан-авгитовые базальты первого типа (обр. 704/80 и 706а/80) характеризуются низкой кремнекислотностью и умеренной глиноземистостью, высокими содержаниями Fe, Ti, P и щелочей. Это связано как с сильной дифференцированностью пород ($FeO^*/MgO = 1,9-2,3$), так и с их первично щелочной природой. Последняя подтверждается высокими концентрациями Zr и Y при низких значениях Al_2O_3/TiO_2 (около 5), TiO_2/P_2O_5 (7-8), Ti/Zr (71-76) и высоких Zr/Y (более 5). По всем этим параметрам описываемые породы сопоставимы со щелочными оливиновыми базальтами олюторского комплекса. Различия в содержаниях щелочей, Ti и Fe объяснимы большей фракционированностью пород в составе олистостромового комплекса, что подтверждается низкими концентрациями Sr и Ni.

Среди базальтов второго типа выделяются две группы составов. К первой (обр. 86/80 и 89/80) отнесены афировые разности, характеризующиеся изменчивой кремнекислотностью и щелочностью, обусловленными вторичными изменениями. Однако содержания иммобильных элементов (Ti, Al, P, Zr, Y) и особенно их взаимные отношения (Al_2O_3/TiO_2 около 8, $TiO_2/P_2O_5 = 8-10$, $Ti/Zr = 106-107$, $Zr/Y = 3,3-3,6$) близки к таковым в базальтах переходного типа ничакваемского комплекса. Мегаплаггиофировые разности (обр. 85/80 и 88/80) отличаются более низкими содержаниями Fe, Mg, Ti, высокой глиноземистостью (Al_2O_3 более 20%) и высокими содержаниями K. Последняя особенность не является первичной, а связана с избирательным замещением ядер плаггиоклазовых мегакристов низкотемпературным калишпатом. Близость взаимных отношений иммобильных компонентов ($TiO_2/P_2O_5 = 10-17$, $Ti/Zr = 110-130$, $Zr/Y = 2,2-3,3$) в афировых и плаггиофировых разностях свидетельствует об их генетическом родстве и позволяет рассматривать последние в качестве кумулятивных пород, связанных с накоплением плаггиоклаза.

Полнокристаллическим габбро (обр. 91/80) свойственны сравнительно низкая кремнекислотность, несколько повышенная титанистость при сравнительно слабой дифференцированности, умеренная щелочность и глиноземистость. Концентрации и взаимные отношения Ti, Zr, Y, Al, P в равной мере близки как к габброидам олюторского, так и к переходным базальтам ничакваемского комплекса. Но, учитывая данные по минералогии, их можно сблизить с интрузивными породами олюторского комплекса.

Таким образом, петрогеохимические данные показывают, что в составе отторженцев олистостромового комплекса преобладают магматические породы, сопоставимые с породами олюторского и ничакваемского комплексов. Наряду с этим отмечены и туфогенные образования мачевинского комплекса. Это позволяет допустить, что формирование олистостромового комплекса связано с тектоническим скупиванием и со взаимодействием образований протоукраинно-морского бассейна и ремнантной островной дуги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы рассмотрели строение вулканогенно-осадочных комплексов верхнего мела и низов палеогена, слагающих структуру Олюторского хребта. Проследиваясь почти в меридиональном направлении, хребет с запада ограничивает континентальное побережье Алеутской впадины Берингова моря. На севере его геологическим и геоморфологическим ограничением служит широкая полоса ильпинского флиша (мел—палеоген), которая прослеживается вдоль континентального склона северного шельфа Берингова моря, о чем свидетельствуют результаты драгировок вдоль крутых склонов каньона Прибылова и др. [School et al., 1974]. Зона распространения флиша протягивается от устья р. Пикасвьям через море в пределы хребта Монтануска на востоке Аляски. Судя по всему, накопление флишевых серий началось еще в период формирования базальтовых серий Олюторского хребта и продолжалось позднее, в кайнозойскую эпоху. Следовательно, вулканический хребет, заложившийся на океанической коре окраины Тихоокеанской плиты, не имел структурной связи со складчатыми элементами на севере, в пределах аккреционной призмы севера Корякского нагорья, формирование которой в основном закончилось к верхнемеловому времени.

Наиболее древние образования, установленные в пределах Олюторского хребта, датируются, как уже говорилось выше, как альб—турон. По всем своим характеристикам породы гытгынского комплекса представляют собой абиссальные образования океанического типа. В позднемеловое время глубоководные впадины Берингова моря еще не были отделены от открытого океана островной дугой. У. Диккинсон [Dickinson, 1978] считал, что к этой геологической эпохе с юго-востока в район Алеутской впадины переместилась плита Кулу, а З. Бен-Аврахам и др. [1984] по сдвигу Императорского хребта предполагают перемещение плиты Кулу из центральной части океана. Если следовать этой модели, то Олюторский хребет располагался вдоль восточного края этого гигантского разлома далеко от материкового склона.

В нашем распоряжении нет никаких данных о наличии в начале позднемелового времени в районе Олюторского хребта какой-либо структуры, нарушавшей ложе окраины океанической плиты. Анализ кремнисто-вулканогенных осадочных образований свидетельствует о том, что они формировались в условиях абиссальной равнины недалеко от края континентального склона. На это указывает наличие известково-детритового туфогенного материала, который, хотя и в небольшом количестве, по-

ступал в результате переноса подводными течениями с континентального шельфа. Эти осадки переслаиваются с толеитами окраинно-морского типа. Так как фаунистически датированные породы альба—турона были установлены только в бассейне верхнего течения р. Ватыны, то вряд ли можно уверенно экстраполировать такую же палеотектоническую обстановку на юг, тем более что разрезы Олюторского полуострова в этом районе существенно отличаются от северных. Встреченная здесь мощная (не менее 100 м) толща неистощенных базальтов отличается по составу от гытгынгских деплетированных толеитов.

Несомненно, что неистощенные толеиты олюторского комплекса также могут трактоваться как океанические внутриплитные образования. Возможно, что их излияние происходило из более глубокой магматической камеры и имело узлокальный характер, тем более что они находятся на простирации Императорского разлома, для которого были характерны подобные явления и в более поздние геологические эпохи, например на Гавайских островах. Однако если можно предполагать, что в нижней половине позднего мела в южной части региона в формировании океанического базальтового слоя принимали участие глубинные горизонты верхней мантии, то в целом нет оснований считать, что в кампане произошла смена общей палеогеографической обстановки. В это же геологическое время в северных районах хребта накапливались преимущественно осадочные толщи турбидитного типа, по составу сходные с кремнисто-известково-детритовыми образованиями альб-туронского времени.

Условия окраины океанической плиты существовали в Олюторском хребте и в среднекампанское время. Осадочные серии, седиментогенез которых происходил в условиях прибрежной абиссальной котловины океана, формировались в северных частях региона. Они часто чередуются или фашиально замещаются толеитовыми истощенными базальтами ничкаваямского комплекса. Сравнительный анализ с другими структурами океанского ложа показывает, что подобные серии базальтов иногда предшествуют зарождению островодужных комплексов. Возможно, и в Олюторском регионе их скорее следует относить к основанию островной дуги, чем к внутриплитным океаническим образованиям.

Весь комплекс осадочных и вулканических пород среднего кампана свидетельствует о том, что с востока на запад под Олюторский хребет началась субдукция океанической плиты. Если в начальной ее стадии образования вулканов центрального типа не происходило (породы их нигде не наблюдаются в разрезах), то уже в позднем кампане и раннем маастрихте начальная стадия образования островной дуги выражается в формировании толщ мачевнинского комплекса. В его составе преобладают брекчи и туфобрекчи, чередующиеся с кремнистыми и базальтовыми прослоями. Субдукция в эту эпоху происходила, по-видимому, с востока на запад, под осевую зону современного Олюторского хребта, при этом наиболее четко выраженные известково-щелочные серии базальтов изливались в восточной части хребта, расположенной ближе к Алеутской плите. Западные же разрезы характеризуются преобладанием базальтов толеитового состава.

Особо следует остановиться на истории формирования позднемелового островодужного комплекса. Практически он образовывался всего

в течение 10 млн лет и охватывал промежуток геологического времени от позднего кампана до дания. Излияние известково-щелочных серий и накопление различных по своим размерам туфобрекчий и вулканических брекчий происходили, видимо, в полосе шириной до 50–60 км и общей длиной не менее 300 км. Известково-щелочной магматизм только в некоторых районах (например, в верховьях р. Мачевны) завершился образованием вулканитов андезитового состава. В других частях этой дуги отсутствуют средние и кислые дифференцированные вулканические образования. Характерно, что в породах вулканогенно-туфогенного комплекса встречены расслоенные плутоно-магматические тела и серий даек, которые, вероятно, представляют собой магматические камеры. Они сходны с расслоенными комплексами, например, Уральской платиноносной ассоциации. Проводившиеся ранее их сопоставления с офиолитовой ассоциацией [Велинский, 1979; Александров и др., 1980] были ошибочны.

В пределах всей зоны распространения известково-щелочных серий не встречены породы, изливавшиеся в субаэральных и аэральных условиях, и мелководные осадочные породы, включая известняки или известково-глинистые осадки, богатые органикой. Фаунистически они датируются главным образом по встречающимся в кремнисто-глинистых осадках радиоляриям и диатомеям. По всем своим характеристикам островная дуга позднего мела Олюторского региона очень сходна с ремнантными (остаточными) островными дугами Тихого океана и его окраинных морей, типа дуг Кюсю-Палау [Геология дна..., 1980], Лорд-Хау и др. Возможно, ремнантные дуги возникают у тектонических швов, вдоль которых процессы субдукции сменяются сдвиговыми перемещениями. По крайней мере сдвиговым смещением можно объяснить образование олистоэромового комплекса, который образовывался в конце мелового времени и в палеоцене вдоль крайних восточных склонов подводной островной дуги. Левосторонний сдвиг в пределах описываемого региона привел к компенсации субдукции, и с эпохой наибольших перемещений по нему прекратилась вулканическая активность в районе современного Олюторского хребта.

На то, что явления островодужного вулканизма на востоке Олюторской зоны юга Корякии имели узколокальное распространение, указывает также общий анализ фаций позднемеловых–палеоценовых отложений северо-западной части тихоокеанского обрамления и Берингоморья. В пределах Олюторского региона среди кремнистых образований пользовались развитием туффитовые яшмы и туфосилициты, на востоке Камчатки (Кроноцкий полуостров) — туфопелиты и туфы, а в пределах подводного хребта Ширшова — мелкозернистые кварц-халцедоновые, халцедоновые и кристобалит-халцедоновые кремни, содержащие в 5–10 раз меньше туфогенных примесей, чем таковые первых двух регионов [Богданов и др. 1983]. Таким образом, между Камчаткой и Олюторской зоной в позднем мелу на одном и том же меридиане существовали области, куда не поступал туфогенный материал и обломочный детрит с континентальных областей. По-видимому, узкое распространение туфов объясняется прежде всего подводным извержением вулканических образований и переносом подводными течениями обломочного материала с запада на восток, в сторону глубоководного желоба, который :востока сопрягался с Олюторским островодужным поднятием.

Для района Олюторского хребта характерна покровно-складчатая внутренняя структура. Геологосъемочные работы в бассейне р. Итчайваам показали, что верхнемеловые вулканические образования надвинуты на породы ильпинского флишевого комплекса с юга на север по крайней мере на 50–100 км [Алексеев, 1982]. Сейчас трудно установить первый этап образования покровно-чешуйчатой структуры региона. Возможно, она начала формироваться уже в позднем мелу, одновременно с эпохой седиментации олистостромового комплекса, когда в песчано-глинистые слоистые толщи осадков подножия подводного горного сооружения сползали крупные (в несколько километров длиной) олистоплаки, сложенные вулканическими и вулканогенно-осадочными породами различных магматических комплексов верхнего мела Олюторского хребта. Наиболее крупные перемещения тектонических покровов произошли после завершения вулканогенно-осадочных процессов, связанных с накоплением туфогенно-брекчиевых серий мачевнинского комплекса, т.е. уже в эоценовое, а возможно и в олигоценовое, время. В эту геологическую эпоху происходило перемещение покровов не только с запада на восток (как и в позднемеловое время), но и с юга на север. Последние движения, несомненно, переместили Алеутскую плиту на флишевые серии подножия континентального склона. Вероятно, они предопределили заложение мелового трансформного разлома на Тихоокеанской плите и образование Алеутской зоны субдукции. С этой зоной было связано возникновение глубоководного желоба и островной дуги.

Спорными остаются и масштабы общих горизонтальных перемещений Алеутской плиты (северная часть плиты Кулу) по направлению на север. Если считать, что такое смещение происходило до формирования базальтового слоя в пределах поднятия Обручева (т.е. 78 млн лет – в кампане), то масштабы его могут быть, как предполагают З. Бен-Аврахам и др., очень значительными. Однако это требует подтверждения палеомагнитными измерениями или любыми другими точными и достоверными методами. На основании полевых наблюдений можно допустить, что после кампана и вплоть до олигоцена (следовательно, за последующие 40 млн лет) Алеутская плита переместилась на север на 150–200 км. Это привело к пространственному сближению разрезов Олюторского хребта с аккреционной призмой севера Корякского континентального шельфа. Позднейкайнозойские тектонические движения, по-видимому, были в первую очередь обусловлены компенсацией растяжений, которые происходили в это время в пределах Командорской впадины на западе Берингова моря.

Итак, суммируя основные данные по составу и возрасту вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов Олюторского хребта, особо отметим следующее.

1. Стратиграфическое расчленение вулканогенных комплексов региона было проведено на основании изучения микрофауны (главным образом радиолярий). Оно позволяет говорить о крупной фациальной изменчивости разрезов как по простиранию хребта с юга на север, так и вкост его, с запада на восток. Практически ни один из выделенных возрастных диапазонов не имеет единого, свойственного только ему, вещественного состава. В целом такие явления были зафиксированы и в результате глубоководного бурения во многих районах дна Мирового океана.

2. По петрологическим характеристикам в пределах Олюторского хребта выделяются три ассоциации: 1) вулканическая, океанического типа; 2) вулканогенно-обломочная, островодужного типа и 3) олистостромовая, подножия подводного хребта.

3. В низах разреза океанической ассоциации залегают сложно деплетированные толеитовые базальты, имеющие сходство как с базальтами срединно-океанических хребтов, так и с окраинно-морскими. Выше по разрезу они, вероятно, сменяются неистощенными толеитами, сходными с внутриплитными недеплетированными толеитами горячих точек. Венчает океанический разрез толща контаминированных толеитов, которые представляют собой переходный тип между первыми двумя базальтовыми сериями. Разрез основных изверженных пород Олюторского хребта сходен с верхами разреза офиолитовой ассоциации Западного Средиземноморья. Базальтовые серии офиолитов, так же как и разрезы базальтового фундамента дна Мирового океана, часто характеризуются гетерогенным составом, в образовании которого принимали участие мантийные источники разных глубин.

4. Указанная выше последовательность формирования в одном регионе различного типа толеитового вулканизма обусловлена участием в образовании базальтового слоя глубинного мантийного вещества и прогрессирующим его истощением в отношении некогерентных компонентов. По-видимому, она наиболее характерна для окраинных частей океанических плит и иногда предшествует заложению островной дуги.

5. Островодужный комплекс региона представлен главным образом низкокалийевыми толеитами и вулканическими брекчиями, отвечающими первой стадии зарождения островной дуги и обусловившей ее субдукции. Толеиты сменяются известково-щелочными базальтами, которыми завершается развитие комплекса, подчеркивая в целом его неполное по сравнению с другими комплексами этого типа формирование.

6. Встреченные в разрезах мачевнинского комплекса расслоенные плутонические тела ультрабазитового и базитового состава, возможно, представляли собой промежуточные магматические камеры. По своим петрологическим характеристикам они близки к платиноносным комплексам. Несмотря на определенное внешнее сходство этих пород с кумулятивными сериями офиолитовой ассоциации, генетически они представляют собой совершенно различные образования. Плутонические тела базит-гипербазитового состава Олюторского хребта не являются офиолитами и не представляют собой океаническую кору геологического прошлого.

7. Образование олистостромовой толщи отвечает первой стадии тектонического расслоения и формирования тектонических покровов в пределах региона. Более сложная покровно-складчатая структура региона обусловлена компенсацией процессов растяжения на западе, в пределах Командорской впадины.

Приведенный материал по геологическому строению Олюторского хребта отвечает первой стадии детального изучения слагающих его вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов. Без сомнения, последующие работы позволят выяснить многие спорные вопросы, решение которых существенно дополнит общую историю геологической эволюции этого сложного и очень интересного региона.

ABSTRACT

The geological history of the Olytorsky Range (South of Koryak highland), adjoined western part of Aleutyan depression of the Bering Sea is studied. It is made presumably of the Upper Cretaceous volcanic and volcanogenic-siliceous formations. The petrological results and age determinations of basalt complexes composing the Range are given.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Дмитриенко Н.П.* и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 116 с.
- Аверина Г.Ю.* Новые данные о возрасте кремнисто-аргиллитовой толщи острова Карагинский (Камчатская область) по микрофауне: Тез. докл. IX Всесоюз. Микропалеонтол. совещ. Ухта, 1983. С. 1.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д.* О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 2. С. 111–123.
- Алексеев Э.С.* Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1979. № 1. С. 85–96.
- Алексеев Э.С.* Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1982. № 4. С. 87–98.
- Алиев Х.Ш.* Радиоларии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. 156 с.
- Альмухаммедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В.* Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- Андерсон Д.Л.* Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 197–217.
- Андреев С.И.* Особенности геофизических полей южной части Корякского нагорья и их геологическая интерпретация // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 147–152.
- Андреев С.И., Ржевский Н.Н., Шмаряев В.Н., Устинов Н.В.* Тектоническое строение западной части Берингова моря по геофизическим данным // ДАН СССР. 1977. Т. 232, № 1. С. 158–161.
- Аникеева Л.И.* Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: НИИГА, 1968. 24 с.
- Аникеева Л.И.* Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья // Магматизм северо-востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976. С. 59–62. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).
- Бакова М.Г.* Петрографическое описание изверженных пород центральной части Корякского хребта // Труды Горно-геологического управления Главсевморпути. Л.: Госгеолтехиздат, 1945. Вып. 19. С. 50–74.
- Бен-Аврахам Э., Нур А., Джонс Д.* и др. Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам // Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 101–121.
- Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* Магматическая эволюция островных дуг // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С. 19–35.
- Богданов Н.А.* Некоторые особенности тектоники востока Корякского нагорья // ДАН СССР. 1970. Т. 192, № 3. С. 607–610.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н.* Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова (Берингово море) // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183–1187.
- Богданов Н.А., Кеpezинкас В.В., Федорчук А.В.* и др. Магматические и метаморфические породы подводного хребта Ширшова (Берингово море) // Петрология и геохимия магматизма островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 215–237.

Богданов Н.А., Непрочков Ю.П. Геология глубоководных впадин Берингова моря // 27-й МКГ. История и происхождение окраинных и внутренних морей. Симпозиум S. 06.2.3. Доклады. Москва, 4-14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 4-11.

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

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

Брагин Н.Ю. Биостратиграфия триасовых отложений южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 61-75.

Бузо А., Жорин Ж., Троль М. Гетерогенность мантии // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 114-135.

Велицкий В.В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

Вишневская В.С. О распространении радиолярий семейства Amphirundacidae на Дальнем Востоке СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 4. 113 с.

Вишневская В.С. Корреляция позднемеловых вулканогенно-кремнистых разрезов Берингоморского региона по радиоляриям: Тез. докл. IX Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Ухта, 1983. С. 35-36.

Вишневская В.С. Радиолярии рода Amphirunda из Олюторской зоны СССР и их стратиграфическая приуроченность // Материалы IV симпозиума европейских радиоляристов. Л.: Наука, 1984а. С. 187-193.

Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984б. 120 с.

Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985а. № 4. С. 84-93.

Вишневская В.С. Сравнение зональных шкал мезозоя океанов и континентов по радиоляриям // Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический аспекты микропалеонтологических исследований. М.: Наука, 1985б. С. 188-201.

Вишневская В.С., Бернард В.В. Возраст и условия формирования меловых

кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35-41.

Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 61-69.

Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст ватынской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С. 71-78.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Т. 8. 560 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.

Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья / Б.Х. Егизаров, О.П. Дундо, Л.И. Анисеева и др. Л.: Наука, 1965. 342 с. (Тр. НИИГА; Т. 148).

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

Глибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Занюков В.Н. Новые данные по геологии южной части Олюторского полуострова // Геология и неофизика. 1975. № 4. С. 130-133.

Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А., Стучкас А.А. Геохимические типы и провинции базальтов Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1984. № 6, С. 24-36.

Дементьев Г.В. О возможной тектонической природе хребта Ширшова в Беринговом море // Вести. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. № 1. С. 98-102.

Дементьев Г.В. Природа и возраст глубоководной части Берингова моря по данным палеомагнитных исследований // Материалы V Научной конференции молодых ученых МГУ. М.: ВИНТИ, 1979. С. 130-139.

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

Дундо О.П. Мезозойские геосинклинальные прогибы Корякского нагорья: Тез. докл. совещ. по проблеме "Прогибы". Л.: Недра, 1966. С. 134-136.

Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья:

Проект унифицированной и корреляционной схем // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Недра, 1974. С. 3-16.

Егизаров Б.Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л.: Недра, 1969. 264 с.

Егизаров Б.Х., Анিকেева Л.И. Тектоно-магматические циклы и формационные комплексы южной части Корякской складчатой системы // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 4. С. 142-146.

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

Жамойда А.И., Липман Р.Х., Михайлова А.Ф., Титов В.А. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиолярий // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л.: ВСЕГЕИ, 1963. С. 75-103.

Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 136 с.

Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Басманов В.М. Офиолитовые покровы п-ова Озерного (Восточная Камчатка) // ДАН СССР, 1984. Т. 277, № 3. С. 665-669.

Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241-300.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.

Казинцова Л.И. Меловые радиолярии Корякского нагорья // Сов. геология. 1979. № 4. С. 81-85.

Казинцова Л.И. Новые данные о возрасте кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по радиоляриям: Тез. докл. IX Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Ухта, 1983. С. 67-68.

Кайгородцев Г.Г., Жаркова З.А. Офиолитовая формация северной части Корякско-Камчатской складчатой области // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан; Кн. изд-во, 1976. С. 46-59. (Тр. I Сев.-Вост. петрогр. совещ.; Ч. 3).

Кекежискас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их лущинные включения. М.: Наука, 1979. 112 с.

Кекежискас В.В., Кекежискас П.К., Усова Л.В. Происхождение камптонитов

агардагского комплекса нагорья Сангилен (Тува) // Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 55-62.

Кекежискас В.В., Федорчук А.В., Кекежискас П.К. Петрохимия мафит-ультрамафитовых пород расслоенных массивов Олюторского хребта (Корякское нагорье): Тез. докл. совещ. "Ультрасовременные магмы и их металлогения". Владивосток, 1983. С. 99-100.

Кекежискас П.К., Богдановский О.Г. Геохимические и минералогические аспекты образования орбикулярных габброидов: Тез. докл. X семинара по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 84-85.

Кекежискас П.К., Федорчук А.В., Усова Л.В. Орбикулярные габброиды Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 127-129.

Козлова Г.Э. Новые данные о стратиграфии меловых и палеогеновых донных осадков Атлантического океана по результатам изучения радиолярий // Систематика и стратиграфическое значение радиолярий. Л.: Недра, 1975. С. 92-100 (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 226).

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 159 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 248).

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1972. 416 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118-130.

Колясников Ю.А. О зональном строении базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 69-74.

Кривенко А.П., Богнибов В.И. Биотиты габброидных комплексов Алтае-Саянской области // Труды института геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1978. Вып. 395. С. 133-147.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского тектонического подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 134).

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Лаврова Л.Д. Минералогические критерии условий образования альпинотипных гипербазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья // Мангитские ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 176–180.

Липман Р.Х. Значение радиолярий для стратиграфического расчленения осадочных пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 6. С. 67–88.

Липман Р.Х. Новые виды радиолярий Северной Камчатки // Труды ВСЕГЕИ. Н.С. 1967. Т. 129, вып. 3. С. 89–95.

Луцк Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Машковцев С.Ф., Чуринов П.В. Материалы по геологии и петрографии Северной Камчатки // Труды Главного геологоразведочного управления. 1931. Вып. 59. С. 1–9.

Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.

Митрофанов Н.П. О положении позднемелового офиолитового комплекса на юге Центрально-Корякской складчатой зоны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № 11. С. 34–39.

Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения ископаемых радиолярий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 95–101.

Николаев И.Г. Геологическое строение центральной части Корякского хребта // Труды Горно-геологического управления Главсевморпути. Л.: Госгеолтехиздат, 1945. Вып. 19. С. 9–49.

Обсори Е.Ф. Реакционный принцип // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 136–171.

Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 220 с.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

Петрушевская М.Г. Радиолярии *Nassellaria* в планктоне Мирового океана // Исследования фауны морей. Л.: Наука, 1971. С. 5–294.

Петрушевская М.Г. Радиолярии отряда *Nassellaria* Мирового океана. Л.: Наука, 1981. 405 с.

Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

Разицкин Ю.Н., Соколов С.Д., Цуканов Н.В., Вишнева В.С. Серпентинитовый меланж в структуре Восточной части Кроноцкого полуострова (Камчатка) // ДАН СССР. 1982. Т. 260, № 6. С. 1437–1441.

Ржевский Н.Н., Зацепин Е.Н., Устинов Н.В., Шимараев В.Н. Особенности геологического строения юго-западной части Берингова моря по аэромагнитным данным // Проблемы геофизических исследований полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1977. С. 14–25.

Русаков И.М., Егизаров Б.Х. Схема стратиграфии допалеозойских и палеозойских отложений Корякского хребта // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 58–63.

Серова М.Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М.: Наука, 1966. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 127).

Серова М.Я., Митрофанов А.П., Жульгова В.П. О возрасте флишодных отложений Центрально-Корякского геосинклинального прогиба // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1973. № 6. С. 132–135.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 59–73.

Сун С.С. Модели эволюции мантии в свете геохимических данных // 27-й МКГ. Петрология, Секция С. 09. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 208–221.

Суход А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12–28.

Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 286 с.

Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. К вопросу о строении и возрасте верхнемеловых кремнисто-вулканогенных толщ северо-восточной части Корякского нагорья // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. С. 115–128.

Тильман С.М., Белый В.Н., Никола-

евский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, 1969. 180 с. (Тр. СВКНИИ; Вып. 33).

Титов В.А. Стратиграфия меловых отложений Корякского нагорья // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 357–372.

Титов В.А. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья // Сырьевые ресурсы Камчатской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 35–42.

Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Камаев В.Р. Рельеф дна Берингова моря // Тр. ИО АН СССР. 1959. Т. 29. С. 17–64.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Федорчук А.В. Геологическое строение Императорского подводного хребта: Экспресс-информ. М.: ВИЭМС, 1981. Вып. 3. С. 15–27.

Федорчук А.В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 37–46.

Федорчук А.В., Кебезинская П.К. Расслоенные интрузивы и тектоническая зональность Олюторского хребта // Литосфера: Вопросы геологии и охраны окружающей среды. М.: Наука, 1985. С. 22–23.

Филатова Н.И. Меловой–палеогеновый вулканизм перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979 № 5. С. 98–115.

Хабакон А.В. Об ископаемых радиолариях из сланцев Северной Камчатки // Изв. ВГРО. 1932. Т. 51. вып. 45. С. 689–695.

Харт С.Р. Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 125–139.

Чуканов Н.В., Вишневецкая В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И. Вещественный состав и возраст кремнистых пород, драгированных с хребта Ширинова // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.

Чедия Д.М. Радиоларии кремнистых гольц верхнего палеозоя и мезозоя Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ЛГУ, 1952. 25 с.

Шараськин А.Я. Проблемы эволюции активных окраин в свете данных глубоководного бурения // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 131–138.

Шиллинг Дж.Г. Эволюция морского дна по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 198–241.

Шикарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

Batiza R., Oestrike R., Futa K. Chemical and isotopic diversity in basalts dredged from the East Pacific Rise 10°S, the fossil Galapagos rise and the Nazca plate // Mar. Geol. 1982. Vol. 49. P. 115–132.

Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G., Morra V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 307–324.

Ben-Avraham Z., Cooper A.K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones // Bull. Geol. Soc. Amer. 1981. Vol. 92, pt 1. P. 485–495.

Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. Ophiolites of the South Koryakia and origin of Komandor deep-water trough // Ophioliti. 1982. Vol. 2/3. P. 197–198.

Bougault H., Treuil M., Joron J.L. Trace elements in basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic Ocean: fractional crystallization, partial melting and heterogeneity of the upper mantle // Init. Rep. DSDP. 1979. Vol. 45. P. 493–506.

Briqueu L., Bougault H., Joron J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magma associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 2. P. 297–308.

Brown G.M., Holland J.G., Sigurdson H.A. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 6. P. 785–802.

Burma B.H. On the status of Theocampe Haeckel and certain similar genera // Micro-paleontology. 1959. Vol. 5. P. 325–330.

Campbell A., Clark B. Radiolaria from Upper Cretaceous of Middle California // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1944. N 57. P. 1–61.

Cann J.R. Petrology of basement rocks from Palmer ridge, Atlantic // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1971. Vol. 268. P. 605–617.

Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl B.W. Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 11. P. 1916–1934.

Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S. Plate tectonic model for the evolution of the Eastern Bering Sea basin // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 81, N 8. P. 1119–1126.

Dietrich V., Emmermann R. et al. Oceanic basalts from the Tyrrhenian basin, DSDP Leg 42A, Hole 373A // Ibid. 1978. Vol. 42, pt 1. P. 515–530.

Dumitrica P. Cryptocephalic and Cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1970. Vol. 14, N 1. P. 45–124.

Dumitrica P. Paleocene Radiolaria Leg 21 // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 21. P. 787–819.

Dumitrica P. Cenomanian radiolaria at Podul Dimbovitei // 14th Micropaleontol. Colloq. Bucharest, 1975. P. 87–89.

Ehrenberg C.G. Über die Bildung der Kreidelfelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen // Abh. Preuss. Akad. Wiss. Berlin. Jahre. 1838. S. 59–147.

Ehrenberg C.G. Über die mikroskopischen Kieselchaligen Polycystinen als mächtige Gerbirgsmasse von Barbados und über das Verhältnis der aus mehr als 300 neuen Arten bestehenden ganz eigenthümlichen Formengruppe jener Felsmassen zu den jetzt lebenden Thieren und zur Kreidebildung. Eine neue Anregung zur Erforschung des Erdlebens // Kgl. Preuss. Akad. Wiss. Berlin. Jahre. 1847. S. 40–60.

Elton D. Plagioclase buoyancy in oceanic basalts: chemical effects // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48, N 4. P. 753–768.

Empson-Morin K. Campanian radiolaria from DSDP Site 313 // Micropaleontology. 1981. Vol. 27, N 3. P. 249–292.

Empson-Morin K. Reexamination of the Late Cretaceous radiolarian genus Amphipyndax Foreman // J. Paleontol. 1982. Vol. 56, N 2. P. 507–520.

Ewing M., Ludwig W.J., Ewing J. Oceanic structural history of the Bering Sea // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 4593–4600.

Foreman H. Two Cretaceous radiolarian genera // Micropaleontology. 1966. Vol. 12. P. 355–359.

Foreman H. Upper Maestrichtian radiolaria of California // Paleontol. Assoc. London Spec. Pap. 1968. N 3. P. 1–82.

Foreman H. Cretaceous radiolaria, Leg 7 // Init. Rep. DSDP. 1971. Vol. 7, pt 2. P. 1673–1693.

Foreman H. Radiolaria from DSDP Leg 20 // Ibid. 1973. Vol. 20. P. 249–305.

Foreman H. Radiolaria from the North Pacific // Ibid. 1975. Vol. 32. P. 579–676.

Foreman H. Mesozoic radiolaria in the Atlantic Ocean off the Northwest coast of Africa // Ibid. 1978. Vol. 41. P. 739–761.

Gill J.B. Composition and age of Lau basin and ridge volcanic rocks // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 6. P. 1384–1395.

Gorton M.P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 9. P. 1257–1270.

Green D.H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water saturated conditions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19, N 1. P. 37–53.

Green T.H., Ringwood A.E. Crystallization of basalts and andesites under high pressure hydrous conditions // Ibid. 1967. Vol. 3, N 5. P. 481–489.

Haackel E. Die Radiolarien (Rhizopoda, Radiolaria): Atlas. B.: Reiner, 1862. Bd. XIV. 572 S.

Haackel E. Entwurf eines Radiolarien Systems auf Grund von Studien der Challenger // Radiolarien. Jen. Ztschr. Natur. 1881. Bd. 15, N 3. S. 418–472.

Haackel E. Report on the radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873–1876 // Rep. Sci. Result. Voyage H.M.S. Challenger. Zool. 1887. Vol. 18. 1803 p.

Hajash A. Hydrothermal process along mid-ocean ridges: an experimental investigation // Contribs Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 53, N 3. P. 205–226.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28, N 3. P. 283–297.

Hekinian R. Petrology of the Ninety East Ridge (Indian Ocean) compared to other aseismic ridges // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 43. P. 125–147.

Henderson P., Nolan J., Cunningham G.C., Lowry R. Structural controls and mechanisms of diffusion in natural silicate melts // Ibid. 1985. Vol. 89, N 2/3. P. 263–272.

Holloway J.B., Burnham C.W. Melting relations of basalts with equilibrium water

- pressure less than total pressure // *J. Petrol.* 1972. Vol. 13, N 1. P. 1–29.
- Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 19. P. 913.
- Ibid. 1976. Vol. 33. 972 p.
- Ibid. 1978. Vol. 42. 1250 p.
- Ibid. 1979. Vol. 49. 1020 p.
- Ibid. 1980. Vol. 60. 930 p.
- Ibid. 1981. Vol. 61. 886 p.
- Ibid. 1984a. Vol. 73. 798 p.
- Ibid. 1984b. Vol. 74. 894 p.
- Ibid. 1984c. Vol. 75. Pt 2. P. 547–1304.
- Jakeš P., Gill J.B.* Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 9, N 1. P. 17–28.
- Jakeš P., Miyake Y.* Magma in forearcs: implication for ophiolite generation // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 106. P. 349–358.
- Karig D.E.* Remnant arcs // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 1057–1068.
- Kling S.* Radiolarians from the Mariana trough and trench region // *Init. Rep. DSDP.* 1981. Vol. 60. P. 537.
- Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E.* et al. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36, N 1. P. 133–156.
- Langmuir C., Hanson G.N.* An evaluation of major element heterogeneity in the mantle of basalts // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1980. Vol. 297. P. 383–407.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Canad. Miner.* 1978. Vol. 16, N 4. P. 501–520.
- Leveson D.J.* Orbicular rocks: a review // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 77, N 4. P. 409–426.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M.* Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and enclosed basins // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 26. P. 6367–6375.
- Macdonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, N 1. P. 82–133.
- Marcelot G., Dupuy C., Girod M., Maury R.C.* Petrology of Futuna island lavas (New Hebrides): an example of calc-alkaline magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 38, N 1. P. 23–37.
- Matsuyama H., Kumon F., Nakayo K.* Cretaceous radiolarian fossils from the Hidakagawa Group in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan // *News Osaka Micropaleontol. Spec.* vol. 1982. N 5. P. 371–382.
- Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.
- Miyashiro A.* Classification characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249–282.
- Mizutani S., Nishiyama H., Ito T.* Radiolarian biostratigraphic study of the Shimanto Group in the Nanto-Nansei Area, Mie Prefecture, Kii Peninsula, Central Japan // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 1982. Vol. 30. P. 31–107.
- Moore T.* Radiolaria from Leg 17 // *Init. Rep. DSDP.* 1973. Vol. 17. P. 797–869.
- Mottle M.G., Holland H.D.* Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. I. Experimental results for major and minor components of seawater // *Geochim. et cosmochim. acta.* A. 1978. Vol. 42, N 6. P. 1103–1115.
- Nakaseko K., Nishimura A.* Upper Jurassic and Cretaceous radiolaria from the Shimanto Group in Southwest Japan // *Sci. Reg. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.* 1981. Vol. 30. P. 133–203.
- Nakaseko K., Nishimura A., Sugano K.* Cretaceous radiolaria in the Shimanto belt, Japan // *News Osaka Micropaleontol. Spec.* vol. 1979. N 2. P. 1–49.
- Natland P., Hekinian R.* Hydrothermal alteration of basalts and sediments and the DSDP Site 456, Marine Trough // *Init. Rep. DSDP.* 1982. Vol. 60. P. 759–768.
- Nicols H., Perry R.P., Koffed J.W.* et al. Bathymetry of Bowers bank, Bering Sea // *Surv. and Mapp.* 1964. Vol. 24. P. 443–448.
- Nisbett E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1977. Vol. 63, N 2. P. 149–160.
- Okamura M.* Radiolarian fossils from the North Shimanto Belt (Cretaceous) in Kochi Prefecture, Shikoku // *Geol. Paleontol. Shimanto Belt Rinyakosaikai Press.* 1980. Vol. 10. P. 153–178.
- Okamura M., Nakaseko K., Nakano K.* Radiolarians from the Kajisako formation, Monoba area, Shikoku // *Radiolarian biostratigraphy of Mesozoic and Paleozoic groups in Japan.* Nagoya, 1984. P. 93–102.
- Pearce J.A.* Basaltic geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus // *Tectonophysics.* 1975. Vol. 25, N 1/2. P. 41–67.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts*

and mantle xenoliths. Nantwich; Shiva Publ. Limit., 1983. P. 230-249.

Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searle M.P. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 300. P. 299-317.

Pearce J.A., Cann J.R. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1971. Vol. 12. P. 339-349.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis // *Ibid.* 1973. Vol. 19, N 2. P. 290-300.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 69, N 1. P. 33-47.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Ibid.* 1976. Vol. 58. P. 63-81.

Perfit M.R., Gust D.A., Bence A.E. et. al. Chemical characteristics of island arc basalts; implications for mantle sources // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30, N 3. P. 227-256.

Pessagno E. Upper Cretaceous radiolaria from Puerto Rica // *Micropaleontology.* 1963. Vol. 9, N 2. P. 197-214.

Pessagno E. Mesozoic planktonic foraminifera and radiolaria // *Init. Rep. DSDP.* 1969. Vol. 1. P. 607-621.

Pessagno E. Jurassic and Cretaceous Hagiastriidae from the Blake-Bahama basin, (Site 5A, JOIDES Leg 1) and the Great Valley sequence, California coast ranges // *Bull. Amer. Paleontol.* 1971. Vol. 60, N 264. P. 1-61.

Pessagno E. Pseudoaulophacidae Riedel from Cretaceous of California and the Blake-Bahama basin // *Ibid.* 1972. Vol. 61, N 270, pt 2. P. 269-328.

Pessagno E. Upper Cretaceous Spumellariina from the Great Valley sequence, California coast ranges // *Ibid.* 1973. Vol. 63, N 276. P. 49-101.

Pessagno E. Upper Cretaceous radiolaria from DSDP Site 275 // *Init. Rep. DSDP.* 1975. Vol. 29. P. 1011-1029.

Pessagno E. Radiolaria zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley sequence // *Micropaleontology. Spec. Publ.* 1976. N 2. P. 1-95.

Pessagno E. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley sequence and Franciscan complex // *Cush-*

man. Found. Spec. Publ. 1977. N 15. P. 1-87.

Pessagno E., Newport R.A. A technique for extracting radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology.* 1972. Vol. 18. P. 231-234.

Petrushevskaya M.G., Kozlova G.E. Radiolaria, Leg 14 // *Init. Rep. DSDP.* 1972. Vol. 14. P. 495-648.

Rabinowitz P.D., Cooper A. Structure and sediment distribution in the Western Sea // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 24, N 4. P. 309-320.

Renz G.W. Radiolaria from Leg 27 of the DSDP // *Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 27. P. 769-842.

Riedel W.R. Some new families of radiolaria // *Geol. Soc. London Proc.* 1967. N 1640. P. 148-149.

Riedel W., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean // *Init. Rep. DSDP.* 1974. Vol. 26. P. 771-813.

Rodda P. An occurrence of orbicular gabbro in Fiji // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1976. Vol. 19, N 2. P. 265-268.

Sakaj T. Radiolarians from Sites 434, 435 and 436 // *Init. Rep. DSDP.* 1980. Vol. 56. P. 695-733.

Sanfilippo A., Riedel W. Cenozoic radiolaria (exclusive of Theoperids, Artostrobids, Amphipyndacids) from the gulf of Mexico // *Ibid.* 1973. Vol. 10. P. 475-612.

Saunders A.D., Tarney J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43, N 4. P. 555-572.

Schaaf A. Late early Cretaceous radiolaria from Leg 62 // *Init. Rep. DSDP.* 1981. Vol. 62. P. 419-470.

Schilling J.G. Icelandic mantle plume: geochemical evidence along the Reykjanes Ridge // *Nature.* 1973. N 242. P. 565-571.

Schmidt-Effing R. Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena-Massiv von Costa Rica // *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.* 1980. Bd. 1960, N 2. S. 241-257.

Scholl D.W., Buffington E.C., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1974. N 151. P. 1-31.

Sharaskin A.Ya., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc volcanism of the Philippine Sea // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 300. P. 287-297.

Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth*

and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59, N 2. P. 101-118.

Shor G.G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian ridge // *Mar. Geol.* 1964. Vol. 1, N 3. P. 213-219.

Squinabol S. Le Radiolarie dei noduli seleio si nella Scaglia degli Euganei // *Riv. ital. paleontol.* 1903. Vol. 9, fasc. 4. P. 105-150.

Sun S.S., Nesbitt R.W. Chemical heterogeneity in the Archean mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 35, N 4. P. 429-448.

Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Ibid.* 1979. Vol. 44. P. 119-138.

Taketani Y. Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakava and Obira areas // *Hokkaido Tohoku Univ. Sci. Rep. Ser. 2. Geol.* 1982. Vol. 52, N 1/2. P. 1-76.

Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region // *Island arcs, deep sea and back-arc basins.* Wash.: Amer. Geophys. Union, 1977. P. 367-377.

Vishnevskaya V.S. Upper Cretaceous radiolaria from the USSR Bering region // *Radiolaria.* 1985. N 9. P. 79.

Vishnevskaya V.S. Middle to Late Cretaceous radiolarian zonation of the USSR Bering region // *Mar. Micropaleontol. Spec.* Vol. 1987. N 11. P. 139-149.

Weaver S.L., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J. A geochemical study of magmatism associated with initial stages of back-arc spreading // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 152-169.

Whitford D.J., Compston W., Nicholls I.A. et al. Geochemistry of late Cenozoic lavas from Eastern Indonesia: role of subducted sediments in petrogenesis // *Geology.* 1977. Vol. 5, N 9. P. 571-575.

Wood D.A., Tarney J., Varet J. et al. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD Leg 49; implications for mantle heterogeneity // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 42, N 1. P. 77-97.

Yamaychi M. Upper Cretaceous radiolarians from Northern Shimanto belt along the course of Shimanto river, Kochi Prefecture, Japan // *News Osaka Micropaleontol. Spec.* vol. 1982. N 5. P. 383-397.

Yoder H.S., Tilley C.E. Origin of basalts: an experimental study of natural and synthetic rocks system // *J. Petrol.* 1962. Vol. 3, N 3. P. 342-532.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—XVI

Т а б л и ц а I

- 1-4 — *Cromyosphaera vivenkensis*: 1 — × 200, 2 — × 280, 3 — × 400, 4 — × 700
5, 6 — *C. ex gr. vivenkensis*: 5 — × 500, 6 — × 230
1-6 — коньяк — ранний кампан бассейна р. Ватыны

Т а б л и ц а II

- 1, 2 — *Stylosphaera goruna*: 1 — × 480, поздний маастрихт района лагуны Аят; 2 — × 400, кампан — ранний палеоцен хребта Ширшова
4 — *Praestylosphaera pusilla*, × 290, средний кампан Олжоторского полуострова
3 — *Orbiculiforma quadrata*, × 100, коньяк — ранний кампан бассейна р. Ватыны
5 — *Phaseliforma subcarinata*, × 150, поздний сантон — кампан бассейна р. Ватыны
6 — *Patellula planiconvexa*, × 150, коньяк — сантон бассейна р. Ватыны

Т а б л и ц а III

- 1, 2 — *Pseudoaulophacus praefloresensis*: 1 — × 100, 2 — × 200
3 — *Pseudoaulophacus floresensis*, × 150
4 — *Pseudoaulophacus venadoensis*, × 100
5, 6 — *Archaeospongoprunum bipartitum*: 5 — × 150, 6 — × 350
7 — *Spongurus mollis*, × 250
1, 2, 4-6 — коньяк — ранний сантон; 3 — поздний сантон — ранний кампан бассейна р. Ватыны; 7 — кампан — ранний палеоцен хребта Ширшова

Т а б л и ц а IV

- 1 — *Stauroidictya* sp., × 280, поздний кампан — ранний маастрихт района лагуны Аят
2 — *Fatulibracchium* sp., × 250
3 — *Crucella* sp., × 210
4 — *Frunobrachium* sp., × 200
5 — *Eucyrtidium?* sp., × 510
2-5 — поздний сантон — ранний кампан бассейна р. Ватыны
6 — *Heliocyrptocarpa* sp. A., × 800, кампан — ранний палеоцен хребта Ширшова

Т а б л и ц а V

- 1 — *Amphipyndax stocki*, × 180
2, 5 — *Amphipyndax stocki* var. A: 2 — × 340, 5 — × 200
3, 4 — *Amphipyndax stocki* var. A: 3 — × 640, 4 — × 520
6 — *Amphipyndax stocki* var. A, × 490
1, 3, 4 — поздний сантон — ранний кампан; 2, 5 — коньяк — ранний сантон бассейна р. Ватыны; 6 — средний кампан Камчатки

Т а б л и ц а VI

- 1-3 - *Amphipyndax stocki* var. B: 1 - × 200, 2 - × 100, 3 - × 200, поздний сантон - ранний кампан бассейна р. Ватыны
 4 - *Amphipyndax stocki* var. B, × 350, поздний кампан - ранний маастрихт района лагуны Аят
 5 - *Amphipyndax stocki* var. B, × 125, поздний кампан - маастрихт Камчатки
 6 - *Amphipyndax* ? cf. *A. enesseffi*, × 490, средний кампан Камчатки

Т а б л и ц а VII

- 1, 2 - *Amphipyndax stocki* var. C: 1 - × 350, 2 - × 175, поздний кампан - ранний палеоцен района лагуны Аят
 3 - *Amphipyndax stocki* var. C, × 340
 4, 5 - *Amphipyndax stocki* ? var. C: 4 - × 350, 5 - × 400
 3-5 - средний кампан Камчатки
 6 - *Amphipyndax alamedaensis*, × 190, поздний маастрихт - ранний палеоцен района лагуны Аят

Т а б л и ц а VIII

- 1 - *Theosampe altamontensis*, × 320, поздний маастрихт - ранний палеоцен района лагуны Аят
 2 - *Theosampe vanderhoofi*, × 710
 3 - *Stichomitra livermorensis*, × 380
 2, 3 - поздний кампан - ранний маастрихт района лагуны Аят
 4 - *Stichomitra shirshovica* sp. nov. × 450, кампан - ранний палеоцен хребта Ширишова

Т а б л и ц а IX

- 1 - *Stichomitra shirshovica*, × 500, поздний кампан - ранний палеоцен района лагуны Аят
 2, 3 - *Stichomitra shirshovica*: 2 - × 400, 3 - × 500
 4, 5 - *Stichomitra* ? sp., × 500
 2-5 - поздний кампан - маастрихт Северной Камчатки

Т а б л и ц а X

- 1-3 - *Archaeodictyomitra squinabolii*: 1 - × 100, 2 - × 150, 3 - × 250
 1-3, 5, 8 - коньяк - ранний кампан бассейна р. Ватыны
 4 - *Dictyomitra* cf. *paraensis*, × 100, коньяк - ранний сантон бассейна р. Ватыны
 5 - *Dictyomitra* ex gr. *multicostata*, × 100
 6 - *Pseudodictyomitra pseudomacrosephala*, × 150, альб-турон бассейна р. Ватыны
 7 - *Dictyomitra densicostata*, × 250, поздний сантон - ранний кампан р. Ватыны
 8 - *Dictyomitra* ex gr. *striata*, × 300

Т а б л и ц а XI

- 1 - *Bathropyramis sanjoaquinensis*, × 455
 2 - *Bathropyramis* sp. A, × 910
 3 - *Bathropyramis* sp., × 460
 1-3, 5 - поздний маастрихт - ранний палеоцен района лагуны Аят
 4 - *Cornutella californica* var. B, × 315, поздний кампан - ранний маастрихт района лагуны Аят
 5 - *Cornutella californica* var. A, × 250

Т а б л и ц а XII

- 1 - *Clathrocyclas gravis*, × 350, поздний кампан - ранний маастрихт Северной Камчатки
 2 - *Clathrocyclas hyronia*, × 470

- 3 – *Clathrocyclas diceros*, × 720
 2, 3 – поздний кампан – ранний маастрихт района лагуны Аят
 4 – *Sethocyrtilis ambiguus*, × 350, коньяк – ранний сантон бассейна р. Ватыны

Т а б л и ц а XIII

- 1 – *Coniforma* sp., × 350, поздний кампан – ранний маастрихт Олюторского хребта
 2 – *Lithomespilus* sp., × 360, поздний маастрихт – даний Олюторского хребта
 3 – *Clathrocyclas tintinnaeformis*, × 600, поздний кампан – ранний маастрихт Камчатки
 4 – *Clathrocyclas?* sp., × 340, поздний кампан – ранний маастрихт Олюторского хребта

Т а б л и ц а XIV

- 1 – *Sciadiacapsa?* petasus, × 180
 2 – *Clathrocyclas hygonia*, × 300
 3 – *Clathrocyclas?* sp., × 450
 1–3 – поздний кампан – ранний маастрихт Олюторского хребта

Т а б л и ц а XV

- 1 – *Cromyosphaera?* sp., × 200
 2 – *Eucyrtis?* sp., × 500
 3 – *Dictyomitra* ex gr. *striata*, × 520
 1–3 – кампан Олюторского хребта
 4 – *Theosampe* sp., × 730, поздний маастрихт – даний Олюторского хребта

Т а б л и ц а XVI

Сопутствующая фауна

- 1, 5, 6 – кремневые остатки неясного происхождения, хребет Ширшова: 1 – × 1500, 5 – × 770, 6 – × 1500
 2 – планктонная фораминифера, × 240, альб–турон, Олюторский хребет
 3, 4 – спикулы кремневых губок, × 150, хребет Ширшова

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Н.А. Богданов)	3
ВВЕДЕНИЕ (Н.А. Богданов)	5
СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕЛОВЫХ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА (В.С. Вишневская)	10
История становления стратиграфии мезозойских вулканогенно-кремнистых отложений юга Корякского нагорья	10
Расчленение меловых вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны по комплексам выделенных радиолярий	18
Описание радиоляриесодержащих толщ	20
Меловые комплексы радиолярий Олюторской зоны	34
Литологические типы радиоляриесодержащих пород	41
Методика изучения радиолярий	42
ОПИСАНИЕ РУКОВОДЯЩИХ ВИДОВ РАДИОЛЯРИЙ	43
Радиолярии	43
Отряд Spermellaria Ehrenberg, 1875	43
Семейство Liosphaeridae Haeckel, 1881, emend. Regny, 1881	43
Подсемейство Stromyosphaerinae Haeckel, 1881	43
Род Stromyosphaera Haeckel, 1881	43
Семейство Actinommiidae Haeckel, 1862, emend. Riedel, 1967	44
Род Stylosphaera Ehrenberg, 1847	44
Род Praestylosphaera Empson-Morin, 1981	45
Семейство Orbiculiformidae Pessagno, 1973	45
Род Orbiculiforma Pessagno, 1973	45
Семейство Phaseliformidae Pessagno, 1972	46
Род Phaseliforma Pessagno, 1972	46
Надсемейство Spongodiscacea Haeckel, 1881, emend. Pessagno, 1971, 1977	46
Семейство Pseudoaulophacidae Riedel, 1967	46
Род Patellula Kozlova, 1972, emend. Empson-Morin, 1981	46
Род Pseudoaulophacus Pessagno, 1963, emend. Pessagno, 1972	47
Семейство Sponguridae Haeckel, 1887	48
Род Archaeospongoprimum Pessagno, 1973	48
Род Spongurus Haeckel, 1862	49
Отряд Nassellaria Ehrenberg, 1875	50
Семейство Amphipyndacidae Riedel, 1967	50
Род Amphipyndax Foreman, 1966	50
Семейство Artostrobiidae Riedel, 1967	55
Род Theocampe Haeckel, 1887, emend. Burma, 1959, emend. Empson-Morin, 1981	55
Семейство Theoperidae Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967	56
Род Stichomitra Cayeux, 1897	56
Семейство Archaeodictyomitridae Pessagno, 1976	57
Род Archaeodictyomitra Pessagno, 1976	57

Род <i>Dictyomitra</i> Zittel, 1876, emend. Pessagno, 1976	58
Род <i>Pseudodictyomitra</i> Pessagno, 1977	59
Семейство <i>Асгоругамидиде</i> Haeckel, 1881	60
Род <i>Bathropyramis</i> Haeckel, 1881	60
Семейство <i>Лампромитриде</i> Haeckel, 1881	61
Род <i>Cornutella</i> Ehrenberg, 1839	61
Семейство <i>Сетфорогмидиде</i> Haeckel, 1881	62
Род <i>Clathrocyclas</i> Haeckel, 1881, emend. Foreman, 1968	62
Семейство <i>Птеросоргидае</i> Haeckel, 1881	65
Род <i>Sethocyrtis</i> Haeckel, 1887	65
ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЮТОРСКОГО ХРЕБТА.	
Гытгынский эффузивный комплекс альба—турона (<i>А.Н. Сухов</i>)	66
Олюторский магматический комплекс коньяка— раннего сантона (<i>А.В. Федорчук</i>)	78
Ничаксаямский эффузивный комплекс позднего сантона—маастрихта (<i>А.В. Федорчук</i>)	95
Мачевинский вулканогенно-обломочный комплекс кампана—данья (<i>А.В. Федорчук</i>)	108
Плутонические образования базит-гипербазитового состава (<i>А.В. Федорчук, П.К. Кетехинская</i>)	122
Олистостромовый комплекс (<i>Н.А. Богданов, А.В. Федорчук</i>)	143
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (<i>Н.А. Богданов</i>).	147
АБСТРАКТ	152
ЛИТЕРАТУРА	153
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—XVI	162

CONTENTS

FOREWORD (<i>N.A. Bogdanov</i>)	3
INTRODUCTION (<i>N.A. Bogdanov</i>)	5
COMPOSITION AND AGE OF THE CRETACEOUS SILICEOUS-VOLCANOGENIC FORMATION OF THE OLYUTOR RANGE (<i>V.S. Vishnevskaya</i>)	10
Historical review of the study of Mesozoic stratigraphy of volcanogenic-siliceous deposits of the Southern Koryak Highland	10
Radiolarian biostratigraphy	18
Description of the radiolaria-bearing sections	20
Cretaceous radiolarian assemblages of the Olyutor tectonic zone	34
Lithology of radiolaria-bearing rocks	41
Procedures of preparation of radiolarian samples	42
PALEONTOLOGICAL DESCRIPTION OF SPECIES	43
Radiolaria	43
Order Spumellaria Ehrenberg, 1875	43
Family Liosphaeridae Haeckel, 1881, emend. Regny, 1881	43
Subfamily Cromyosphaerinae Haeckel, 1881	43
Genus Cromyosphaera Haeckel, 1881	43
Family Actinommidae Haeckel, 1862, emend. Riedel, 1967	44
Genus Stylosphaera Ehrenberg, 1847	44
Genus Praestylosphaera Empson-Morin, 1981	45
Family Orbiculiformidae Pessagno, 1973	45
Genus Orbiculiforma Pessagno, 1973	45
Family Phaseliformidae Pessagno, 1972	46
Genus Phaseliforma Pessagno, 1972	46
Superfamily Spongodisceacea Haeckel, 1881, emend. Pessagno, 1971, 1977	46
Family Pseudoaulophacidae Riedel, 1967	46
Genus Patellula Kozlova, 1972, emend. Empson-Morin, 1981	46
Genus Pseudoaulophacus Pessagno, 1963, emend. Pessagno, 1972	47
Family Sponguridae Haeckel, 1887	48
Genus Archaeospongoprimum Pessagno, 1973	48
Genus Spongurus Haeckel, 1862	49
Order Nassellaria Ehrenberg, 1875	50
Family Amphipyndacidae Riedel, 1967	50
Genus Amphipyndax Foreman, 1966	50
Family Artostrobiidae Riedel, 1967	55
Genus Theocampe Haeckel, 1887, emend. Burma, 1959, emend. Empson-Morin, 1981	55
Family Theoperidae Haeckel, 1881, emend. Riedel, 1967	56
Genus Stichomitra Cayeux, 1897	56
Family Archaeodictyomitridae Pessagno, 1976	57
Genus Archaeodictyomitra Pessagno, 1976	57

Genus <i>Dictyomitra</i> Zittel, 1876, emend. Pessagno, 1976	58
Genus <i>Pseudodictyomitra</i> Pessagno, 1977	59
Family <i>Acropyramididae</i> Haeckel, 1881	60
Genus <i>Bathropyramis</i> Haeckel, 1881	60
Family <i>Lampromitridae</i> Haeckel, 1881	61
Genus <i>Cornutella</i> Ehrenberg, 1839	61
Family <i>Sethophormidae</i> Haeckel, 1881	62
Genus <i>Clathrocyclus</i> Haeckel, 1881, emend. Foreman, 1968	62
Family <i>Pterocoryidae</i> Haeckel, 1881	65
Genus <i>Sethocyrtis</i> Haeckel, 1887	65
PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE IGNEOUS ROCKS OF THE OLYUTOR RANGE.	
The Gytgyn extrusive complex of the Albian-Turonian (<i>A.N. Sukhov</i>)	66
The Olyutor igneous complex of the Coniacian-Early Santonian (<i>A.V. Fedorchuk</i>)	78
The Nichakvayam extrusive complex of the Late Santonian-Maestrichtian (<i>A.V. Fedorchuk</i>)	95
The Machevna volcanoclastic complex of the Campanian-Danian (<i>A.V. Fedorchuk</i>)	108
The plutonic rocks of basic-ultrabasic composition (<i>A.V. Fedorchuk, P.K. Kepeshinskas</i>)	122
The olistostrome complex (<i>N.A. Bogdanov, A.V. Fedorchuk</i>)	143
CONCLUSION (<i>N.A. Bogdanov</i>)	147
ABSTRACT	152
REFERENCES	153
NOTES TO TABLES I-XVI	162

Никита Алексеевич Богданов, Валентина Сергеевна Вишневецкая,
Павел Каземерасович Кеппинский и др.

Геология юга Корякского нагорья

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Редактор *И.М. Ерофеева*. Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*. Технический редактор *Л.В. Русская*
Корректор *И.Г. Мартынова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31401

Подписано к печати 21.08.87. Т—18604. Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,5 + 1,0 вкл.
Усл.кр.-отт. 11,6. Уч.-изд.л. 14,3. Тираж 500 экз. Тип. зак. 1932. Цена 2р. 90к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 90 к.

